

Exploration Seismology

Volume 1

History, theory,
& data acquisition

R. E. Sheriff

Professor of Geophysics,
University of Houston

L. P. Geldart

Coordinator, Canadian International
Development Agency Program for Brazil

Cambridge University Press

Cambridge

London New York New Rochelle

Melbourne Sydney

Р. Шерифф, Л. Гелдарт

Сейсморазведка

В двух томах

Том 1

История, теория и получение данных

Перевод с английского
канд. геол-мин. наук Е. А. Ефимовой
под редакцией
д-ра физ-мат. наук, проф. А. В. Калинина

Электронная версия Антипова А.А.



Москва «Мир» 1987

ББК 26.325
Ш 49
УДК 550.834

Шерифф Р., Гелдарт Л.

Ш 49 Сейсморазведка: В 2-х т. Т. 1. Пер. с англ.— М.: Мир, 1987, 448 с., ил.

Книга известных геофизиков Р. Шериффа (США) и Л. Гелдарта (Канада) посвящена основам современной разведочной сейсмики.

В первом томе изложены основы сейсмического метода исследований земных недр и поисков полезных ископаемых: исторические сведения, теория сейсмических волн, геометрия сейсмических лучей, полевые методы отраженных и преломленных волн. К каждой главе даны задачи для самостоятельного решения. Книгу отличает четкость изложения, умелое использование практического материала и обилие иллюстраций.

Для студентов, преподавателей и специалистов по разведочной геофизике, инженерной геологии, нефтяников. Может служить учебным пособием.

Ш 1903020000-296 110—87, ч. 1
041(01)—87

ББК 26.325

Редакция литературы по геологии и геофизике

© Cambridge University Press 1982
Reprinted with corrections 1985
This book was originally published
in the English language by Cambridge
University Press of Cambridge,
England
© перевод на русский язык, «Мир», 1987

От редактора перевода

Научную литературу можно подразделить на два типа. К первому принадлежат книги, которые специалисты пишут для специалистов, мало заботясь о доступности материала для непосвященных. Как правило, в таких книгах приводятся достаточно новые данные, интересующие именно специалистов.

Ко второму типу относятся книги, которые специалисты пишут для более широкой аудитории, начиная от студентов данного профиля и кончая специалистами смежных специальностей. В таких книгах, естественно, нет новых сведений с точки зрения узкого специалиста, но нарисована картина общего состояния дел в рассматриваемой отрасли знаний и дана некоторая общая концепция, позволяющая объединить частные достижения различных этапов развития отрасли в некое единое целое. Это ценно по крайней мере в двух аспектах. Во-первых, студенты и специалисты смежных областей получают возможность узнавать все существенное по интересующей их проблематике без необходимости использовать сложный математический аппарат. Во-вторых, узким специалистам представляется возможность охватить единым взглядом общую картину состояния дел и соотношения частных задач с результатом развития всей отрасли.

Предлагаемая вниманию советского читателя книга Р. Е. Шериффа и Л. П. Гелдарта «Сейсморазведка» целиком относится ко второму типу книг. Это не учебник в чистом виде, поскольку в нем нередко отсутствуют строгие выводы, требующие знания сложных разделов высшей математики, но это и не монография в точном смысле этого слова, поскольку в ней изложены теоретические и физические основы разведочной сейсмики, излишние в монографии, предназначенной для узких специалистов. Этот труд представляет собой нечто среднее между монографией и учебником, и в таком качестве он будет исключительно полезен как учебное пособие для студентов и аспирантов специальности разведочная геофизика, как справочное пособие для узких специалистов по разведочной сейсмике и как авторитетный источник, позволяющий геологам и специалистам

смежных областей понять, что такое сейсморазведка и каковы ее возможности сегодня.

Книга Шериффа и Гелдарта пополняет серию переводных книг, включающую в себя недавно изданные книги К. Уотерса «Отражательная сейсмология» и К. Аки и П. Г. Ричардса «Количественная сейсмология». Все три книги взаимно дополняют друг друга. Существенно различаясь между собой по решаемым в них проблемам и используемым методам анализа, они образуют тот «фундамент», на котором строится современная сейсмология и ее приложения. «Отражательная сейсмология» и «Сейсморазведка» отличаются прикладной направленностью и адресованы широкому кругу читателей; «Количественная сейсмология» предназначена для профессиональных сейсморазведчиков и сейсмологов. Глубокое понимание теоретических основ разведочной сейсмики невозможно без систематического изучения многих разделов «Количественной сейсмологии», однако приложение теоретических знаний для решения практических задач невозможно без полного понимания материалов, изложенных в «Сейсморазведке» и «Отражательной сейсмологии». Отметим, что, совпадая по основной направленности, последние две книги с различной полнотой охватывают проблемы разведочной сейсмики. Первая книга дает возможность получить представление о большинстве разделов этой науки, вторая же посвящена исключительно сейсморазведке методом отраженных волн.

Перечисленные выше три книги практически полностью решают проблему, связанную с нехваткой учебников и учебных пособий по курсу разведочной сейсмики применительно как к специальности геофизическая разведка, так и по курсу сейсморазведки для различных специализаций геологов. Эти книги будут незаменимым пособием для лекторов, читающих соответствующие курсы не только в вузах, но и в техникумах.

В оригинале книга Шериффа и Гелдарта названа «Exploration Seismology», т. е. в буквальном переводе «Разведочная сейсмология». Однако в отечественной литературе термин «сейсмология» давно и прочно закреплен за тем разделом наук о Земле, который связан с использованием землетрясений или мощных промышленных взрывов для изучения строения Земли в целом. Именно это обстоятельство послужило причиной того, что перевод книги озаглавлен «Сейсморазведка»; это полностью отражает ее содержание. Сейсмология в привычном для нас значении слова появилась раньше сейсморазведки и по своим методам наблюдений и способам обработки многие годы действительно существенно отличалась от сейсморазведки. Однако в последнее десятилетие эти различия быстро стираются, чему в значительной мере способствовали «цифровая революция»,

затронувшая сначала сейсморазведку, и развитие все более изощренных способов возбуждения упругих волн с помощью искусственных источников сейсмической энергии. Если добавить к этому общность фундамента обеих наук — теорию упругости и практически единый математический аппарат, используемый при решении большинства задач, то станет вполне понятной тенденция к использованию единого термина для тех отраслей науки, которые занимаются использованием упругих волн для решения геологических задач.

Задача, которую поставили перед собой авторы книги, исключительно сложна. Дать картину состояния современной разведочной сейсмики, не пропустив существенных ее частей и не впадая в популяризаторскую скороговорку, трудно прежде всего потому, что велик объем материала и этот материал крайне разнороден по своей физической природе, по методам его получения и приемам анализа при помощи математических методов. Чтобы читатель имел представление о сложности тех проблем, которыми занимается разведочная сейсмика, достаточно привести несколько примеров. Так, диапазон исследуемых глубин в земной коре, с которыми приходится иметь дело при решении различных геологических задач, простирается от первых двух-трех метров до десятков километров. С первыми метрами сейсморазведка имеет дело, когда необходимо определить положение уровня грунтовых вод (задача, крайне важная при поисках воды в засушливых районах, при проектировании ирригационных систем и проведении мелиорации) или мощность рыхлых отложений, подлежащих удалению при строительстве крупных сооружений и открытых разработках полезных ископаемых. С десятками километров сейсморазведка встречается при изучении земной коры и верхней мантии.

Диапазон глубин от 1000 до 6000 м характерен для поисков нефти и газа, где сейсморазведка является основным инструментом разведочной геофизики. Погрешность в определении положения тех или иных объектов в толще пород в этом случае не должна превышать 1—2 % при мощности покрывающих отложений в несколько километров. Необходимо подчеркнуть, что свойства пород, как правило, значительно изменяются как по вертикали (с увеличением глубины), так и по горизонтали. Далее, реальные геологические тела весьма далеки от идеальных упругих тел по своим свойствам и весьма сложны по строению. Все это приводит к огромным математическим трудностям уже на стадии решения прямых задач — расчета поля смещений на поверхности среды по заданному положению источника упругих волн. Различия в упругих свойствах, прежде всего в способности поглощать упругие волны, бесконечное разнообразие в сочетаниях пород разных типов, изменчивость пород в непосредствен-

ной близости от поверхности не позволяют без соответствующих экспериментальных исследований ответить даже на вопрос, какой мощностью должен обладать источник упругих волн для обеспечения заданной глубинности разведки. Так, для того чтобы изучать разрез до глубины 3000 м, в одних условиях достаточно в качестве источника использовать взрыв заряда тротила массой 50 г, а в других — 400 кг. Пример со взрывом мы привели только для того, чтобы указать диапазон изменения энергии источника. Эра применения взрывов для возбуждения упругих волн давно закончилась. В настоящее время практически повсеместно сейсморазведка переходит к использованию экологически безопасных источников упругих волн. А это означает, что в сейсморазведке возник еще один и весьма большой раздел — направление, занимающееся разработкой и применением невзрывных источников сейсмической энергии.

Диапазон частот, используемых в сейсморазведке, сравнительно невелик — от единиц герц до 2—3 кГц, но перепад между величиной регистрируемых сигналов, т. е. динамический диапазон регистрируемых волн, достигает 10 млн., что соответствует различию в мощностях в 10^{14} раз. Этот динамический диапазон можно считать «мгновенным», поскольку длительность записи в большинстве случаев не превышает 6 с. За интервал времени порядка 6 с к приемному устройству — сейсмоприемнику — подходят многие десятки тысяч отраженных волн, из которых полезными, несущими извлекаемую информацию, являются лишь десятки. Все остальные волны сейсморазведчики называют регулярными волнами-помехами. Так возникает задача о поиске иголки в стоге сена, причем само «сено» теперь по своим свойствам не отличается от «иголки»!

Чтобы решить подобную задачу, необходимо уже на стадии проведения наблюдений, т. е. при возбуждении и приеме упругих волн, обеспечить меры, позволяющие в дальнейшем путем весьма сложной и трудоемкой обработки данных с помощью ЭВМ и с использованием весьма изощренных приемов выделить из десятков тысяч волн десять или двадцать полезных.

Сейсмические работы, как известно, проводятся не в лаборатории, а в «поле». «Поле» — это и чистое поле, и тайга, и пустыня, и тундра, и горы, и море. Все это наполнено звуками, колебаниями воздуха и почвы. К чему приводит это обстоятельство для сейсморазведки, легко понять, если учесть, что смещение грунта, на котором установлены сейсмоприемники, при подходе к поверхности полезной волны часто не превышает 10^{-6} мм. Источники подобных нерегулярных помех, или шумов, сами по себе, как правило, весьма слабы, но, будучи расположенными рядом с приемным устройством, они способны замаскировать приход даже весьма интенсивных полезных волн. Таким обра-

зом, возникает еще одна проблема — борьба с шумами, нерегулярными волнами. Подавив в нужной мере те и другие помехи, мы придем лишь к началу собственно процесса извлечения сведений о строении земных недр. Однако уже на этой стадии обработки материала наблюдений приходится использовать те или иные модели реальных сред; в противном случае задача выделения полезных сигналов становится неразрешаемой.

Простейшей моделью для разведочной сейсмики является пачка горизонтально расположенных пластов с неизменной мощностью. В такой модели упругие свойства изменяются только в вертикальном направлении, при переходе от слоя к слою, а внутри каждого из слоев остаются неизменными. Для этой модели известны решения прямой задачи, т. е. задачи о том, что мы сможем наблюдать на поверхности среды или внутри ее, если известно положение источника упругих волн и заданы параметры возбуждаемых колебаний, такие как скорость смещения стенок сферической полости. Соответственно известны приемы, позволяющие по наблюдаемому полю волн найти распределение пластов в данной пачке.

Следующую по сложности модель мы получим, расположив пачку пластов под углом к поверхности, причем первый слой теперь по необходимости будет клиновидным. Строгое решение прямых задач для этого случая до сих пор не получено.

Деформировав пачку пластов так, чтобы они «смялись» в гармошку, когда поверхности слоев изгибаются, образуя поднятия и впадины, мы получим новую, более близкую к реальности модель среды. В этой модели горизонтальные и вертикальные размеры поднятий и впадин могут изменяться от долей метра до сотен метров. Простейшим примером такой ситуации является всем известная рябь на прибрежном песке. Размеры этой модели в плане все еще принимаются бесконечными. Однако распределение напряжений в рассматриваемом случае теперь будет весьма сложным, и мы не можем более считать, что упругие свойства пласта, однородного в литологическом отношении, будут неизменными в разных его точках, например в зонах сжатия и растяжения. В реальных ситуациях может наблюдаться несколько пачек, деформированных по-разному. Геологи в этом случае говорят о наличии нескольких структурных этажей. Для сейсморазведчика рассматриваемая модель становится трехмерно-неоднородной, хотя внутри пластов свойства все еще изменяются непрерывно.

Рассечем субвертикальной плоскостью описанную выше модель и сдвинем одну часть относительно другой вдоль этой плоскости, имитируя появление тектонического нарушения. Таких нарушений может быть и несколько. В новой модели появляется

скачкообразное изменение упругих свойств и при движении вдоль пластов.

Наконец, понижем предыдущую модель однородным телом ограниченных в плане размеров, которое разрывает, раздвигает пласты, уплотняя или разрушая их и дополнительно деформируя, создав тем самым картину диапировой тектоники, характерной для районов с мощными отложениями солей, «выдавливаемых» внутрь слоистой пачки. Под солевыми отложениями часто имеются скопления нефти или газа; вот почему отложения такого типа, называемые подсолевыми, необходимо исследовать сейсмическими методами при поисках углеводородов.

Во всех описанных выше моделях преобладающими являлись структурные факторы, т. е. особенности геометрического строения тех или иных поверхностей, разделяющих отложения с различными упругими свойствами.

Однако в последнее время особую актуальность приобретают задачи, в которых структурные факторы не играют решающей роли, а на первый план выходят неструктурные, литологические проблемы. Иными словами, стало необходимо определять состав и свойства пород, залегающих в сложных условиях и на больших глубинах. Такую ситуацию можно описать моделью одного или нескольких пластов, свойства которых изменяются в горизонтальном направлении таким образом, что в них имеется участок с пониженной скоростью распространения упругих волн. Изменение скорости происходит достаточно плавно и практически мало связано с геометрией пласта. Эти участки перспективны в отношении нефти и газа и потому представляют собой объект поиска. Поисковым критерием теперь являются свойства пласта, расположенного на глубине 3000—6000 м, причем заведомо известно, что абсолютный перепад в упругих свойствах составляет 10 — редко 20 %, а изменения свойств перекрывающих этот слой отложений большой мощности могут иметь такой же порядок величины.

Возбуждая упругие волны вблизи поверхности земли или моря и проводя прием волн, прошедших в землю и возвращающихся к поверхности, в большинстве случаев удается по наблюдаемым волнам восстановить «образ» объекта, т. е. построить модель одного из перечисленных выше типов. Самое поразительное — это то, что такое восстановление проводится преимущественно путем определения времен пробега волн от источника к границам раздела и обратно к приемнику, — иными словами, опираясь на закон, связывающий это время пробега с расстоянием от источника до приемника, скоростными характеристиками среды, заранее неизвестными, и мощностью изучаемых отложений.

Решение сложнейших задач, стоящих перед современной разведочной сейсмикой, стало возможным лишь благодаря огромному арсеналу теоретических знаний и методических приемов. В разведочной сейсмике сейчас взяты на вооружение практически все явления, связанные с возбуждением и распространением упругих волн в сложных средах: отражение, рефракция, дифракция, обмен типов волн, рассеяние, образование головных (преломленных) волн, эффекты, порождаемые распространением волн в анизотропных средах, явления в многокомпонентных средах.

Что касается типов волн, то в настоящее время преимущественное использование находят продольные волны, хотя предпринимаются успешные попытки утилизировать и поперечные, и обменные волны.

Наиболее приложение находят методы, основанные на эффекте отражения упругих волн. Это предпочтение легко объяснить, если учесть, что отражение волн возникает практически всегда, когда скачкообразно изменяется скорость распространения упругих волн независимо от знака скачка, в то время как преломленные волны могут образоваться только тогда, когда волна падает на границу среды с большей скоростью. Наблюдать преломленные волны можно лишь на значительных расстояниях от источника возбуждения по сравнению с глубиной до преломляющей границы. Информативность этого класса волн целиком определяется тем расстоянием, которое волна пробежала вдоль преломляющей границы. Таким образом, по характеру распространения отраженные и преломленные волны принципиально различаются: первые распространяются по путям, близким к вертикали (нормали к отражающим границам), вторые — по путям, близким к горизонтали (вдоль преломляющей границы). Это различие в путях распространения определяет как различие в разрешающей способности по вертикали и по горизонтали, так и выбор моделей сред для решения прямых и обратных задач.

В случае отраженных волн траектории всех волн, используемых при данной расстановке приемников, близки к вертикальным. Отсюда следует вывод принципиальной важности: в большинстве случаев сложную построенную систему можно разбить на совокупность таких моделей, в пределах которых упругие свойства можно считать неизменными в горизонтальном направлении, поскольку на расстояниях, сравнимых с их мощностью, значительных изменений литологии или условий залегания в них, как правило, не происходит.

В случае преломленных волн допущение о неизменности упругих свойств в горизонтальном направлении на всем пути пробега волны вдоль преломляющей границы оправдывается

далеко не всегда, а молчаливое (нередко неявное) предположение о постоянстве свойств по горизонтали может приводить к грубым ошибкам. Однако то, что преломленные волны при соответствующей приемной расстановке могут наблюдаться в первых вступлениях, т. е. приходят раньше других волн, в ряде случаев оказывает решающее влияние на использование этого класса волн для решения геологической задачи. Как это ни покажется странным на первый взгляд, но такие случаи возникают при изучении очень малых глубин (первые метры и десятки метров) и очень больших (десятки и сотни километров). В первом случае речь идет об инженерно-гидрогеологических изысканиях, во втором — об изучении земной коры и литосферы.

В методе отраженных волн эффективность разведки значительно возрастает при совместном использовании продольных и поперечных волн. Знание скоростей распространения тех и других волн позволяет более надежно определять состав и свойства отложений, в том числе решать такую важную задачу, как определение характера флюидов, заполняющих поры пород. Сведения такого рода выводят сейсморазведку на прямой поиск нефти и газа, т. е. конечную задачу сейсмической разведки при поисках углеводородов.

При прямых поисках нефти и газа только кинематических данных, т. е. данных о временах прихода волн, оказывается недостаточно, и решающую роль начинают играть динамические факторы — форма и интенсивность принимаемых волн, характер изменения формы в зависимости от пути, пройденного волнами в среде. Особое значение приобретает проблема возбуждения упругих волн. Теперь важным становится не только мощность источника, но и возможность контролировать параметры генерируемых им колебаний. Это обеспечивает условия для определения таких характеристик реальных сред, как коэффициент поглощения.

Совместное использование продольных и поперечных волн и определение поглощающих свойств среды позволяют ставить перед сейсморазведкой все более сложные задачи не только при поисках нефти и газа, но и многих других, вплоть до разведки рудных месторождений.

Предлагаемая читателю книга состоит из двух томов: «История, теория и получение данных» и «Обработка и интерпретация данных». Такое разделение материала не является прихотью авторов, но продиктовано реальной ситуацией в современной разведочной сейсмике. Продолжительность этапа обработки полученных данных и ее стоимость сейчас в ряде случаев превышают продолжительность и стоимость полевых работ. По мере совершенствования техники возбуждения, приема и регистрации сейсмических сигналов и перехода к использованию

ЭВМ все большей мощности соотношение в материальных и временных затратах будет изменяться не в пользу обработки. Арсенал используемых при обработке сейсмических данных средств огромен, и хотя в основных приемах обработки широко используются результаты теории информации и передачи сообщений, специалистам смежных областей будут интересны приемы, разработанные применительно к задачам собственно сейсморазведки. Это прежде всего касается многоканальной фильтрации и методов восстановления объекта по наблюдениям на поверхности земли.

Прочтя книгу Шериффа и Гелдарта, можно составить довольно полное представление о том, как решаются основные задачи сейсморазведки, начиная от их постановки и до алгоритмов обработки на ЭВМ. Безусловно интересным является исторический очерк развития сейсморазведки. К сожалению, очерк этот ограничен рамками практически одной страны, США, и касается преимущественно методики и техники. Тем не менее динамика развития сейсморазведки показана весьма убедительно.

При переводе настоящей книги мы тщательно следили за точностью передачи не только «буквы», но и «духа» авторов. Это оказалось довольно трудной задачей, поскольку в книге живут два терминологических слоя: один — присущий общей теории упругих волн и математическому аппарату, другой — сейсморазведке как специфической отрасли разведочной геофизики. В последнем случае авторы широко используют профессиональный язык, переходящий иногда в профессиональный жаргон.

Одним из ярких примеров затруднений, возникающих при попытке адекватного перевода специфических терминов, является термин «dip moveout». В англоязычной литературе приращение времени прихода волны, отраженной от горизонтальной границы раздела, относительно времени прихода к приемнику, совмещенному с источником, называется «normal moveout» — нормальный кинематический сдвиг. Эта величина, естественно, имеет размерность времени, и она пропорциональна квадрату расстояния источник — приемник. В случае плоской, но наклонной отражающей границы указанное приращение можно представить в виде двух компонент. Одна компонента имеет ту же структуру, что и нормальный сдвиг, а вторая линейно зависит от расстояния между приемником и источником и синуса угла кажущегося наклона границы. Если найти это второе слагаемое общего сдвига отдельно, то по нему можно определить угол наклона отражающей границы в направлении профиля наблюдений, т. е. кажущийся угол наклона, или одну компоненту истинного угла наклона. Отношение этого дополнительного временного сдвига к расстоянию, на котором он наблюдается, с точностью до постоянной величины равно синусу ка-

жущегося угла наклона. Это отношение авторы и называют «dip moveout», хотя размерность этого «сдвига» теперь не время, а время/расстояние. В конструкциях «normal moveout» и «dip moveout» прилагательные normal и dip должны выступать в виде некоего противопоставления — нормальный и дополнительный, угловой. В этом смысле dip moveout есть просто коэффициент, определяющий кажущийся угол наклона отражающей границы, который получается по данным о дополнительном относительно нормального сдвига запаздывании волн, наблюдаемом на различных пунктах приема.

В целом, по нашему мнению, переводчикам удалось справиться с задачей сохранения духа и буквы оригинала и читатель получит достаточно полное представление о предмете, методах и языке современной сейсморазведки.

А. В. Калинин

Предисловие

Отправной точкой для создания этой книги послужила гл. 4 книги «Прикладная геофизика» [201]. При написании этой главы авторы были связаны недостатком места и не смогли использовать очень многие материалы, которые они хотели бы включить в книгу. Кроме того, всеобъемлющий характер «Прикладной геофизики» привел к тому, что изложение ограничивалось лишь основными принципами, причем на достаточно элементарном уровне, и не было возможности вдаваться в детали или останавливаться на последних достижениях. Коллеги вдохновляли нас на то, чтобы расширить эту главу до размеров отдельной книги, поскольку многие важные стороны сейсморазведки не получили систематического отражения в литературе. Среди них ранняя история сейсморазведочных работ, векторное волновое уравнение, поперечно-изотропные среды, формула Кирхгофа, решения волнового уравнения в задачах дифракции, различные типы поверхностных волн, уравнения Кнотта и Цёпритца для распределения энергии на границах раздела, распространение нормальных мод, эффекты кривизны отражающей границы, соображения о разрешающей способности, трехмерные методы, вертикальное профилирование, повышенная разрешающая способность, исследования S-волн и т. д.

Приступив к работе, мы обнаружили, что в книгу нужно включить весьма много тем, и поэтому нам пришлось разделить ее на два тома: в первый вошли *теория и получение исходных данных*, во второй — *обработка и интерпретация данных*. За небольшими исключениями, основное деление возникло совершенно естественным образом. Многие университетские курсы усовершенствования делятся аналогичным образом, так что материала первого тома будет достаточно для слушателей одних курсов, а материала второго тома — для слушателей других. Отдельные ссылки на гл. 7—10 относятся к т. 2.

Книга предназначена и в качестве учебного руководства для студентов, изучающих курсы повышенного типа, и в качестве справочника для людей, занимающихся сейсмической разведкой. Теоретикам и студентам нужно хорошо разбираться в том, что такое практика, а практические работники должны понимать теорию и все ее возможности. Мы старались добиться равновесия между теоретическими аспектами и практическими деталями, т. е. включить достаточно теории, чтобы помочь читателю следить за огромной массой выходящей литературы, и достаточно практических деталей, чтобы книга имела ценность для сейсмиков-практиков.

Изложение строилось по возможности наиболее последовательным и систематичным. При этом мы старались не вступать в противоречия с существующими математическими обозначениями, определениями и символами. Однако, главным образом соответственно принятой практике, иногда приходилось использовать одни и те же символы для нескольких целей. Список математических обозначений приводится сразу же после данного предисловия.

Мы даем систематический вывод математических соотношений исходя из основных физических законов, за исключением нескольких случаев, когда эти выводы оказывались излишне длинными или требовали использования сложных разделов высшей математики. В то же время мы хотели сделать свою работу понятной для тех геологов и геофизиков, которые не очень любят язык математики. Тот, кто захочет принять математические выкладки на веру, может просто пропустить уравнения и посмотреть, какие следствия вытекают из математических выводов. Мы старались не просто давать уравнениям говорить самим за себя, а описывать смысл уравнений словами. Нас вдохновляло предисловие Г. Джеффриса к его книге «Земля» [82] (первое издание вышло в 1924 г.):

«Если геолог не сможет уследить за какой-нибудь частью этой книги, я думаю, он просто пропустит ее и пойдет дальше.

...Читатели, обладающие большей математической подготовкой, за небольшими исключениями, смогут сделать то же самое».

Там, где терминам дается определение, они выделены курсивом. Точность терминологии часто наиболее ясно отражает степень понимания предмета теми, кто ее употребляет, и мы уделяли особое внимание определениям и старались использовать специализированную сейсмическую лексику.

Чтобы читатель мог ясно видеть цели отдельных разделов, каждую главу мы начинаем с краткого общего обзора. В конце каждой главы (кроме гл. 1) приводятся задачи, предназначенные для того, чтобы прояснить некоторые вопросы, не разобранные в основном тексте, а также привести доказательства и дополнительные соотношения.

Мы признательны многим коллегам за помощь в подготовке этой книги к изданию и выражаем им свою благодарность. Материалы многих фирм мы использовали особенно при написании исторического раздела, и весьма большой признательности заслуживают владельцы фирм Гарри Мэйн, Ден Скелтон, Билл Лэйнг, О Линхардт и Брюс Фризелл за оказанную нам помощь. Мы с благодарностью вспоминаем Маргарет Шерифф и Лесли Денэма.

*Р. Е. Шерифф
Л. П. Гелдарт*

Математические знаки и символы

а) Общие правила и определения

\leftrightarrow	Обозначение соответствующих (равнозначных) функций в разных областях, аргументы указывают тип преобразования
A	Векторная величина, модуль $ A $
∇	Набла, векторный оператор $i(\partial/\partial x) + j(\partial/\partial y) + k(\partial/\partial z)$
∇^2	Оператор Лапласа $\partial^2/\partial x^2 + \partial^2/\partial y^2 + \partial^2/\partial z^2$
$\sum_k g_k$	Сумма g_k по соответствующим индексам k
$\exp x$	e^x
$\text{sinc}(t)$	$(1/t) \sin t$
$\text{step}(t)$	Единичная ступенчатая функция, $\text{step}(t) = 0$ при $t < 0$ и $= +1$ при $t > 0$
$\delta(t)$	Импульс Дирака, единичный импульс, δ -импульс

б) Латинские буквы

a	Градиент скорости по глубине, расстояние между элементами
a, b, c	Константы
a_i, b_i	Углы падения
A, B, C	Амплитуды воли или потенциалов смещения
\mathcal{A}, \mathcal{B}	Амплитуды смещений
c_v, c_p	Удельная теплоемкость при постоянном объеме, постоянном давлении
D_s, D_w	Глубина заложения заряда, мощность ЗМС
E	Модуль Юнга, энергия, плотность энергии, отношение энергий
E_s, E_d	Высотная отметка поверхности, поверхности приведения
E_R, E_T	Доля энергии отраженной, проходящей
F	Частотная характеристика группы сейсмоприемников, абсолютная величина силы
F	Сила на единицу массы

h	Расстояние до преломляющего или отражающего горизонта, мощность, глубина, коэффициент затухания
$h(t)$	Выходной сигнал
H	Напряженность магнитного поля
i	Ток
i_0	Угол выхода луча из источника
$\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k}$	Единичные векторы в направлениях x, y, z
I	Интенсивность
k	Постоянная, объемный модуль (сжатия)
K	Сила, действующая на катушку сейсмоприемника, отнесенная к единице силы тока, эффективное значение упругого модуля
l, m, n	Направляющие косинусы в направлениях x, y, z
L	Коэффициент самоиндукции, кинетическая энергия на единицу объема
m	Масса
m, n	Константы, целые числа, параметры экспоненциального затухания
N	Шум (помеха)
p	Лучевой параметр
\mathcal{P}	Давление
P	Мощность
Q	Добротность
r	Целое число, расстояние, радиус, радиальная координата
R	Коэффициент отражения, радиус, сопротивление
s	Аргумент преобразования Лапласа
S	Постоянная пружины, сигнал
\mathcal{S}	Площадь, поверхность
t	Время, время пробега
t_0	Время в пункте возбуждения
t_i, t_{iu}, t_{id}	Время, отсекаемое продолжением годографа преломленных волн на оси времени, проходящей через пункт возбуждения
t_{uh}	Вертикальное время
$\Delta t_0, \Delta t_s, \Delta t_g$	Поправки за ЗМС
Δt_c	Дифференциальная поправка за ЗМС
Δt_n	Кинематическая поправка
$\Delta t_d/\Delta x$	Угловой кинематический сдвиг
T	Период, коэффициент прохождения
u, v, w	Смещения в направлениях x, y, z
\dot{u}, \ddot{u}	Производные от u по времени, т. е. $du/dt, d^2u/dt^2$
U	Групповая скорость
v	Амплитуда скорости для данного сейсмоприемника

V	Скорость волны, фазовая скорость, интервальная скорость
\bar{V}	Эффективная средняя скорость
$\bar{\bar{V}}$	Среднеквадратичная скорость
V_a	Кажущаяся скорость
V_R, V_L, V_T	Скорость волн Рэлея, Лява, трубных волн
V_u, V_d	Кажущаяся скорость распространения волн в направлении восстания, падения пласта
V_n, V_w	Скорость в среде ниже ЗМС, в ЗМС
\mathcal{V}	Объем
\mathcal{W}	Акустическая жесткость для S -волн
x	Удаление, смещение, расстояние
x', x_c	Критическое расстояние, расстояние точки пересечения годографов преломленной и прямой волн
z	Глубина
Z	Акустическая жесткость для P -волн

в) Греческие буквы

α	Скорость P -волны, угол выхода
β	Скорость S -волн, угол
γ	Фаза или разность фаз, отношение удельных теплостей
Γ	Чувствительность сейсмоприемника
δ	Логарифмический декремент затухания, время задержки, угол
δ_*, δ_g	Время запаздывания в точке взрыва, в точке приема
$\delta(t)$	δ -импульс
Δ	Дилатация, интервал дискретизации
ϵ	Смещение точки взрыва от центра симметричной расстановки, фазовый сдвиг после отражения
$\epsilon_{xx}, \epsilon_{xy}$	Нормальные, сдвиговые напряжения
ξ	Вектор смещения, равный $u\mathbf{i} + v\mathbf{j} + w\mathbf{k}$
η	Коэффициент поглощения
η	Внешняя единичная нормаль
θ	Угол, сферическая координата (дополнение до широты), полярная координата
θ_x	Угол поворота относительно оси x
Θ	Критический угол
Θ	Вектор вращения, равный $\theta_x\mathbf{i} + \theta_y\mathbf{j} + \theta_z\mathbf{k}$
κ	2π (волновое число) $= 2\pi/\lambda$
λ	Длина волны, постоянная Ламе
λ_a	Кажущаяся длина волны
$\lambda_{ }, \lambda_{\perp}$	Постоянные Ламе для поперечно-изотропной среды

μ	Жесткость (модуль сдвига), постоянная Ламе
$\mu_{\parallel}, \mu_{\perp}, \mu^*$	Модули сдвига для поперечно-изотропной среды
ν	Частота $= \omega/2\pi = 1/T$
ν_0	Собственная частота
ξ	Угол наклона пласта, расстояние от начала координат до точки на кривой
Ξ	Простираие
ρ	Плотность, радиус (кривизны)
σ	Коэффициент Пуассона, сила на единицу длины, среднеквадратическое отклонение
σ_{xy}	Напряжение в направлении x на поверхности, перпендикулярной оси y
τ	Коэффициент затухания
Υ	Потенциал, плотность источников
φ, ϕ	Сферическая координата (долгота), пористость, угол, потенциал смещения для P -волн, магнитный поток, угол потерь
Φ	Преобразование Лапласа, Фурье от функции потенциала смещения для P -волн
χ, χ	Потенциал смещения для S -волн
ψ	Волновая функция, возмущение
ω	Угловая частота $= 2\pi\nu$
ω	Собственная частота
Ω	Вектор-потенциал вращательных перемещений

Введение

Общий обзор

В сейсморазведке возбуждаются искусственным путем упругие волны, которые позволяют выявлять находящиеся под землей залежи полезных ископаемых (углеводородов, руд, воды, геотермальных вод и т. д.), археологические стоянки и получать геологическую информацию в инженерных целях. При использовании в сочетании с другими геофизическими, скважинными и геологическими данными материалы сейсморазведки дают информацию о структуре и распространении пород различных типов. Обычно сейсморазведочные работы являются частью какого-либо коммерческого предприятия, и поэтому вопросы вездесущей экономики играют здесь далеко не последнюю роль. Одними только сейсмическими методами невозможно определить многие из элементов, делающих предприятие рентабельным, и, даже если использовать дополнительные данные, однозначная интерпретация редко достижима. Как правило, сейсмические работы заканчиваются задолго до получения определенных ответов на поставленные вопросы и до того, как выяснено все то, что вообще могло быть выяснено. Считается, что для получения дальнейшей информации лучше использовать другие методы, скажем бурение скважины. С экономической точки зрения сейсморазведка находится в условиях постоянной конкуренции с другими методами.

О важной роли сейсмических работ в разведке на нефть свидетельствует ее обширное применение. При выборе мест для заложения разведочных нефтяных скважин почти все нефтяные фирмы опираются на результаты интерпретации сейсморазведочных данных. Несмотря на то что этот метод является не прямым, а косвенным — в большинстве случаев результаты сейсморазведочных работ позволяют обнаружить геологические структуры, а не найти нефть непосредственно, — вероятность успешного предприятия более чем достаточна, чтобы окупить затраты на сейсмические работы. Точно так же велика роль сейсмических методов в поисках грунтовых вод и в гражданском строительстве. В частности, с их помощью можно измерить глубину

залегания коренных пород, знание которой необходимо при строительстве крупных зданий, плотин, шоссейных дорог и портовых сооружений, а также определить, потребуются ли взрывные работы при строительстве дорог, если под выбранными площадками могут встретиться такие потенциальные опасности, как карстовые полости или заброшенные выработки, если вполне вероятно встреча туннеля либо штольни с водоносными зонами или если в разрезе присутствуют разрывные нарушения, которые могут представить опасность для атомных электростанций. С другой стороны, сейсмические методы находят небольшое применение при прямых поисках полезных ископаемых, так как они не позволяют получить достаточно надежных результатов, когда границы между породами различных типов сильно нерегулярны. Однако эти методы можно использовать для выявления таких структур, как погребенные русла, в которых могут накапливаться тяжелые минералы.

Сейсморазведка — детище сейсмологии, занимающейся исследованием землетрясений. Когда происходит землетрясение, в земле образуется разрыв и породы по обе стороны разрыва смещаются относительно друг друга. При этом возникают сейсмические волны, распространяющиеся во все стороны от поверхности разрыва. Для их регистрации в различных местах на земной поверхности устанавливают сейсмографы. Получаемые данные сейсмологи используют для определения характера пород, через которые прошли сейсмические волны.

В методах разведочной сейсмики проводятся в принципе те же самые измерения, что и в сейсмологии. Однако источники энергии здесь находятся под контролем, и их можно перемещать, а расстояния между точками возбуждения и приема относительно малы. Большинство сейсморазведочных работ проводится по методу *непрерывного перекрытия*, когда реакцию на возбуждение от последовательных участков разреза получают вдоль линии профиля. Для возбуждения сейсмических волн используют взрывчатые вещества и другие источники энергии, а возникающие при этом колебания земли обнаруживают с помощью расстановки сейсмоприемников. Как правило, данные регистрируют в цифровой форме на магнитной ленте, чтобы для усиления полезного сигнала относительно шума, выявления важной информации и представления данных в форме, удобной для выполнения геологической интерпретации, можно было применить обработку на ЭВМ.

Основой методики сейсморазведочных работ являются возбуждение сейсмических волн и измерение времени пробега этих волн от источника до расстановки сейсмоприемников, обычно располагаемых вдоль прямой линии, направленной на источник.

Зная времена пробега до отдельных сейсмоприемников и скорость распространения волн, можно воссоздать траектории сейсмических волн. Структурную информацию получают в результате изучения траекторий волн, попадающих в две основные категории: *головные*, или *преломленные*, у которых главная часть пути проходит вдоль границы раздела двух слоев и, следовательно, приблизительно горизонтальна, и *отраженные* волны, у которых энергия первоначально распространяется вниз, а в некоторой точке отражается обратно к поверхности, так что общий путь практически вертикален. Для траекторий волн обоих типов времена пробега зависят от физических свойств горных пород и элементов залегания пластов. Задача сейсморазведки состоит в том, чтобы получить информацию о породах, в частности об элементах залегания пластов, из наблюдаемых времен вступления волн и (в меньшей степени) из вариаций амплитуды, частоты и формы сигнала.

В этой главе вначале дается краткий обзор сейсмических методов отраженных и преломленных волн (§ 1.1); объяснения приводятся без учета различных усложнений и изменений, которые составляют предмет рассмотрения в последующих главах.

Сейсморазведка — довольно молодая дисциплина, ведущая свое начало примерно с 1923 г. Ее ранняя история кратко излагается в § 1.2. Сейсмический метод остается важнейшим геофизическим методом с точки зрения капитальных затрат (§ 1.3) и числа занимающихся им геофизиков. Превосходство сейсморазведки над другими геофизическими методами объясняется множеством разных факторов, самыми важными из которых являются высокая точность, высокая разрешающая способность и большая глубина проникновения, достижимые этим методом. В § 1.4 приводится литература по сейсморазведке.

1.1. Общая характеристика сейсмических методов

1.1.1. Метод отраженных волн (МОВ)

Методика сейсморазведки за последние годы претерпела значительные изменения, и существует множество разных ее вариантов. Ниже мы опишем общие принципы, которые послужат основой для понимания дальнейшего изложения; причины разработки разнообразных модификаций будут рассмотрены в последующих главах.

Предположим, что полевая партия работает на суше и использует в качестве источника энергии заряды взрывчатых веществ. Первым делом после определения подходящего местоположения профиля является пробуривание в земле вертикальной скважины в точке, называемой *пунктом взрыва*; диаметр

такой взрывной скважины составляет 10—12 см, а глубина меняется обычно между 6 и 30 м. *Заряд ВВ* весом в 1—25 кг снабжается электрическим *капсюлем-детонатором* и затем помещается вблизи забоя скважины. От капсюля-детонатора к поверхности протягиваются два провода, соединяющиеся со *взрывной машинкой*; с ее помощью по проводам посылается электрический ток к капсюлю-детонатору, который взрывается, *инициируя взрыв* динамита.

В заданных направлениях от взрывной скважины по прямой линии прокладываются два *кабеля* длиной по 2—4 км. Они содержат много пар электрических проводников (жил), причем каждая пара заканчивается на обоих концах кабеля электрическим разъемом. Кроме того, каждая пара жил соединяется с одним из нескольких питающих разъемов, расположенных вдоль кабеля с интервалами 25—100 м. С каждым разъемом соединено несколько *сейсмоприемников*, так что каждая пара жил кабеля переносит к регистрирующим приборам выходную энергию от *группы* сейсмоприемников. Поскольку расстояния между сейсмоприемниками в группе, подсоединенной к одной паре жил, малы, вся группа приблизительно эквивалентна одному фиктивному сейсмоприемнику, расположенному в центре группы. Обычно вдоль кабеля с равными интервалами располагаются 48 или более групп сейсмоприемников. Когда взрывается заряд динамита, каждая группа сейсмоприемников генерирует сигнал, характер которого зависит от движения грунта в окрестности данной группы. В результате действия всех групп возникают сигналы, содержащие информацию о движении почвы в ряде точек (*центрах групп*), расположенных с равными интервалами вдоль прямой линии, проходящей через пункт взрыва.

Электрические сигналы от групп сейсмоприемников поступают на входы соответствующих усилителей. Усилители повышают мощность сигнала и в некоторой мере подавляют (*отфильтровывают*) те части входного сигнала, которые считаются нежелательными. Выходные сигналы усилителей вместе с сигналами точного времени записываются на магнитную ленту или на бумагу. Записанные таким образом данные состоят из нескольких *трасс*, каждая из которых показывает, как изменяется характер колебания почвы под одной группой сейсмоприемников в зависимости от времени, прошедшего после взрыва.

Записи обычно обрабатывают специальным образом с тем, чтобы ослабить помехи по сравнению с отраженными сигналами. Для этого используют свойства, отличающие их друг от друга. Полученные данные представляют в форме, пригодной для их интерпретации.

На сейсмограммах выделяются когерентные волны, т. е. вступления энергии, закономерно изменяющиеся от трассы

к трассе, и, как предполагается, обусловленные отражениями; по ним проводятся *оси синфазности*. Для различных групп сейсмоприемников измеряются *времена вступления* (интервал времени между моментом взрыва и вступлением энергии на сейсмоприемники группы называется также *временем пробега*) этих когерентных волн. По значениям времен вступлений затем вычисляют местоположение и элементы залегания границы раздела, породившей каждое вступление отраженной волны. При этих расчетах используется значение скорости распространения сейсмических волн. Результаты объединяются в виде разрезов и карт в изолиниях; из них можно получить представление о структуре геологических границ, породивших данные отраженные волны. Путем интерпретации волновой картины, полученной по сейсмическим данным, иногда удается определить конкретные стратиграфические детали геологического разреза или найти признаки присутствия углеводородов. Однако выводы о наличии или отсутствии углеводородов и других полезных ископаемых обычно делаются на основе изучения информации о строении разреза.

Выше мы использовали ряд специальных терминов, встречающихся в литературе по сейсморазведке (выделив их курсивным шрифтом). Это, например, пункт взрыва, группа, трасса, оси синфазности, время вступления. Подобных специфических слов в сейсморазведке огромное множество. Мы и далее будем выделять курсивом вновь вводимые термины. При этом мы будем следовать определениям, приведенным в «Англо-русском энциклопедическом словаре терминов разведочной геофизики» [179], в отношении сейсмических терминов и «Толковом словаре геологических терминов» (16) в отношении геологических.

1.1.2. Метод преломленных волн (МПВ)

Основное различие между методами отраженных и преломленных волн состоит в том, что при использовании преломленных волн расстояние между пунктом взрыва и сейсмоприемниками превышает глубины картируемых границ, тогда как оно мало или сравнимо по величине с глубинами отражающих границ. Поэтому пути распространения волн при работах методом преломленных волн преимущественно горизонтальны, а в методе отраженных волн они преимущественно вертикальны. Головные, или преломленные, волны (см. § 2.4.7) подходят к высокоскоростному пласту и выходят из него под критическим углом, и с их помощью можно обнаружить только такой пласт, в котором скорость распространения волн значительно больше, чем в вышележащих породах. В связи с этим метод преломленных волн имеет более ограниченное применение, чем метод отраженных волн. (Следует заметить, что понятие преломления волн исполь-

зуется в сейсмологии в двух несколько различных смыслах: во-первых, с ним связано явление рефракции, т. е. искривления сейсмических лучей вследствие изменений скорости, а во-вторых, как это мы имеем в нашем случае, образование головных, или преломленных, волн. Классическое картирование высокоскоростных аномальных масс, скажем соляных куполов, также относится к методу преломленных волн, хотя при этом не обязательно используется преломление под критическим углом; см. § 6.1.2.)

Поскольку преломленные волны обычно регистрируют на больших расстояниях, чем отраженные, в этом методе требуются более мощные источники колебаний. Расположение сейсмоприемников вдоль линии наблюдения ведет к ослаблению головных волн, содержащих горизонтальную компоненту смещения; поэтому сейсмоприемники группируют либо радиально, либо перпендикулярно линии, соединяющей пункты взрыва и приема. Но в остальном в методах отраженных и преломленных волн нередко можно использовать одно и то же оборудование.

1.2. История развития сейсморазведки

Приводимый обзор основан на статьях [15, 24, 43, 51, 68, 74, 75, 97, 104, 114, 121, 138, 144, 159, 161, 171, 178, 198, 215], написанных разными авторами с 1929 по 1979 г., и дополнен сведениями, полученными из личных бесед с людьми, которые сами принимали участие в ранних геофизических работах.

1.2.1. Первые шаги

Началом геофизической разведки на нефть явились работы с крутильными весами, изобретенными приблизительно в 1888 г. Роландом Этвешем. В то время как в Европе в небольших масштабах начиная примерно с 1900 г. проводилась гравитационная съемка с крутильными весами, целью которой было картирование геологических структур, в США и Мексике в 1920-х годах широко развернулись поисковые работы на нефть. В декабре 1922 г. результатом съемки в районе известного соляного купола Спиндлтоп в шт. Техас было получение аномалии силы тяжести, но последующие работы приносили разочарование вплоть до 1924 г., когда был обнаружен купол Нэш. Это привело в январе 1926 г. к первому открытию нефти геофизическим методом. В период до 1929 г. 16 соляных куполов, выявленных съемкой с крутильными весами, впоследствии оказались связанными с залежами углеводородов [198].

Можно считать, что теория сейсмических волн ведет свое начало от закона Роберта Гука, сформулированного в 1678 г. но в основном теория упругости была развита только в 1800-х

годах. Статья Кошв о распространении воли была удостоена Большого приза Института Франции в 1818 г., а Пуассон примерно в 1828 г. теоретически доказал, что P - и S -волны существуют по отдельности. В 1899 г. Кнотт [90] представил статью о распространении сейсмических волн, их отражении и преломлении, а в 1907 г. свою работу по сейсмическим волнам опубликовали Внхерт и Цёппритц [221]. Рэлей в 1885 г. [147], Ляв в 1911 г. (см. [105]) и Стоунли в 1924 г. [196] в своих работах развили теории поверхностных волн, носящие их имена.

Роберт Маллет [108, 109] измерил скорость распространения сейсмических волн, используя в качестве источника энергии черный порох, а в качестве приемника — возмущение поверхности ртути, и тем самым открыл эпоху экспериментальной (инструментальной) сейсмологии. Маллет получил очень низкие значения скоростей; вероятно, из-за низкой чувствительности его прибора он мог наблюдать только последующие циклы рэлеевских волн, тогда еще неизвестные. Аббот [1] измерил скорости P -волн, используя почти такие же приемники колебаний, но при очень мощном взрыве. Милн [121] и Т. Грей применили падающий груз наряду с взрывчаткой в качестве источника колебаний в серии исследований сейсмических волн, расположив на одной прямой и два сейсмографа, что явилось по существу первой сейсмической группой. Хекер [73] использовал продольную расстановку из девяти механических горизонтальных сейсмографов для регистрации как P -, так и S -волн.

Идея об использовании сейсмографа для выяснения глубинного строения была впервые выдвинута в 1898 г. Милном (см. [178]). Он писал: «Поскольку волны, образующиеся при землетрясении, проходят последовательно один пласт за другим, то, если мы изучили их отражение и изменение скорости распространения внутри пластов, мы сможем обнаружить структуры, образуемые горными породами на значительных глубинах, которые недоступны прямому наблюдению и о которых без помощи таких волн нельзя даже надеяться узнать хоть что-нибудь... С помощью землетрясений и крупномасштабных экспериментов можно определить упругие модули, свойственные породам в естественном залегании; при правильной интерпретации они позволят правильно понять многие неясные явления».

В 1905 г. Л. Р. Гарре предложил использовать сейсмический метод преломленных волн для поиска соляных куполов, но тогда еще не было сконструировано соответствующих приборов [43].

1.2.2. Первые применения в разведке нефти и газа

После гибели в 1912 г. «Титаника», столкнувшегося с айсбергом, Р. Фессенден пытался изобрести какой-либо способ обнаружения

айсбергов. Среди возможных методов называлось и использование акустических волн в воде, приведшее к появлению первого в США патента (рис. 1.1) по применению сейсмических волн в разведочных работах. Он был подан в 1914 г. и выдан в 1917 г. под заглавием «Метод и аппаратура для обнаружения рудных тел». Патент Фессендена гласил:

«Описанное здесь изобретение относится к методам и аппаратуре, посредством которых при заданных или найденных двух или более из следующих величин: время, расстояние, интенсивность и свойства среды — можно определить одну или более оставшихся величин.»

Он предложил помещать источники и приемники в заполненные водой скважины и определять местоположение рудных залежей как по получаемым от них отражениям, так и по вносимым ими изменениям в результаты измерений времен пробега волн в промежутке между скважинами. Впоследствии Минтроп [122] и другие пытались безуспешно опротестовать его патент, так как Фессенден использовал не «сейсмические» волны, а «акустические», а кроме того, применение скважин для помещения в них источников и приемников не согласовалось с последующей практикой.

В 1914 г. в Германии Минтроп сконструировал сейсмограф, с помощью которого ему удалось с достаточной точностью, необходимой для выполнения разведочных работ, регистрировать возбужденные взрывом волны.

Во время первой мировой войны как немцы, так и их противники в экспериментах с тремя или более механическими сейсмографами пытались определять местонахождение вражеской артиллерии, но оказалось, что для этой цели лучше подходят не сейсмические, а звуковые волны, распространяющиеся по воздуху. Такими экспериментами занимались, в частности, Минтроп и американцы Фессенден, Экхардт, Хейсман, Карчер и Мак-Коллум. Эти шесть человек сыграли главную роль в развитии промышленного применения сейсмических волн после войны. По словам Мак-Коллума, идея применить сейсмические методы в нефтяной разведке принадлежит Хейсману (Р. Палмер, «Воспоминания о Мак-Коллуме», неопубликовано). Минтроп работал совершенно независимо, а Фессенден начал заниматься прикладными вопросами, по-видимому, лишь примерно в 1925 г.

В 1919 г. Минтроп подал заявку на германский патент, относящийся к «Методу определения геологических структур»; патент был выдан в 1926 г. В нем говорилось:

«Когда задача состоит в том, чтобы определить... примерный состав пласта на глубине, используют, как известно, «волшебный прут». Однако... не представляется возможным установить взаимно-однозначное соответствие между указанием «волшеб-

R. A. FESSENDEN.
METHOD AND APPARATUS FOR LOCATING ORE BODIES.
APPLICATION FILED JAN 15 1917.

1,240,328.

Patented Sept. 18, 1917.

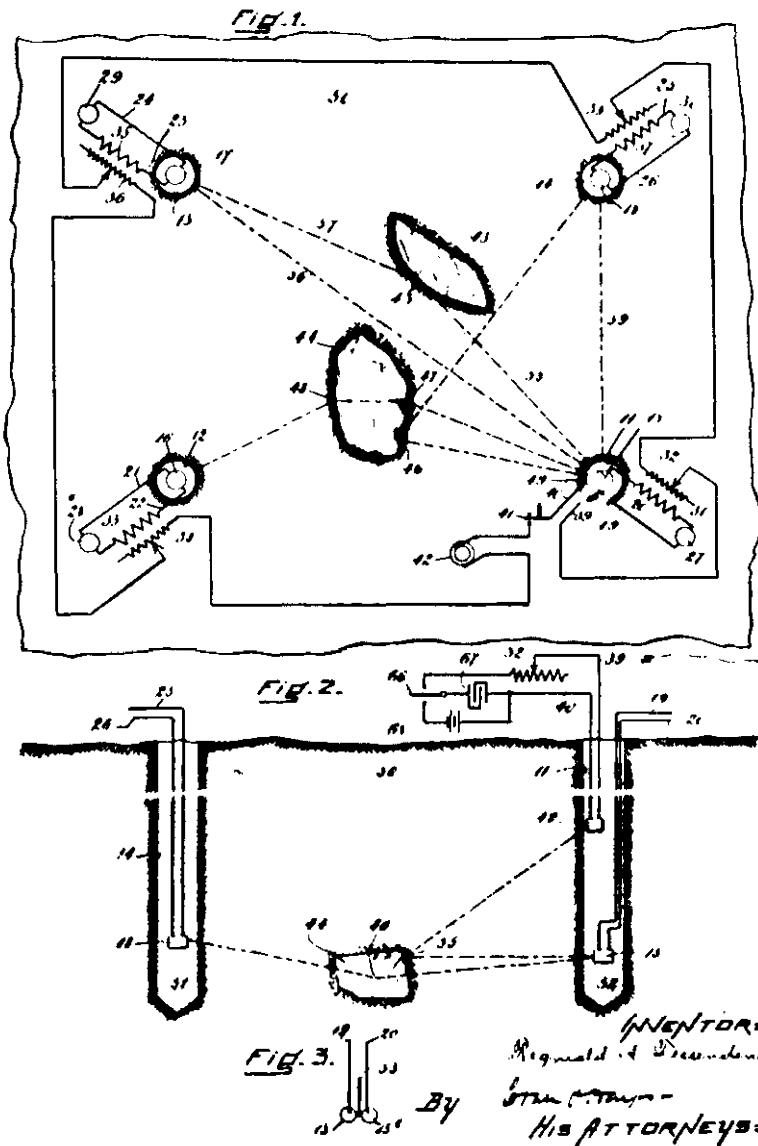


Рис. 1.1. Первая страница патента Фессендена.

ного прута» и геологическими особенностями на глубине»... Согласно моему изобретению,... связь механических волн с характерными свойствами пластов гораздо более прямая... Для искусственного возбуждения механических волн... производится взрывание некоторого количества взрывчатых веществ, возникающие упругие волны распространяются через различные формации горных пород и регистрируются сейсмометром на подходящем расстоянии... Получаемые записи позволяют определять скорости распространения различных волн и глубину, до которой они проникли, а по ним можно сделать выводы о последовательности залегания пластов, их мощности, плотности, а также направлении простираения и падении.»

В 1920 г. Дж. Ивенс и У. Уитни подали заявку на британский патент по «Усовершенствованиям в средствах исследования глубоких слоев земной коры», который был выдан в 1922 г. В их патенте говорилось:

Настоящее изобретение... отличается тем, что звуковые волны... принимаются одновременно или почти одновременно на множестве (по меньшей мере двух...) приемных станций... по следующим причинам: даже в простейшем случае, когда известно, что исследуемые пласты залегают горизонтально, имеются две неизвестные величины, а именно: 1) средняя скорость отраженной волны... и 2) глубина отражающего пласта, а следовательно, два уравнения... и поэтому необходимо иметь данные двух наблюдений.»

Несмотря на довольно полное описание метода отраженных волн, этот патент не сыграл заметной роли в последующих разработках, которые были сосредоточены в основном на использовании преломленных волн.

Адден [209] писал в «Бюллетене Американской ассоциации геологов-нефтяников» (AAPG), иллюстрируя сказанное с помощью рис. 1.2:

«...при современных усовершенствованиях в физических приборах и методах их использования возможно создать прибор, способный регистрировать волны, которые возникли на поверхности и затем отразились, встретив четко выраженную поверхность, разделяющую среды с различными жесткостями и упругими свойствами, такие, например как формации Бенд и формация Элленбергер (в центральной части Северного Техаса)... Сейсмическая волна могла бы распространяться от точки взрыва, произведенного на земной поверхности, а запись пришедшей отраженной волны... могла бы быть сделана прибором, размещенным на некотором расстоянии от точки взрыва... Необходимо уметь замечать момент, в который впервые появляется отражение от пород формации Элленбергер... Имея карту поверхности

формации Элленбергер, мне кажется, мы могли бы не тратить миллионы долларов на бурение скважин.»

В 1920 г. Хейсман, Карчер, Экхардт и Мак-Коллум основали фирму «Джеолоджикал энджениринг», чтобы применить сейсморазведку для поисков нефти. В 1917 г. Карчер записывал сейсмические отражения волн, возбуждаемых при стрельбах артиллерийских орудий на испытательном полигоне командующего индейским корпусом в шт. Мэриленд, а в 1919 г. — в карьере (см. рис. 1.15, а) в Вашингтоне (окр. Колумбия) [87].

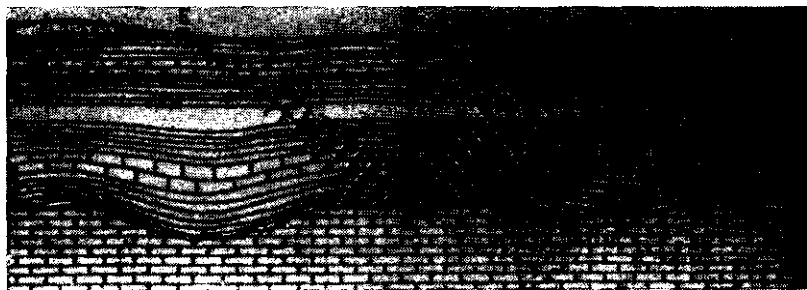


Рис. 1.2. Отражение, ожидаемое от контакта между формацией Бенд и нижележащими известняками Элленбергер [209].

Они превратили осциллограф в трехдорожечный регистратор и создали электродинамические сейсмометры на основе радиотелефонных приемников. В июне 1921 г. Карчер, Хейсман, Перрин и Кайт получили на Бемл-Айл (Оклахома-Сити) отчетливое отражение от контакта между Силванской глиной и известняком Вайола (рис. 1.3). Экспериментальные работы с отраженными и преломленными волнами проводились в течение примерно пяти месяцев. В одном из экспериментов для того, чтобы получить волны, как можно более близкие к плоским, динамит сбрасывали с самолета (в 1919 г. Карчер пытался использовать в качестве источника воздушный фейерверк). Фирма исчерпала все свои фонды, когда наличие излишков нефти привело к падению цен на нее до 15 центов за баррель*. Руководители возвратились к своим прежним делам, за исключением Мак-Коллума, который согласился расплатиться с кредиторами за оборудование и патентные права фирмы.

В течение 1920—1921 гг. Минтроп провел наблюдения по методу преломленных волн на профнях, проложенных через два известных соляных купола в северной Германии, и обнаружил еще один купол, Мейсендорфский, который, правда, не

* 1 баррель = 159 л — Прим. перев.

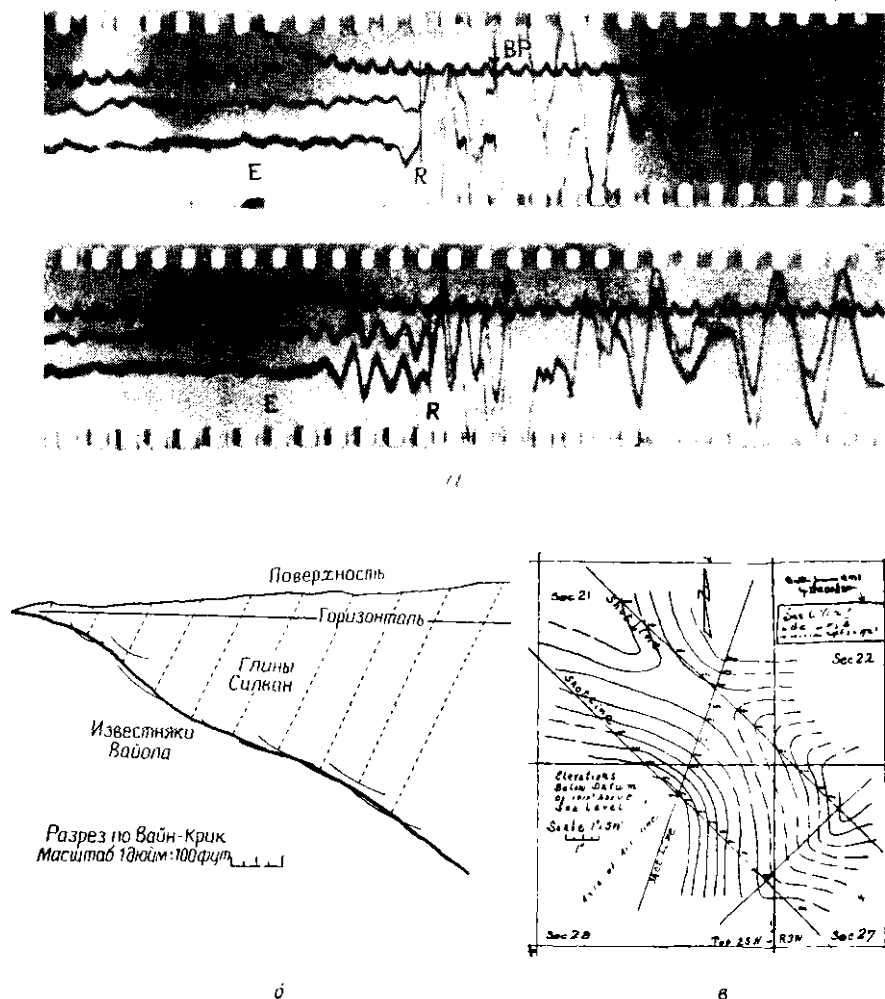


Рис. 1.3. Первое применение сейсмографа для записи отраженных волн в сейсморазведке [171]. а — две сейсмограммы, записанные в сентябре 1921 г.; буквой *E* отмечен момент взрыва, *R* — отражение от известняков Вайола, *BP* — воздушная волна (акустический датчик взрывной волны). б — первый глубинный разрез, полученный по данным наблюдений в Вайлз-Бранч, шт. Оклахома, США, 9 августа 1921 г. в — первая сейсмоструктурная карта (вблизи Понка-Сити, Оклахома, сентябрь 1921 г.).

имел промышленного значения. В 1921 г. он основал корпорацию «Сейсмос» для проведения геофизической разведки и впоследствии написал ряд проспектов, пропагандирующих разведочные работы методом преломленных волн. В 1922 г. «Сейсмос» опробовала сейсмические методы в Швеции для горнорудных целей и в Голландии для картирования угольных залежей. Э. Дегольер писал 3 октября 1922 г. Дж. Боди в Лондон (следующие три отрывка взяты из статей Дегольера, находящихся в библиотеке Университета южных методистов в Далласе, шт. Техас):

«Как Вы, должно быть, помните, в прошлое лето д-р Бартон из корпорации «Амерада петролеум» провел некоторое время в Европе, обучаясь использованию крутильных весов Этвеша, и тогда же он несколько раз посетил Германию, чтобы изучить другие физические методы, которые можно было бы использовать для решения геологических задач.

Одним из особенно заинтересовавших его методов, который, как ему показалось, обладал большими возможностями, был сейсмический метод... Было бы хорошо, если бы удалось привлечь к нему внимание д-ра Эрба (из фирмы «Шелл») и рекомендовать ему рассмотреть его пригодность для применения в районе Мекатебек — Папантла (Мексика)...

14 декабря 1922 г. Боди писал Дегольеру:

«Очевидно, Вы видели мою телеграмму № 88... «Веду переговоры с «Сейсмос» из Ганновера об использовании в Мексике их метода изучения распространения волн, порожденных взрывом, с применением сейсмографа и определения таким образом положения на глубине подземной Тамасало, а также оконтуривания соляных куполов. Метод дал удовлетворительные результаты в центральной Европе и, безусловно, может быть применен в условиях Мексики. Собираемся направить туда партию...»

Партия 1 фирмы «Сейсмос» начала работать на площади Голден-Лейн в Мексике по контракту с мексиканской фирмой «Игл» в 1923 г. В контракте по этой работе предусматривалось:

«"Сейсмос" обязуется организовать экспедицию для выполнения... исследований... Эта экспедиция будет состоять из двух сейсмологов и одного оператора — опытных и высококвалифицированных специалистов, вооруженных самыми современными техническими знаниями и обладающих усердием и чувством долга, необходимыми для успешного выполнения работы. [Они должны] иметь при себе две полевые сеймостанции, полностью оборудованные всеми необходимыми приборами... для выполнения в Мексике в течение 25 дней эффективных наблюдений... на геологически известной территории... По прибытии экспедиция вступит в переговоры с местным управляющим..., который решит, где и когда им проводить работы и для решения каких геологических задач их использовать, при условии что

в отношении чисто научных вопросов... они будут действовать по своему собственному усмотрению...»

Компенсация составляла 600 американских долл. за обоих сейсмологов вместе, 150 долл. за оператора в период пребывания экспедиции в Мексике и 500 долл. за аппаратуру. Если мексиканская фирма сочтет необходимым, то данный контракт может быть заменен «новым контрактом, заключенным на неопределенно долгий период для наблюдений в геологически неизвестных районах Мексики». В этом случае ежемесячная компенсация должна была возрасти до 800 и 250 долл. за людей и 1000 долл. за аппаратуру. В число геологических задач входило обнаружение высокоскоростных известняковых рифов под покровом глин — ситуация, для которой идеальным методом представлялся метод преломленных волн.

Партия 2 фирмы «Сейсмос» начала работать в шт. Оклахома и Техас на компанию «Марленд ойл» (предшественник «Коноко») также в 1923 г. В 1924 г. партия 1 «Сейсмос» переехала в Техас для работы с «Галф ойл», и в июне этого года открыла к юго-западу от Хьюстона купол Орчард, который обычно считают первым открытием углеводородов, сделанным сейсмическим методом (преломленных волн); правда, Мак-Коллум оспаривает это утверждение (см. ниже). Сейсмограммы, полученные на заре развития этого метода, приведены на рис. 1.4.

Отряды «Сейсмос» использовали в своей работе механический сейсмограф (рис. 1.5), который состоит из инертной массы, подвешенной на горизонтальной плоской пружине с собственной частотой около 10 Гц. Усиление обеспечивалось лишь механическим и оптическим путем, а для получения записи колебаний луч света направлялся на зеркальце, соединенное с инертной массой нитью (так что при смещении массы зеркальце поворачивалось), а затем он попадал на полосу фотобумаги, перемещение которой осуществлялось наблюдателем, поворачивающим для этого рукоятку. Расстояние от пункта взрыва до сейсмографа определялось методами топографической съемки, а регистрация воздушной волны с целью отметки момента взрыва производилась с помощью специального приемника телефонного типа (рис. 1.6). (Впоследствии для определения момента взрыва стали использовать радиоволны, а для нахождения расстояния взрыв — прибор — вступление воздушной волны.) Максимальная чувствительность и точность были невелики, а длина профилей составляла лишь 3,5 мили. Все это не давало большой глубины проникновения, и отряды «Сейсмос» пропустили ряд куполов, залегающих на умеренных глубинах. Примерно в 1925 г. Л. Гаррет из «Галф ойл», по заказам которой работала «Сейсмос», разработал всерную систему наблюдений (§ 6.1.2), повысившую эффективность локализации соляных куполов. К 1929 г.

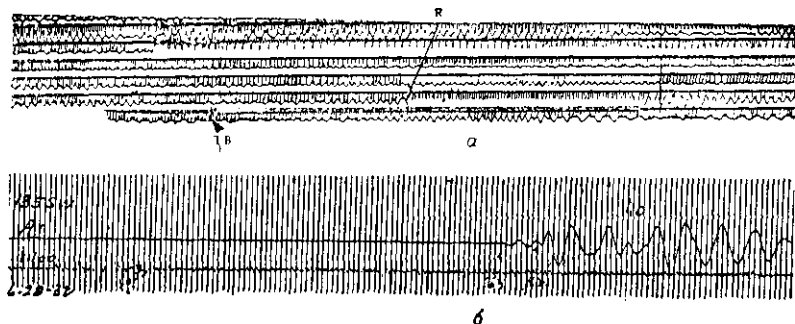


Рис. 1.4. Ранние сейсмограммы преломленных волн. [С разрешения «Коноко»] *а* — запись, сделанная механическим сейсмографом в 1924 или 1925 г.; кривая в виде спирали навивалась на барабан, так что трассы на правом конце имеют продолжение на левом конце; *TB* — момент взрыва, полученный с помощью радиосигнала, *R* — вступление преломленной волны. *б* — запись преломленной волны, сделанная в шт. Техас, США, в июне 1932 г.

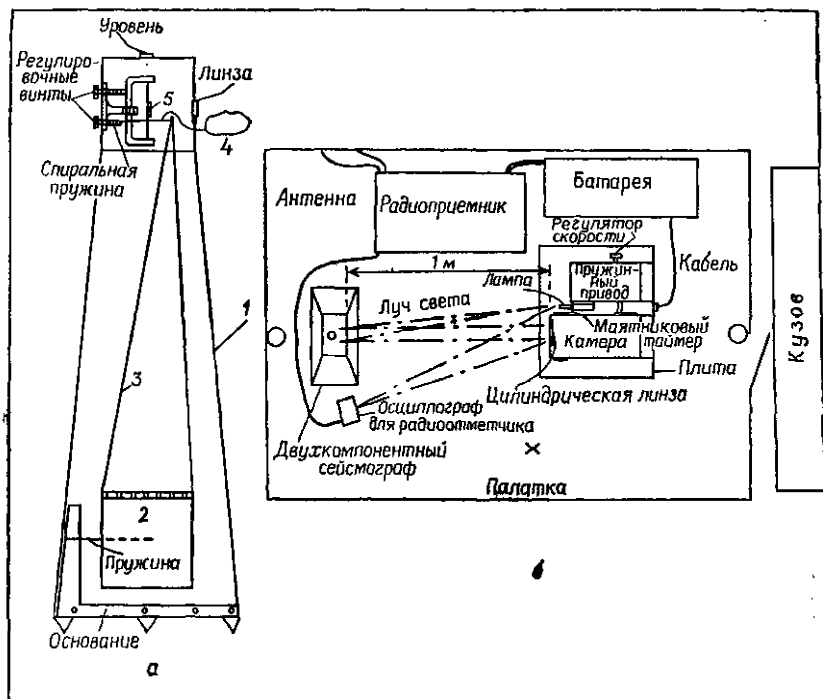


Рис. 1.5. Механический сейсмограф Минтропа. *а* — схема прибора для записи вертикальной компоненты. Движение корпуса 1 относительно инертной массы 2 наклоняет алюминиевый конус 3, натягивая волосок 4 и поворачивая зеркальце 5. *б* — схема расположения оборудования внутри палатки для одного из типов сейсмографа. Заметим, что наблюдатель \times располагается очень близко к сейсмографу. Перемещения наблюдателя часто приводят к нарушению записи.

методом преломленных волн было обнаружено 50 соляных куполов, к которым были приурочены залежи углеводородов [198]. За тот же самый период с помощью «геологии и случая» был открыт один купол [15, р. 616].

После банкротства компании «Джеолоджикал энджиниринг» в 1922 г. Мак-Коллум получил субсидию от «Атлантик рифайнинг» и основал «Мак-Коллум джеолоджикал эксплорейшн» для

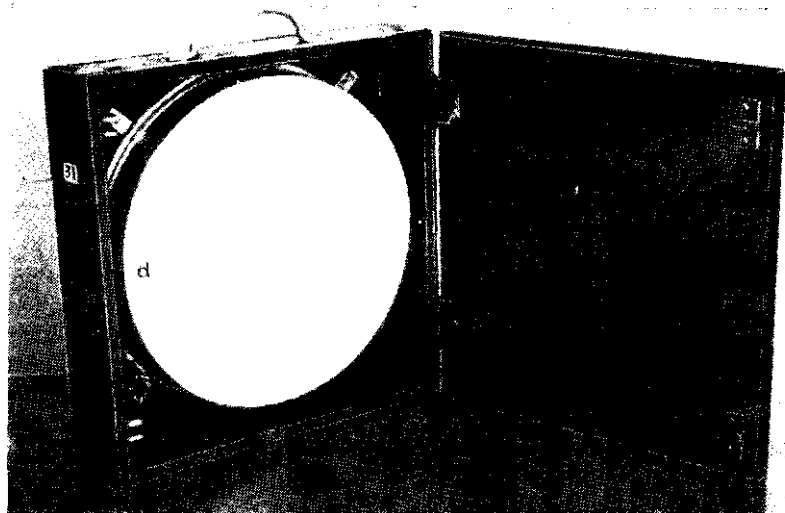


Рис. 1.6. Акустический датчик телефонного типа для обнаружения воздушной волны от взрыва с целью определения расстояния взрыв — приемник. Мембрана *d* представляет собой оловянный диск, а преобразователь — угольный микрофон. (Сфотографировано в Музее геофизического общества в Хьюстоне.)

выполнения сейсморазведочных работ методом преломленных волн. Была разработана новая аппаратура, и в 1924 г. на площади Тампико в Мексике велись работы как отраженными, так и преломленными волнами. Первая скважина, место для бурения которой было выбрано с помощью сейсмического метода, Ля Гатеро № 4, оказалась сухой, хотя сейсмическое предсказание было верным. В мае 1924 г. скважина 199 Закамикстле в области Голден-Лейн оказалась продуктивной и дала нефть, что оспаривает право техасского купола Орчард считаться первым сейсмическим открытием. Однако мексиканская скважина не имела в то время промышленного значения, так как располагалась в отдаленном районе [138]. В 1928 г. объединенное предприятие «Атлантик — Мак-Коллум» распалось: «Мак-Коллум»

и «Атлантик» поделили между собой четыре комплекта оборудования, и Мак-Коллум образовал компанию «Мак-Коллум эксплорейшн».

Компания «Марленд ойл» в течение двух месяцев 1921 г. помогала «Джеолоджикал энджиниринг» в ее экспериментировании отраженными волнами (которое не было успешным), а в 1923 г. перевела партию 2 «Сейсмос» в Техас. Этой партии не удалось найти для «Марленд ойл» ни одного соляного купола. В 1925 г. фирма наняла Хейсмана, Экхардта, Ю. Макдермотта и других для разработки конструкции более чувствительного электрического сейсмографа. Полевая партия «Марленд ойл», сменив партию «Сейсмос», приступила к разведочным работам в 1926 г. Аппаратура работала хорошо, но компании «Марленд ойл» так никогда и не удалось зарегистрировать открытия соляного купола.

1.2.3. «Джеофизикал рисерч корпорейшн»

Метод преломленных волн вначале разочаровал Дегольера, но успехи отрядов «Сейсмос», работающих на фирму «Галф», заставили его изменить свое мнение, и он начал подбирать кадры для дальнейшего развития сейсмических методов. Он узнал об экспериментах Карчера 1921 г., и в мае 1925 г. Амерада, Рикейд (помощник Амерады) и Карчер образовали «Джеофизикал рисерч корпорейшн» (ДРК). Они приобрели патент Фессендена и пригласили его самого в качестве консультанта.

ДРК сконструировала электрический сейсмограф — более чувствительный, чем механический сейсмограф «Сейсмос». Приемник был электромагнитного типа, а в усилителе использовалась электронная лампа с резистивной нагрузкой. Осциллограф содержал два гальванометра, а пленка протягивалась вручную. Для получения марок времени свет пропусклся через щели, связанные с вилками камертона, настроенного на 50 Гц. Для нанесения отметки момента взрыва прерывали тональный сигнал передатчика гармонических колебаний.

В 1926 г. у ДРК действовало семь полевых партий, и разведка методом преломленных волн сильно расширилась. Отряду ДРК под руководством Розера разрешалось отрабатывать профили длиной не более 3,5 мили — эта величина стала стандартным расстоянием, поскольку приводила к успеху у Минтропа; однако наблюдатели «случайно просчитались» и в результате открыли соляной купол Порт-Бар [198]. После этого стандартным расстоянием стали 6 миль. Метод преломленных волн в то время использовался как рекогносцировочный, и после него обычно производили детальную съемку с крутильными весами (а позднее с гравиметрами).

Экспериментальный отряд ДРК — партия 6 — в 1926 г. опробовал в Канзасе метод отраженных волн. Вскоре он переехал в Техас и получил там достаточно хорошие записи отраженных волн от каменной шляпы соляного купола Нэш. Другие партии ДРК тоже проводили экспериментальные работы по регистрации отраженных волн. В 1927 г. партия 6 перебралась в бассейн Семинол в Оклахоме. Эта область идеально подходила для проведения работ отраженными волнами, и вскоре партии удалось обнаружить структуру, которая стала первым открытием, сделанным методом отраженных волн, — месторождение Мауд (1928 г.). За первым успехом вскоре последовали и другие, и к 1930 г. метод отраженных волн начал вытеснять метод преломленных волн. Одни из первых сейсмограмм отраженных волн приведены на рис. 1.15.

1.2.4. Другие работы 1920-х годов

Фирма «Хамбл ойл» по рекомендации У. Пратта создала в 1924 г. геофизическое отделение во главе с д-ром Н. Риккером, и на следующий год в поле для работ методом преломленных волн были посланы два отряда, оснащенные механическими сейсмографами системы О. Трумена [36]. Для нанесения на сейсмограмму отметки момента взрыва эти отряды начали использовать телефонную линию, но еще до конца 1925 г. перешли на радиоволны как для целей связи, так и для отметки момента взрыва.

В 1924 г. Ф. Рибер добился решения (от «Джеиерал петролеум», дочернего общества калифорнийской «Стандарт ойл» и «Шелл») о проведении съемки преломленными волнами в долине реки Сан-Хоакин в Калифорнии. В этих работах не удалось получить информации о глубинном строении. В 1927—1928 гг. Рибер еще не раз производил сейсмическую съемку в Калифорнии, но в 1930 г. его фирма обанкротилась. В 1932 г. он начал разработку аппаратуры для регистрации отраженных волн и в последующие годы ввел ряд аппаратурных новшеств.

В 1925 г. Д. Е. и О. С. Петти (а также другие члены этой семьи) сформировали общество «Петти джеофизикал энджиниринг». Они чувствовали, что легко смогут усовершенствовать механический сейсмограф Минтропа, и в 1926 г. в поле отправился отряд, оснащенный сейсмоприемниками емкостного типа (рис. 1.7) и ламповыми усилителями. Он использовал струнные гальванометры (рис. 1.8) и шлейфовый осциллограф, протяжка фотобумаги в котором осуществлялась с помощью пружинного двигателя; регистрировались тени, отбрасываемые на бумагу движущимися струнами. Фирма «Петти» активно экспериментировала с целью найти более быстрый и легкий способ

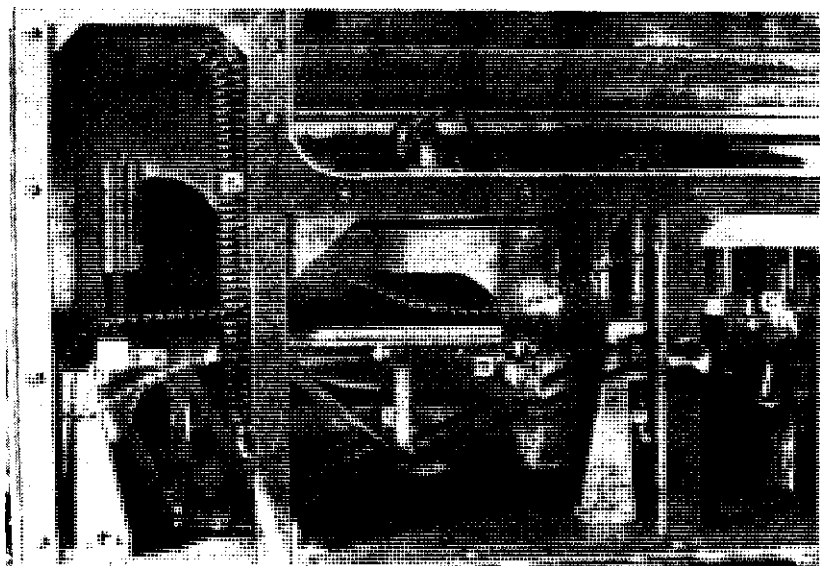


Рис. 1.7. Прототип сейсмоприемника «Петти». «Постоянная масса» m расположена на конце длинного стержня, который удерживается (слева) с помощью шарнира h и поддерживается жесткой пружиной s . На своем правом конце стержень прикреплен к одной из пластин воздушного конденсатора c . Движение корпуса относительно этой массы изменяет расстояние между пластинами конденсатора, причем изменение его емкости пропорционально смещению. Габариты $48 \times 32 \times 15$ см. (Сфотографировано в Музее геофизического общества в Хьюстоне.)

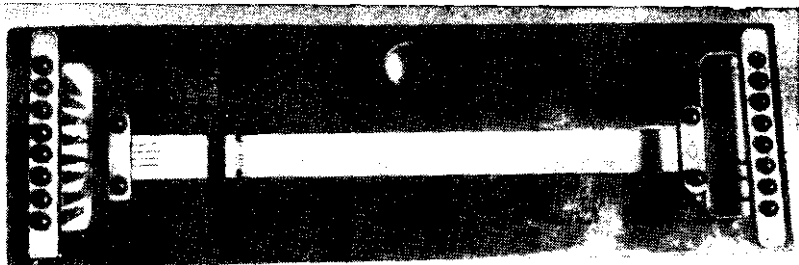


Рис. 1.8. «Гриф» струнных гальванометров. Токи, проходящие через тонкие проволочки (некоторые из них на данном «грифе» разорваны), натяжение которых обеспечивается маленькими пружинками, заставляют проволочки отклоняться в магнитном поле. Тени от проволочек фиксируются на фотобумагу. Запись, сделанная с помощью струнных гальванометров, приведена на рис. 1.15,б. (Сфотографировано в Музее геофизического общества в Хьюстоне.)

обнаружения соляных куполов. Исследователи установили, что по соляному предвестнику (рис. 1.9), который легко распознать благодаря его амплитуде, можно сказать, встречен ли соляной купол, даже если неизвестно расстояние взрыв — прибор. Они обнаружили также, что волновая картина рэлеевских волн изменяется, если на их пути оказывается соляной купол, и использовали этот факт, когда им не удавалось получить различной P -волны. Благодаря повышенной чувствительности их аппаратуры и мастерству в интерпретации они могли вести исследования с меньшими взрывами, чем другие.

В 1927 г. были впервые осуществлены скважинные измерения скорости. Сейсмоприемник, опущенный на глубину 1500 м в скважину Галф в Канзасе, зарегистрировал время пробега от взрыва, произведенного на поверхности. В том же 1927 г. Хейланд учредил первый курс лекций по разведочной геофизике в Горном институте шт. Колорадо.

В 1928 г. Мак-Коллум успешно закартировал купол Барберс-Хилл по отраженным волнам, используя при этом по 100 приемников на каждой точке наблюдений для ослабления горизонтальных волн. Однако применение множества приемников оказалось слишком громоздким делом, и поэтому к нему больше не прибегали; этот способ возродился примерно в середине 30-х годов в варианте группы из 4—6 приемников.

В конце 20-х годов сейсмическая разведка стала продвигаться за рубеж: в Персию (Иран) и Венесуэлу в 1927 г., в Австралию в 1929 г., в Ост-Индию в 1930 г.

Д. Бартон, ставший впоследствии первым президентом Общества геофизиков-разведчиков (SEG), так описывал работы на заре развития сейсмических методов [15]:

«При работах по методу миража (преломленных волн) партия обычно состоит из одной группы взрывников, двух, трех или четырех приемных групп, бригады землекопов, начальника партии, «землеустроителя», сметчика, а в некоторых случаях еще и отряда землемеров и иногда буровой бригады... Группа взрывников... оснащена необходимым оборудованием для проведения взрывов, ... метеорологическими приборами и приемопередатчиком, который используется для связи с приемными группами и посылки сигнала о моменте взрыва... Приемная группа оснащена... сейсмографом, ... приемопередатчиком и метеорологическими приборами... В заданном пункте на глубину 3 футов (1 м) пробуривается трехдюймовая скважина, разматывается кабель с сейсмоприемниками и в скважину опускается сейсмоприемник... Каждая приемная группа... передает сигналы о своей готовности к работе... Когда все они... сообщат о согласии на проведение взрыва, главный взрывник посылает через свой радиопередатчик оповещение в виде непрерывного

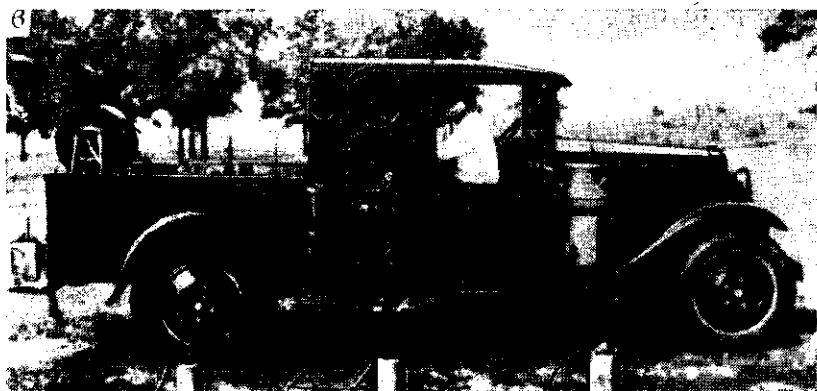
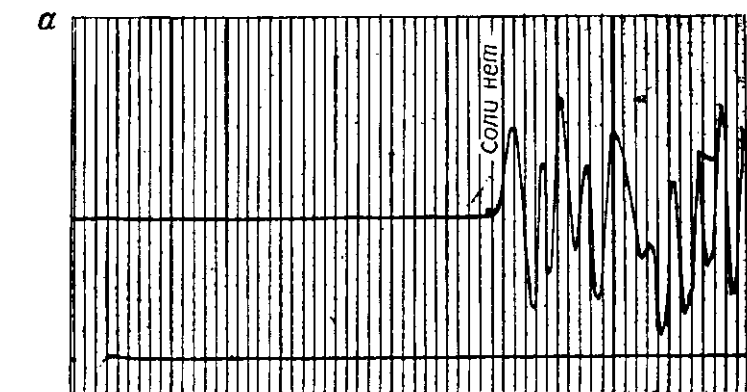


Рис. 1.9. Сейсмограммы преломленных волн, 1930 г. [144]. *а* — нормальная запись (соль отсутствует); *б* — запись, содержащая волну-предвестник, указывающую на присутствие в разрезе соли; *в* — сеймостанция, использовавшаяся при работах примерно в это время. [С разрешения GSI]

сигнала, .. выжидает определенный короткий промежуток времени и после этого подрывает заряд. Ключ передатчика удерживается в замкнутом положении с помощью электрического тока, идущего по проводу, конец которого обвит вокруг заряда динамита. Взрыв мгновенно разрывает цепь, что приводит к размыканию ключа радиопередатчика и немедленному [sic] прекращению сигнала радиооповещения... В среднем используются заряды от 40 до 250 фунтов (18—113 кг). Для получения столь же эффективных взрывов немецкое отделение фирмы «Сейсмос» должно использовать вдвое или втрое большие заряды...»

В сейсморазведке отраженными волнами используются заряды гораздо меньшего веса... При проведении полевых работ основной заряд опускают на 17—25 футов (5—7,5 м) в шестидюймовую скважину, а на поверхности помещают дополнительные заряды. Последние предназначены для возбуждения воздушной волны. Скважины высверливаются ручным буром... Расстояние между точкой взрыва и сейсмографом в 1,2—1,8 раза превышает глубину залегания картируемой границы...

Нередко какая-нибудь конкурирующая фирма посылает своего лазутчика, чтобы он наблюдал за деятельностью данной партии и сообщал своей фирме о ее действиях, особенно если по каким-либо признакам окажется, что она обнаружила соляной купол. Часто между ним и работниками партии устанавливаются хорошие отношения, но в критические моменты они делают все возможное, чтобы перехитрить его».

1.2.5. Развитие промышленных геофизических работ

Б. Мак-Коллум в 1922 г. подал заявку на патент «Метод и аппаратура для оконтуривания скрытых под землей пластов», который был выдан в 1928 г. вместе с двумя другими патентами, касающимися модификаций сейсмических методов. Два из своих патентов Мак-Коллум продал фирме «Тексас» в 1928 г. и еще семь в период между 1929 и 1935 гг. Эти и другие патенты были переданы фирме «Тексас девелопмент», которая пыталась взимать с других плату за право пользования патентами, но в основном безуспешно. В 1934 г. был предъявлен иск компании «Сан ойл» за нарушение пользования патентами. Почти все предприятия нефтяной промышленности присоединились к «Сан» в этой борьбе; в 1937 г. дело уладили, не доведя до суда. Соглашение распространялось на фирмы, объединившиеся в «Сейсмик имьюнитиз групп» и предоставившие друг другу права на бесплатное пользование своими патентами и теми, на которые они могут представить всю необходимую документацию в течение года в случае их выхода из этого объединения. Перво-

начально сюда входили 64 патента, включая 2 Минтропа, 10 Мак-Коллума, 32 Х. Хейеса, 8 Фессендена и 2 Карчера. Можно было выбирать несколько систем платежа; по одной из них выплата 10 000 долл. на каждую партию вносилась в течение всего срока проведения работ, причем *партия* определялась как использующая либо а) одну регистрирующую установку не более чем с 12 каналами, либо б) до четырех регистрирующих установок, где расстояние взрыв — приемник превышало 2 мили, т. е. 3,2 км (чтобы охватить соответственно работы методами и отраженных, и преломленных волн). Одним из последних важных патентов, оказавшихся включенными в эту систему до того, как данное объединение прекратило свое существование, был патент на ОГТ Мэйна (см. § 1.2.7).

В 1929 г. новый президент «Амерады» принял решение о том, что ДРК больше не будет проводить работы МОВ для других фирм [87]. В то время как «Петти» и «Мак-Коллум» предлагали независимые альтернативы для проведения геофизических работ, а некоторые нефтяные компании, например «Хамбл» и «Галф», имели свои собственные отряды, в целом нефтяные фирмы приветствовали образование геофизических предприятий более нового типа. Поэтому в начале 30-х годов появилось множество подрядов на геофизические работы, включая и такие, которые в основном существуют и в настоящее время. В большинстве случаев в такие подряды включались люди, ушедшие из ДРК, поскольку данная корпорация все это время преобладала в промышленности; некоторые из таких новых предприятий показаны на схеме рис. 1.10. Наряду с этим ряд фирм (такие, как «Роджерс» и «Дженерал») был образован выходами из других фирм (таких, как «Петти») и еще часть фирм (например, «Хейланд») возникла без отчетливой связи с предыдущими промышленными организациями.

Среди существующих сегодня крупных фирм можно назвать образовавшиеся в 1930 г. «Джеофизикал сервис», в 1931 г. «Сейсмограф сервис», в 1932 г. «Индепендент эксплорейшн» (теперь влившаяся в «Теледин»), в 1933 г. «Вестерн джеофизикал», в 1935 г. «Юнайтед джеофизикал». Фирма SGRM (впоследствии ставшая частью «Компань генераль де жеофизик») в 1930 г. начала проводить работы МПВ во Франции, а в 1934 г. — МОВ. В 1931 г. полевые работы фирмы «Сейсмос» были свернуты, но в 1934 г. «Сейсмос» возобновила разведку МПВ в Германии и примерно в это же время приступила к работам методом отраженных волн. В 1936 г. возникла фирма «Пракла» впоследствии слившаяся с «Сейсмос», в результате чего образовалась «Пракла-Сейсмос». Быстрое развитие разведочной геофизики было обязано почти исключительно частному предпринимательству и происходило в условиях острой конкуренции

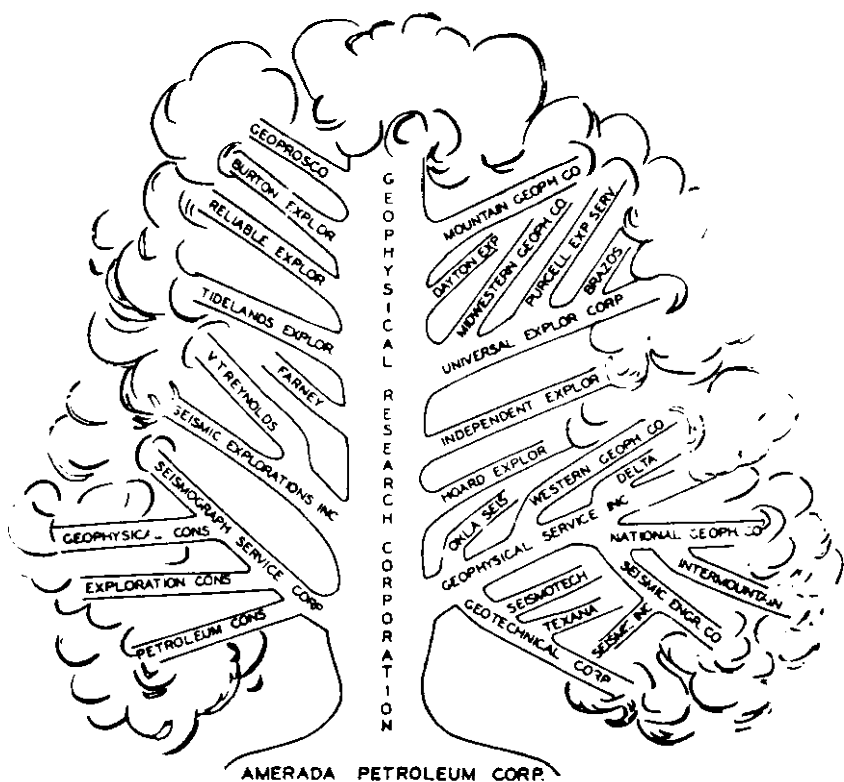


Рис. 1.10. «Дерево Амерады» — диаграмма, начерченная в 1950 г. с целью показать геофизические фирмы, работающие по системе подрядов и образованные геофизиками, вышедшими из ДРК. (Этот исторический документ нашли У. Цварт и К. Лоуренс.)

и соперничества между ведущими разведку отдельными фирмами и при соблюдении строжайшей секретности каждой из них о своих работах. С начала 30-х годов ни одна из фирм не занимала преобладающего положения в геофизической разведке.

1.2.6. Совершенствование аппаратуры и методики работ по методу отраженных волн

В первых работах, проводившихся ДРК методом отраженных волн в 1926 г., применялась та же самая система их двух гальванометров, что и в методе преломленных волн, но вскоре в нее был добавлен третий гальванометр. В 1928 г. была создана четырехканальная система регистрации, и еще до этого в прак-

тике встречались 6-канальные установки с удлиненными установками; в 1937 г. стандартные системы содержали 6—8 каналов, а к 1940 г. большинство отрядов было оснащено 10—12-канальной аппаратурой. Число каналов продолжало возрастать (рис. 1.11). В течение многих лет после второй мировой войны стандартным числом каналов было 24, затем в конце 60-х годов

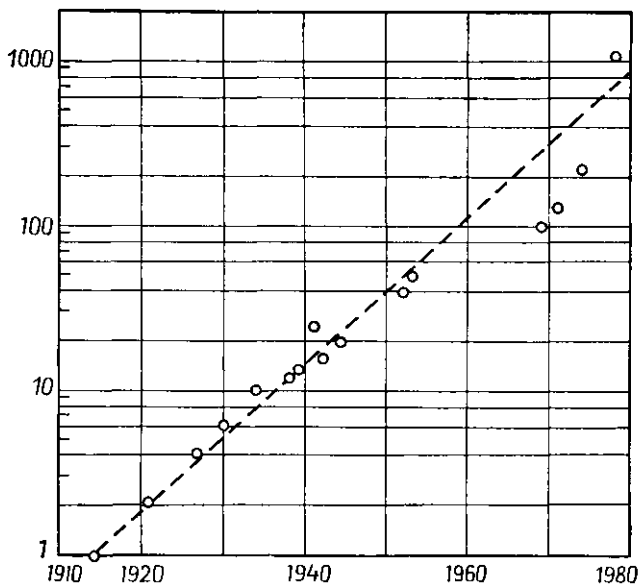


Рис. 1.11. Рост канальности регистрации. Точка начала отсчета (1914 г.) соответствует первому портативному сейсмографу Минтропа. По вертикальной оси отложено число каналов.

оказались широко распространенными 48-канальные системы, а в настоящее время (1981 г.) большинством разведочных партий используется от 48 до 96 каналов, тогда как некоторыми — значительно больше.

Механические сейсмографы вскоре были заменены электрическими сейсмоприемниками с ламповыми усилителями. Первые электрические сейсмоприемники были в основном трех типов: емкостные, с переменным магнитным сопротивлением и электродинамические с подвижной катушкой; обычно использовалось масляное затухание. Вследствие высокого уровня шумов существовавших тогда электронных ламп первые электрические сейсмоприемники должны были обладать высокой чувствительностью (рис. 1.12). Для тех типов сейсмоприемников, в которых использовались переменное магнитное сопротивление и подвижная катушка, это приводило к необходимости применять большие

магниты, поскольку имевшиеся магнитные материалы обладали низкой магнитной проницаемостью. С появлением лучших магнитных материалов и менее шумящих ламп повысилась чувствительность электромагнитных сейсмоприемников и уменьшился их вес (с 15 кг до нескольких сотен грамм), масляное затухание заменилось электромагнитным, и в конце концов преобладающими сейсмоприемниками (для работ на суше) стали сейсмоприемники электромагнитного типа. В результате этих усовершенствований стало практически возможным записывать с помощью одного канала сигналы от многих сейсмоприемников; такой способ записи был введен в действие в 1933 г. и к 1937 г. вошел в практику повседневных работ.

Коэффициент усиления ранних усилителей был постоянным во времени, и для того, чтобы получать отраженные волны с разными временами вступления, нужно было производить повторные взрывы. Иногда в процессе записи оператор вручную изменял усиление путем поворота переключателя. Примерно в 1932 г. была разработана автоматическая регулировка усиления, осуществлявшаяся вначале посредством изменения сеточного смещения во времени после момента взрыва, а впоследствии с помощью цепи обратной связи. У усилителей возрастал коэффициент усиления, усложнялась конструкция (были введены

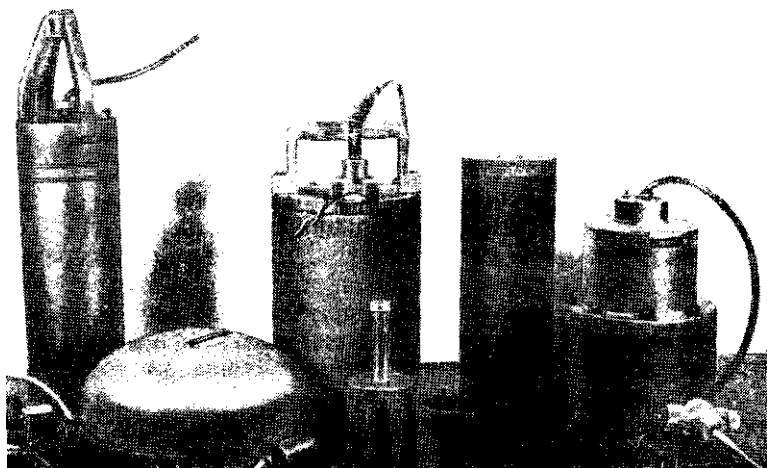


Рис. 1.12. Первые сейсмоприемники, находящиеся в Музее геофизического общества Хьюстона. Масса их (слева направо, задний ряд): 6,1, 8,7, 7,9 и 6,7 кг; (передний ряд) 8,8 и 0,8 кг. Для сравнения впереди справа показан современный сейсмоприемник (весом 30 г).

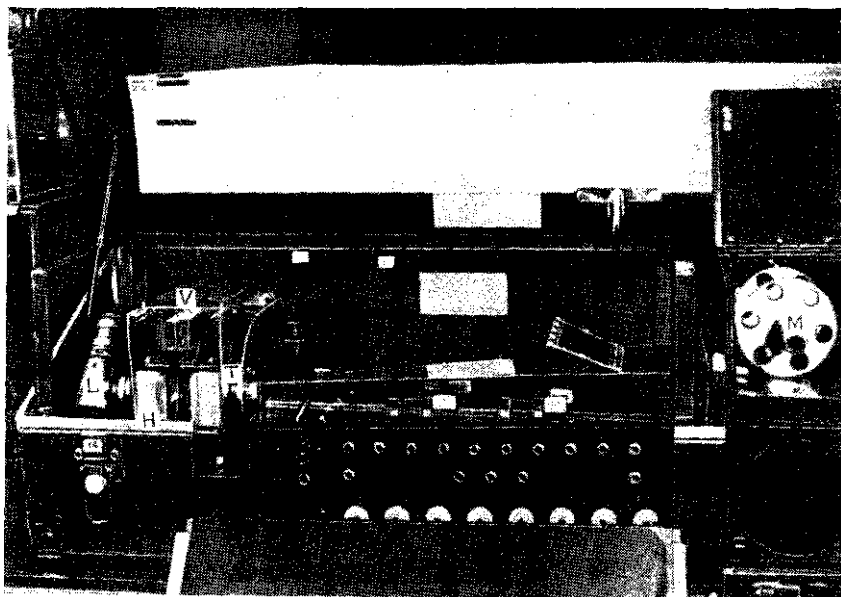


Рис. 1.13. 10-канальный регистратор «Петти» системы 1931 г. Электронные лампы *V* усиливают ток, подводимый к «грифу» *H* (типа того, который показан на рис. 1.8); свет от источника *L* проходит параллельно «грифу» и фокусируется на фотобумаге в приемной кассете *M*. Диск для маркировки времени *T*, приводимый в движение часами (см. рис. 1.14), прерывает световой луч, создавая тем самым марки времени. (Сфотографировано в Музее геофизического общества Хьюстона.)

начальное ослабление уровня усиления перед записью первых вступлений, автоматическое усиление, смещение сигналов и т. д.), росла надежность работы. На рис. 1.13 показан 10-канальный регистратор системы 1931 г., в котором впервые было применено изменение частотной характеристики во времени. На рис. 1.14 представлены некоторые виды вращающихся устройств для нанесения марок времени, а на рис. 1.15 — сейсмограммы отраженных волн. Примерно в 1950 г. сейсмозаписывающая аппаратура стала уже достаточно надежной, благодаря чему наблюдатель получил возможность заниматься не только починкой и наладкой приборов, но и выполнять кое-какую текущую работу. Большим шагом вперед в смысле надежности работы явилась регистрирующая система Р-11 фирмы «Саусистерн индастриал электроникс». Хронологию некоторых аппаратурных усовершенствований иллюстрирует табл. 1.1.

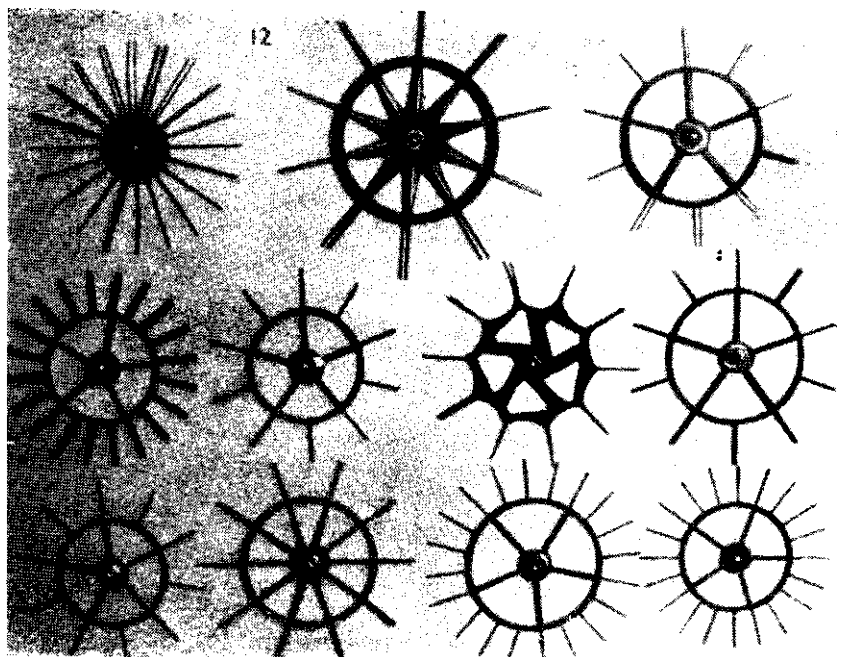


Рис. 1.14. Первые варианты вращающихся устройств для панесения марок времени (лопастные колеса). Колеса вращались с помощью часового двигателя, в результате чего они пересекали световой луч, создавая тени, служащие марками времени. У наблюдателей часто имелись колеса своих собственных конструкций, что отличало записи друг от друга. (Сфотографировано в Музее геофизического общества Хьюстона.)

Довольно рано стала ясна необходимость вводить поправки за зону малых скоростей (§ 5.6.2); с этой целью часто производили запись преломленных волн от взрывов на малой глубине. Первая такая съемка была выполнена с помощью корреляции отраженных волн на широко разнесенных профилях (рис. 1.16). Бартон [15] писал:

«...определение глубин делается под каждым пунктом взрыва, и для картирования наклонных пластов, складок или сбросов вблизи поверхности... нужно только рассредоточить «взрывы» по всей исследуемой площади и по результатам наблюдений начертить структурные карты или разрезы. Практическое применение этого метода осложнено некоторой неоднозначностью. ...Серьезным недостатком является невозможность выявить отражающий пласт...»

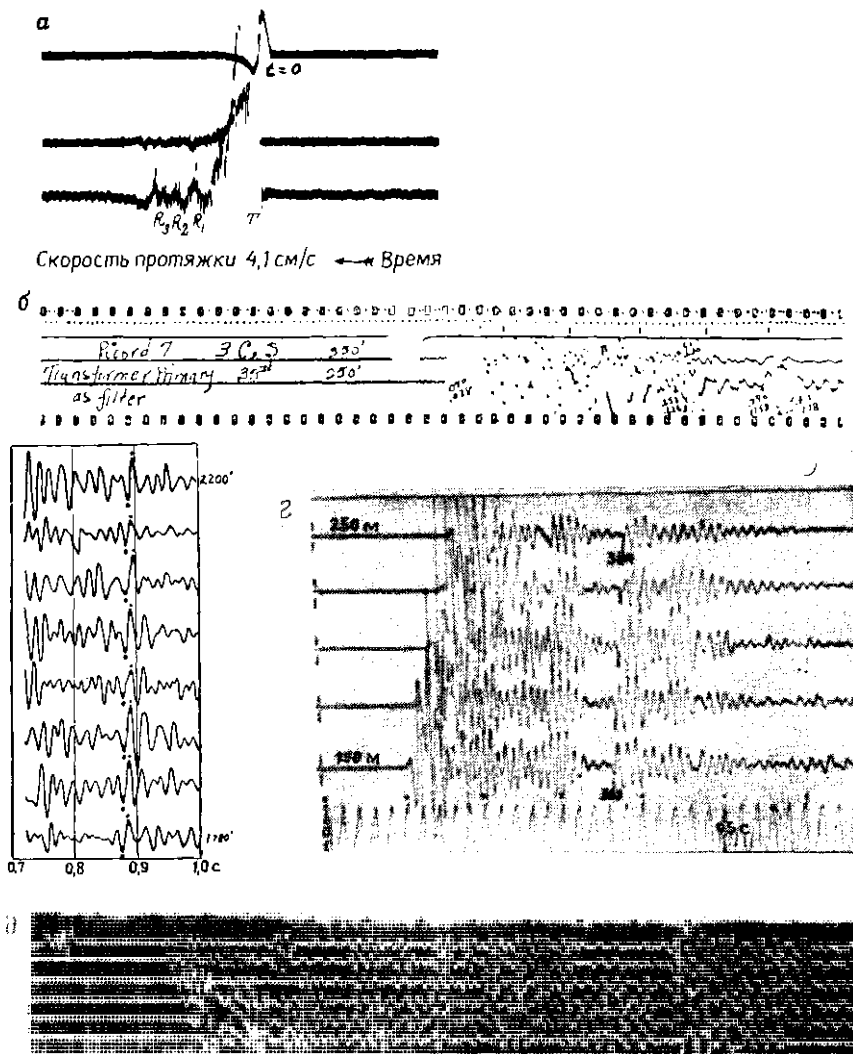


Рис. 1.15. Ранние сейсмограммы отраженных волн. *а* — фотография первой сейсмограммы, полученной в каменоломне вблизи Вашингтона, окр. Колумбия, США, Карчером 12 апреля 1919 г. На верхней трассе отмечен момент взрыва (время возрастает справа налево), на двух нижних трассах реакция сейсмомприемника записана с разным усилением. *Т* — вступление прямой волны; R_1, R_2, R_3 — вступления отраженных волн [171]. *б* — фотоснимки двух участков двухканальной записи, сделанной в 1930 г. в шт. Оклахома, США. [С разрешения «Коноко»], *в* — прослеживание записей типа *б* с указанием картируемого отражения. *г* — снимок пятиканальной записи «Сейсмос» 1935 г. без автоматической регулировки усиления. *д* — снимок шестиканальной записи SEI, сделанной в 1938 г. с использованием струнных гальванометров в шт. Миссисипи, США.

Таблица 1.1. Хронология развития сейсмических методов и аппаратуры. (Даты приблизительные; секретность и конкуренция часто приводили к тому, что несколько фирм разрабатывали и использовали одно и то же устройство без какого-либо обнародования.)

1914	Механический сейсмограф Минтропа
1917	Патент Фессендена на сейсмический метод
1921	Сейсмические работы методом отраженных волн фирмой «Джеолджикал энджиниринг»
1923	Разведка методом преломленных волн фирмой «Сейсмос» в Мексике и шт. Техас, США
1925	Метод веерных наблюдений Электрический сейсмограф для регистрации преломленных волн Использование радиосигналов для целей связи и отметки момента взрыва
1926	Метод прослеживания отражений
1929	Определение углов наклона пластов методом отраженных волн
1931	Профилирование МПВ со встречной системой наблюдений Использование сейсмоприемника для определения вертикального времени Передвижной буровой станок, смонтированный на грузовике
1932	Автоматическая регулировка усиления Сменные фильтры
1933	Группирование сейсмоприемников
1936	Метод Рибера, первая воспроизводимая сейсмическая запись
1939	Использование замкнутых полигонов для контроля невязки
1942	Временные разрезы Смещение сигналов
1944	Крупномасштабные наблюдения на море Большие группы
1947	Морская сейсморазведка с использованием радионавигационной системы «Шоран»
1949	Оптический микраграф
1950	Метод общей глубинной точки *)
1951	Радионавигация со средним радиусом действия
1952	Аналоговая регистрация на магнитную ленту *)
1953	Получение записей методом Вибросейс *) Применение падающего груза
1954	Непрерывный акустический каротаж (скорости)
1955	Подвижные магнитные головки
1956	Обработка данных в специальных центрах
1961—1962	Деконволюция аналоговых сигналов и фильтрация по скорости
1963	Регистрация данных в цифровой форме *)
1965	Пневматический источник сейсмических колебаний
1967	Регуляторы глубины погружения сейсмоприемной косы
1972	Яркое пятно
1974	Цифровая запись
1975	Сейсмическая стратиграфия
1976	Трехмерные наблюдения

*) Применимость этих методов иллюстрирует рис. 1.20.

На побережье Мексиканского залива корреляционный метод не дал положительных результатов, поскольку в этой области отсутствуют четко выраженные вступления отраженных волн.

В 1929 г. Т. Харкинс «...заметил, что для данной площади (купол Дарроу) весьма характерны аномальные приращения времен вступлений (см. § 3.1.2), вызванные наклоном отражающего пласта, и что эти аномальные приращения времен меняют

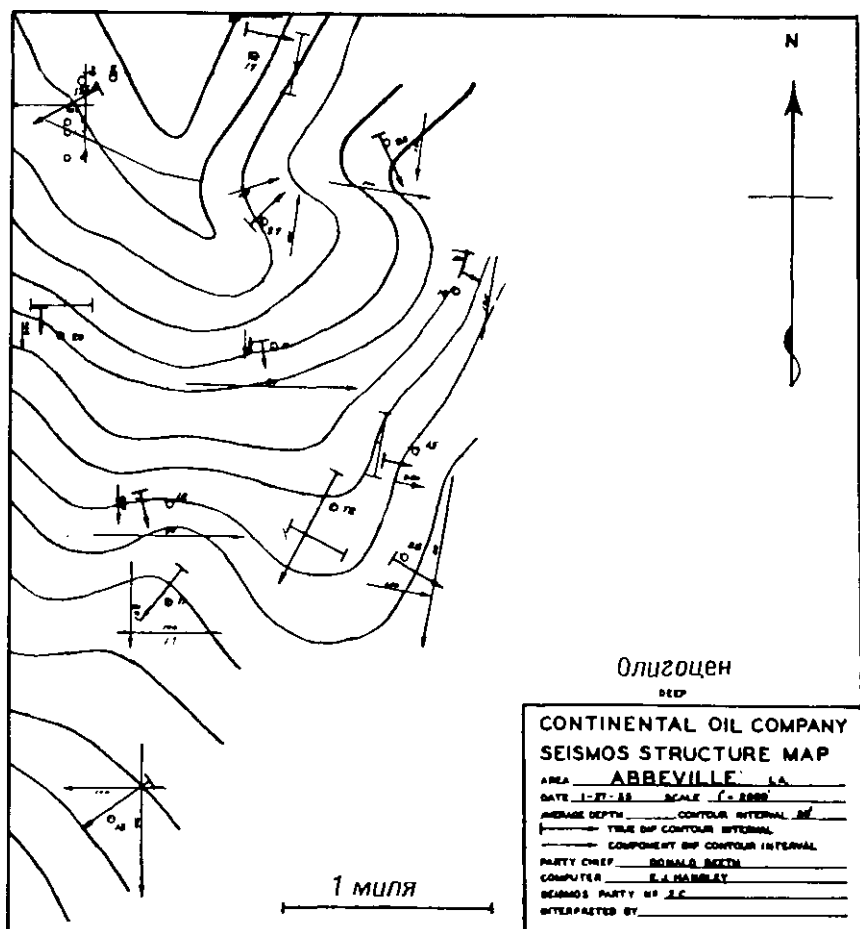


Рис. 1.16. Участок структурной карты с указанием наклонов пластов. Карта построена в январе 1935 г. по результатам сейсморазведки с проведением корреляции по динамическим признакам. Наклоны были выражены в фут/миля, а длина стрелок указывала прирост глубины, отнесенной к расстоянию 50 футов. [С разрешения «Коноко»]

знак. Он правильно приписал это явление наличию наклонно залегающих пластов» [160]. Вскоре наблюдения сейсмических волн для определения наклона отражающих границ раздела стали проводить по непрерывным профилям.

Хотя с самых первых дней развития сейсморазведки съемка проводилась и на акваториях, применявшиеся методы были в принципе разработаны для сухопутных наблюдений и затем приспособлены для использования в покрытых водой районах. Петти [144] описывает съемку в районе болота Чакахула в шт. Луизиана в 1926 г. (рис. 1.17), а в 1927 г. два отряда ДРК проводили полевые работы на акваториях [161]. С. Кауфман (личное сообщение) в 1938 г., прослеживая выявленную на сейсмограммах деталь, удалился со своим мелководным отрядом, находившимся в ведении фирмы «Шелл», в сторону моря на 4 мили (6,5 км), где глубина воды составляла 65 футов (20 м). Геодезисты на берегу контролировали их местонахождение, и это определило 4-мильный предел. Наблюдения проводились с трех 10-метровых рыболовных судов. Аппаратура была 8-канальной, использовался один сухопутный сейсмоприемник на канал, а для того, чтобы он не опрокидывался при опускании на морское дно, его прикрепляли болтами к 18-дюймовой стальной плите.

Вплоть до 1944 г. объем морских работ был незначительным, пока «Сьюпирипор» и «Мобил» не начали для обнаружения соляных куполов в дальней прибрежной зоне шт. Луизиана проводить наблюдения методом преломленных волн с использованием веерной сети профилей. Приблизительно в это же время была проведена съемка с целью картирования продолжения в море месторождений Лос-Анджелесского бассейна (Ч. Бейтс, личное сообщение). Геодезист на берегу давал указания о том, как сохранять прямолинейность профилей, а расстояние определялось с помощью троса, пропущенного через счетчик; местоположения точек отмечались буями. С продвижением работ все дальше в море расстояние продолжали отмерять с помощью мерной цепи при определении направления по компасу. Применялось также визирование на султаны от взрывов как визуальное, так и с помощью радиолокатора. Определение местоположения объектов было основной проблемой при проведении наблюдений, и часто на нее приходилась львиная доля затрат. Примерно в 1946 г. вошла в употребление радионавигационная система Шоран, а затем, примерно в 1951 г., — Рэйдист. Первоначально при работах на преломленных и отраженных волнах сейсмоприемники устанавливали на дно. Приблизительно в 1946 г. в методе отраженных волн начали применять буксируемую по дну сейсмоприемную косу с сейсмоприемниками, вмонтированными в нее на кардановом подвесе. Морская шланговая



a



б

Рис. 1.17. Фотографии, полученные в процессе проведения первых работ по методу преломленных волн [144]. *a* — Д. Петти рассматривает запись преломленных волн в районе болота Чакахула; сейсмоприемник находится на кипарисовом пне на заднем плане. *б* — Петти (в лодке) со своим отрядом на болоте Чакахула.

сейсмическая коса впервые стала использоваться в 1949—1950 гг. Как радионавигационные методы, так и плавучая морская коса появились в результате разработок, проводившихся в период второй мировой войны.

1.2.7. Воспроизводимая запись, метод общей глубинной точки и невзрывные источники

Ф. Рибер [153] предложил регистрирующее устройство («сонограф»), при котором зарегистрированные сейсмические записи можно «воспроизводить» (рис. 1.18). В его осциллографе запись велась способом переменной плотности на фотопленке. При воспроизведении вариации интенсивности светового луча, прошедшего сквозь фотопленку, обнаруживались фотоэлементом. Рибер использовал сонограф для определения изменения амплитуды отраженной волны с изменением кажущегося угла наклона пласта.

Несмотря на основополагающую работу Рибера, воспроизводимая регистрация не получила практического применения до

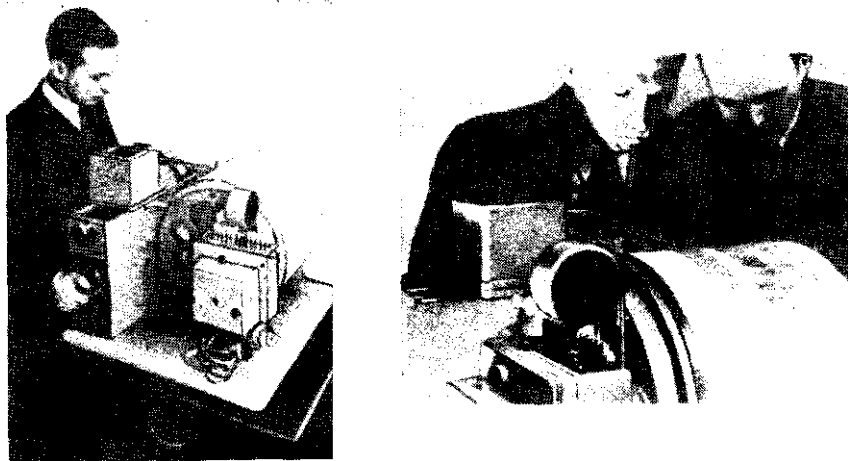


Рис. 1.18. Сонограф Рибера, 1936 г. Получаемые в поле данные регистрировались на пленке способом переменной плотности. При воспроизведении суммировался весь свет, проходящий через щель, и создавалась единая выходная трасса. Изменяя угол установки щели, можно усиливать волны с различными углами выхода (дающие так называемый кажущийся угол наклона; см. § 3.1.2), причем каждый угол установки щели приводит к получению одной дополнительной трассы. Таким образом, на получаемой в итоге записи амплитуда сигнала изображается в виде зависимости угла выхода от времени вступления. (Два снимка из рекламных объявлений в «Geophysics», т. 1 и 2.)

тех пор, пока не появилась магнитная запись. В промышленных масштабах аппаратура для записи и воспроизведения возникла примерно в 1952 г. Основным преимуществом магнитной записи считалась возможность многократного прокручивания магнитной ленты с применением различных фильтров. К 1955 г. появление подвижных магнитных головок позволило вносить в записи статические и кинематические поправки (§ 4.1). Распространение аналоговой записи на магнитной ленте иллюстрирует рис. 1.20.

Одним из важнейших послевоенных достижений было использование для интерпретации волновой картины вдоль профиля монтажа сейсмограмм — так называемого временного разреза. Отдельные сейсмограммы в процессе интерпретации располагали непосредственно рядом друг с другом уже давно (рис. 1.19), но было очень трудно охватить их единым взором из-за больших размеров каждой сейсмограммы и различий в скорости протяжки фотобумаги и в качестве записей. Трудности усугублялись нормальным приращением времени (§ 3.1.1), неоднородным характером процесса получения записей или систем наблюдений, а также записью сейсмограмм способом отклонений. По-видимому, «Галф ойл» и «Картер» (теперь часть фирмы «Экссон»), а также, возможно, и «Шелл» возглавили разработку систем получения изображений способами переменной плотности и переменной ширины с равномерной горизонтальной шкалой и выводом амплитуд. Для этого фирма «Картер» примерно в 1947 г. среди прочего закупила аппаратуру Рибера.

В 1950 г. Г. Мэйн («Петти джеофизикал») изобрел метод общей глубинной точки (ОГТ; см. § 5.3.1) как способ подавления помех, с которыми не удастся справиться путем группирования. Регистрация сигналов на магнитной ленте сделала метод ОГТ выполнимым практически. Наблюдения по методу ОГТ начали проводить около 1956 г., но широкое распространение он получил лишь с начала 60-х годов (рис. 1.20), быстро утвердившись благодаря своей способности ослаблять кратные волны (§ 4.2.2) и помехи других типов. В настоящее время этот метод применяется почти повсеместно.

Магнитная запись позволила также выполнять суммирование трасс и благодаря этому использовать более слабые источники колебаний, поскольку появилась возможность суммировать записи сигналов от последовательных воздействий слабых источников, что создавало эффект более мощного источника. Приблизительно в 1953 г. Мак-Коллум ввел в практику сейсморазведочных работ «Тампер» — устройство для возбуждения сейсмических колебаний с помощью падающего груза. Использование падающего груза в качестве источника энергии позволило про-

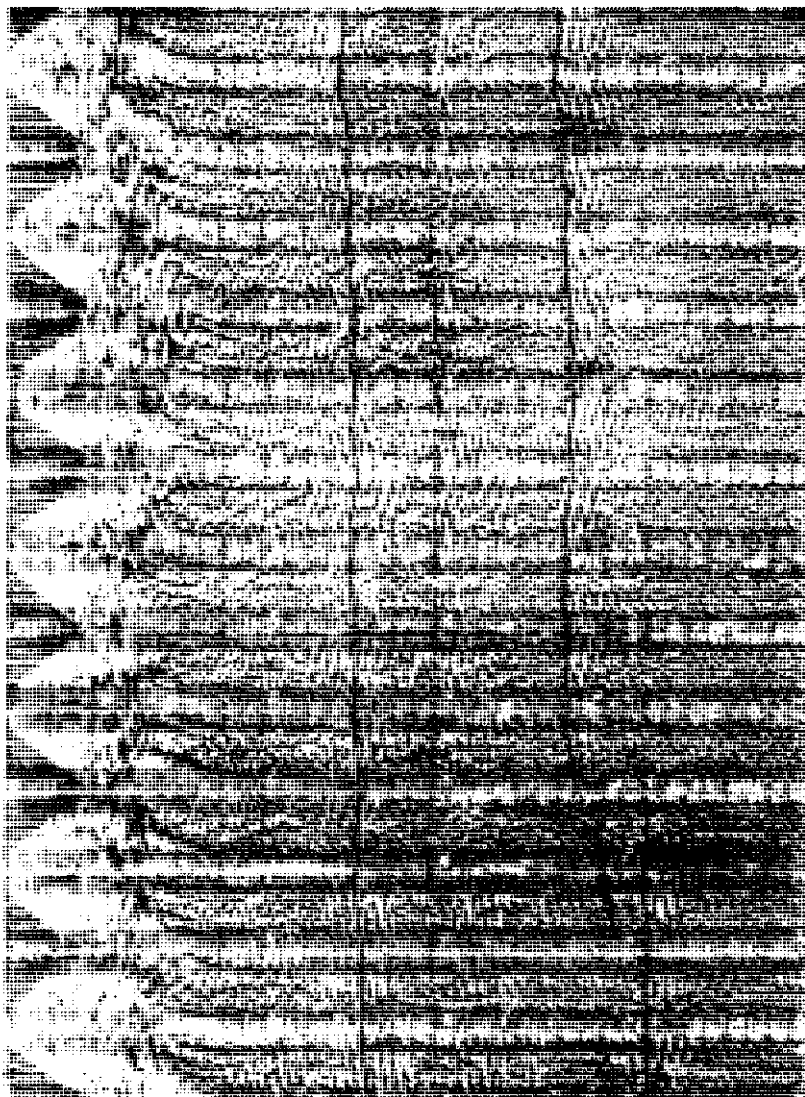


Рис. 1.19. Ранний временной разрез, полученный в результате склеивания отдельных сейсмограмм. Записи сделаны с помощью 10-канальной фотокамеры и имеют исключительно однородный для того времени вид. Нижний из отмеченных горизонтов явно осложнен крупным сбросом. [С разрешения «Коноко»]

двинуть сейсмические работы в такие районы, где бурение взрывных скважин представляет трудности, например Западный Техас, и в область пустынь, где не всегда можно достать воду для бурения.

Кроме падающего груза было разработано еще множество других поверхностных источников энергии для использования при работах на суше. Наиболее интересный из них, получивший название «метод Вибросейс» (см. § 5.4.3; перечень торговых марок и владеющих ими фирм приведен в приложении Б в конце книги), был создан Дж. Кроуфордом, У. Доти и М. Ли и впервые применен в 1953 г. Поверхностные источники используются теперь примерно в половине всех наземных работ, и преобладающее положение среди них занимает Вибросейс. К 1956 г. было разработано несколько заменителей динамита для разведки в морских условиях. Они были, как правило, гораздо дешевле и эффективнее, а кроме того, более приемлемы с точки зрения воздействия на окружающую среду, так как не причиняли ущерба морской фауне, и потому быстро вытеснили динамит как морской источник сейсмической энергии (см. рис. 1.20).

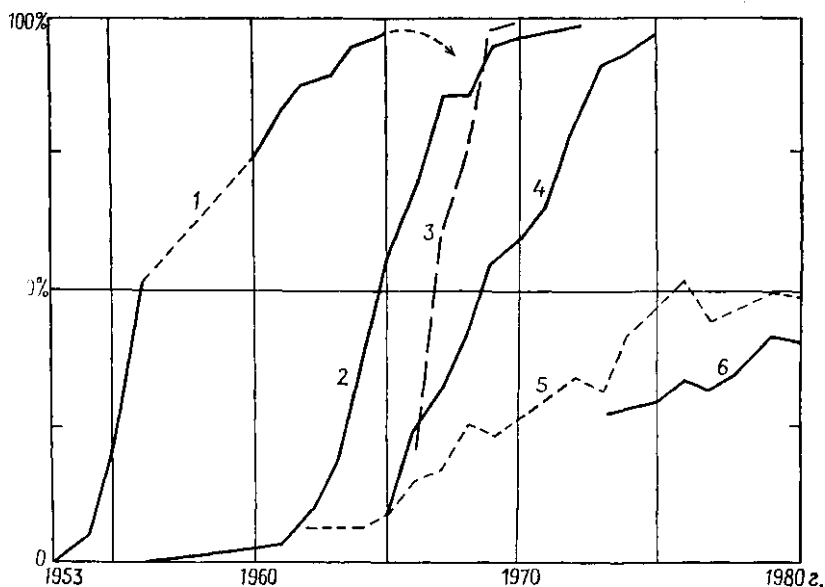


Рис. 1.20. Доля различных видов сейсмических работ в общем объеме сейсморазведки в США. (Данные из годовых отчетов SEG о геофизических работах.) 1 — аппаратная магнитная запись, 2 — метод ОГТ, 3 — морская сейсморазведка без динамита, 4 — цифровая регистрация, 5 — поверхностные источники на суше, 6 — Вибросейс.

Хотя при воспроизведении записей, сделанных на магнитной ленте, производилась довольно сложная и изощренная обработка и осуществлялась некоторая цифровая обработка аналоговых данных, тем не менее все возможности обработки информации с применением ЭВМ не были реализованы до тех пор, пока в 60-х годах не появилась регистрация в цифровой форме. Цифровая регистрация привела не только к повышению точности, но и к широкому применению цифровых ЭВМ при обработке и интерпретации сейсмических данных. «Цифровая революция» была, вероятно, наиболее значительным достижением в сейсморазведке со времени ее возникновения. Например, получить полезную информацию в Северном море почти невозможно без проведения деконволюции (§ 8.2.1).

1.3. Проведение геофизических работ

1.3.1. История сейсморазведочных работ

Число полевых сейсмических партий, действовавших в разные годы, иллюстрирует рис. 1.21, б. Таблицы объемов проведенных сейсмических работ ежегодно составляются одним из комитетов Общества геофизиков-разведчиков. Имеющиеся данные можно считать относительно точными, если иметь в виду, что работы по некоторым регионам, в частности Советскому Союзу и Китаю, не учтены. На рис. 1.21, б показано также число поисковых скважин, пробуренных в США на новых площадях; в целом кривая идет параллельно графику сейсмических партий с отставанием в 2,5—3 года, т. е. данные о проведении сейсморазведочных работ являются «главным индикатором» деятельности в нефтяной промышленности.

На рис. 1.21, а приведена средняя цена на нефть и природный газ в долларах США. Экономика и вопросы технологии — ведущие факторы при проведении сейсморазведочных работ. Образуясь к 1937 г. излишки нефти привели к ослаблению активности, которое продолжалось до тех пор, пока США не вступили во вторую мировую войну. Повышение вдвое цен на нефть в период 1945—1948 гг. вызвало дальнейший рост объема сейсморазведочных работ. Однако после второй мировой войны были обнаружены крупные месторождения нефти на Ближнем и Среднем Востоке, что вновь создало излишки нефти в мире. С 1948 по 1973 г. цены на нефть оставались примерно одинаковыми, и в общем в течение этого периода активность в проведении сейсморазведки была пониженной, хотя отдельные новые разработки подчас приводили к тому, что спад активности был не таким быстрым и даже иногда сменялся некоторым подъемом. Разведанные запасы природного газа достигли макси-

му в 1970 г., и после этого объектом поиска при разведочных работах все больше становился газ, а не нефть. В 1973—1974 гг. цены на нефть резко возросли в результате прекращения поставок во время арабо-израильской войны и образования картеля ОПЕК. В дальнейшем зависимость от иностранных поставок и связанная с этим неуверенность стали важным фактором, стимулирующим проведение сейморазведочных работ.

За пределами США объем сейморазведки неуклонно возрастал вплоть до 1958 г., а затем оставался на одном и том же уровне. В течение 1958—1974 гг. география ее неоднократно менялась в соответствии с политическими и экономическими факторами и открытиями новых месторождений. В Латинской Америке активность резко упала после 1959 г. в связи с трудностями экономического развития в ряде стран. Вероятно, наиболее важными факторами были обнаружение значительных зап-

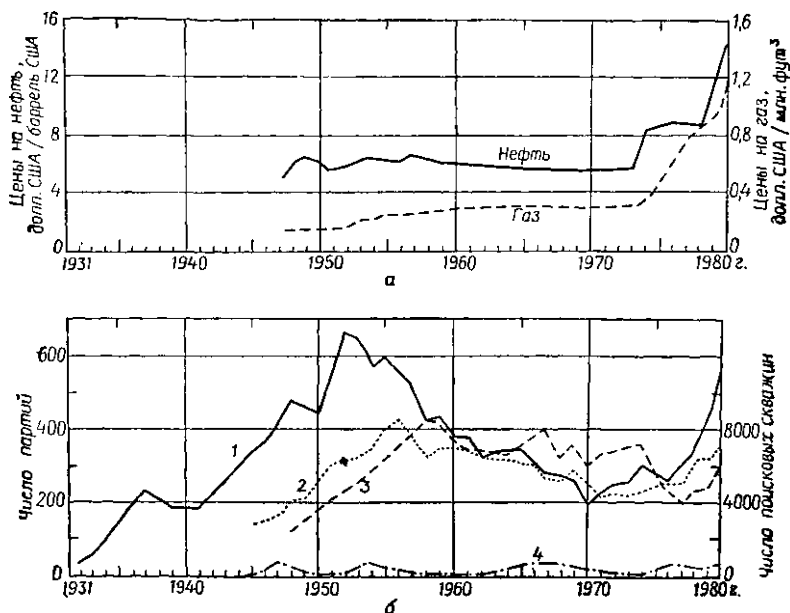


Рис. 121 История проведения сейморазведочных работ. а — средняя цена в США сырой нефти и природного газа в долларах 1978 г. (данные Американского нефтяного института); б — среднее число сейсмических партий (данные из годовых отчетов SEG о геофизических работах) и поисковых скважин, пробуренных на новых площадях (данные из отчетов о деятельности AAPG); сведения о работах в некоторых регионах, в частности СССР и Китае, не учтены 1 — сухопутные партии в США, 2 — поисковые скважины на новых площадях в США, 3 — сухопутные партии за пределами США, 4 — морские суда в водах США.

сов углеводородов в Северной Африке, начало разведочных работ в Северном море, возможность национализации в Индонезии, первые результаты разведки в водах тропической Африки и многочисленные политические кризисы в Северной Африке и на Ближнем Востоке.

1.3.2. Данные за 80-е годы

Согласно годовому отчету Общества геофизиков-разведчиков [176], расходы на получение и цифровую обработку геофизических данных в 1980 г. составили 3 млрд. 2 млн. долл. США. Эта

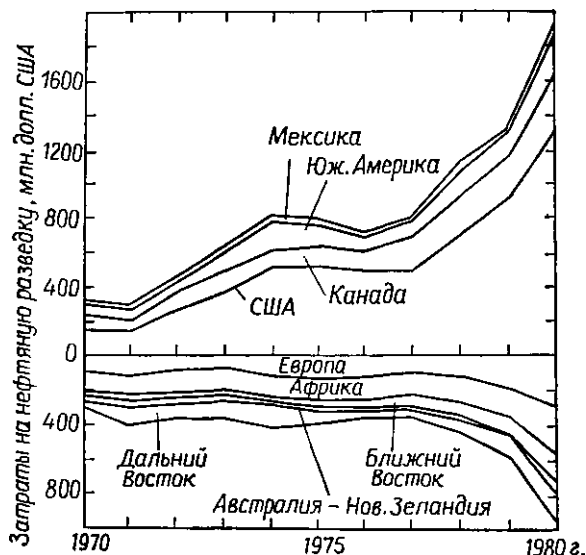


Рис. 1.22. Затраты на нефтяную сейсморазведку в разных частях земного шара; в западном полушарии затраты в общем растут, в восточном уменьшаются.

сумма значительно превысила затраты предыдущего года (на 46 %) и 1971 г. (на 367 %), когда расходы на геофизические работы начали заметно возрастать (рис. 1.22). Особенно быстро они стали расти после 1977 г.

Расходы на сейсмические работы занимают около 95 % всех затрат на геофизические исследования. В отчете приведены различные статистические данные, относящиеся к сейсморазведочным работам (табл. 1.2—1.5). Одной из интересных особенностей отчета 1980 г. является резкое увеличение объема работ на преломленных и отраженных поперечных волнах, проявляю-

Таблица 1.2. Процентные соотношения затрат на получение геофизической информации. Данные приведены для 1980 г. (цифры в скобках относятся к 1979 г.)

а) По объекту поиска или исследования	Нефть	96,9	(94,9)
	Твердые полезные ископаемые	1,8	(2,1)
	Инженерные изыскания	0,5	(1,1)
	Источники геотермальной энергии	0,2	(0,2)
	Грунтовые воды	0,2	(0,3)
	Океанография	0,2	(1,2)
	Научные исследования	0,3	(0,3)
б) По видам работ	На суше	69,6	(68,9)
	На море	28,7	(28,6)
	В воздухе	1,5	(1,9)
	В скважинах	0,2	(0,5)
в) По районам работ	США	44,3	(45,9)
	Канада	11,0	(13,2)
	Мексика	2,4	(2,5)
	Южная Америка	7,6	(6,1)
	Европа	9,1	(9,5)
	Африка	10,2	(9,4)
	Ближний Восток	5,1	(4,3)
	Дальний Восток	6,9	(7,2)
	Австралия, Новая Зеландия	2,1	(0,4)
г) По методам	Остальные	0,9	(1,5)
	Сейсмика: Р-волны	92,6	
	S-волны	1,0	(95,1)
	преломл. волны	1,5	
	Гравиразведка	2,6	(0,5)
	Магниторазведка	0,9	(1,1)
	Метод сопротивлений	0,2	(0,3)
	Электромагнитный	0,1	(0,4)
	Вызванная поляризация	0,2	(0,1)
	Магнитотеллурический	0,3	(0,2)
	Скважинные методы	0,2	(0,5)
	Остальные	0,4	(0,5)

Таблица 1.3. Статистические данные, касающиеся производства сейсморазведочных работ с целью поиска нефти, на 1980 г. (в скобках указано процентное отношение данных 1980 г. к цифрам для 1979 г.) и их стоимость в долларах США

	На суше		На море	
Стоимость получения данных	1806 · 10 ⁶	(150)	420 · 10 ⁶	(162)
Погонные мили	392 · 10 ³	} (117)	658 · 10 ³	} (116)
Погонные километры	631 · 10 ³		1059 · 10 ³	
Партия × месяц	7517	(110)	1047	(154)
Мили/(партия × месяц)	52	} (30)	629	} (76)
Километры/(партия × месяц)	84		1012	
Стоимость 1 мили (только получение данных)	4612	} (127)	638	} (139)
Стоимость 1 км (только получение данных)	2866		396	
Стоимость 1 мили (включая обработку данных)	5223	} (125)	1158	} (118)
Стоимость 1 км (включая обработку данных)	3245		720	
Стоимость 1 месяца работ	240 · 10 ³		401 · 10 ³	

Таблица 1.4. Процент погонных миль, отработанных с источниками разного типа (только в нефтяной разведке). Данные на 1980 г. (цифры в скобках — для 1979 г.)

Источник колебаний	На суше		На море	
Динамит	55,9	(55,6)		
Сжатый воздух	2,8	(2,8)	65,3	(61,7)
Газовая пушка	0,6	(0,9)	18,8	(29,3)
Падающий груз	2,1	(1,7)		
Твердые взрывчатые вещества	0,4	(0,4)	4,9	(2,9)
Вибратор	37,0	(37,3)		
Электрический			1,9	(0,4)
Схлопывание полостей			9,3	(5,7)
Другие	0,9			

щееся в удивительно больших капиталовложениях в эти области.

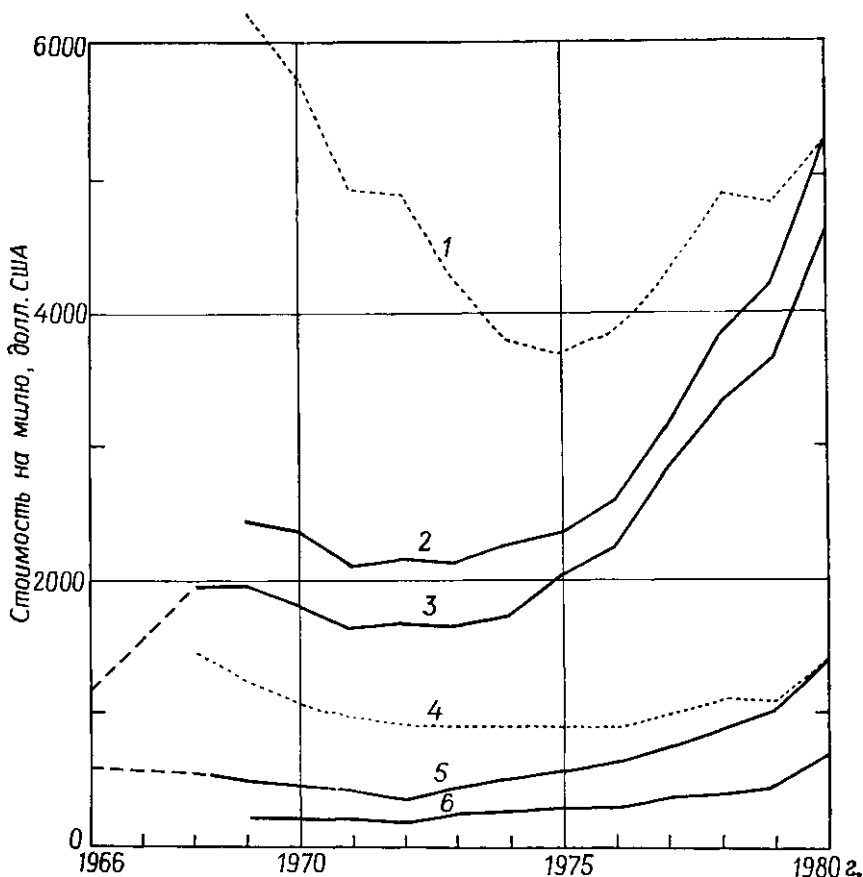


Рис. 1.23. Стоимость 1 млн сейсмических работ (в западном полушарии). Кривые, нанесенные мелким пунктиром, соответствуют стоимости в долларах 1980 г. (Данные из отчетов SEG о геофизических работах.) 1 — сухопутные работы, 2 — сухопутные работы, включая обработку данных, 3 — только получение данных на суше, 4 — морские работы, 5 — морские работы, включая обработку данных, 6 — только получение данных на море.

Расходы на сейсмические работы, направленные на поиски не нефти, а других полезных ископаемых, быстро растут, но их размеры малы по сравнению с затратами на нефтяную разведку. Сенти [176] понимает, что цифры для других полезных ископаемых в отчете занижены и на самом деле должны быть заметно большими.

Таблица 1.5. Сейсмические работы помимо нефтяной разведки. Данные на 1980 г. (цифры в скобках — для 1979 г.)

	Партия×мес/ц		Стоимость, 10 ³ долл. США		% от всей стоимости *)	
Твердые полезные ископаемые	110	(81)	12659	(6134)	54,9	(13,9)
Гражданское строительство **) (на суше)	105	(183)	2612 **)	(3140)	57,7 **)	(48,8)
Гражданское строительство **) (на море)	192	(147)	10461 **)	(12455)	100,0 **)	(100,0)
Геотермальная разведка	15	(4)	1810	(377)	28,6	(7,7)
Грунтовые воды	10	(28)	103	(234)	4,5	(4,6)
Океанография	22	(92)	5187	(22479)	93,6	(95,6)
Научные исследования	53		5890		57,6	

*) Проценты стоимости сейсмических работ относительно стоимости всех геофизических работ для данной отрасли.

**) Без стоимости самолетных и скважинных наблюдений.

Данные о расценках на проведение работ имеются в ежегодных отчетах начиная с 1968 г. (а в отчет за 1966 г. включены сметы); они изображены в виде графиков на рис. 1.23.

1.3.3. Экономическое обоснование

Экономическое обоснование сейсморазведки трудно подтвердить документально, поскольку цифровых данных не имеется. Вплоть до середины 50-х годов Американская ассоциация геологов-нефтяников (AAPG) пыталась экономически оценить основные факторы, имеющие отношение к открытию новых нефтяных месторождений, но отказалась от этого намерения, поскольку всегда неизменно присутствовало множество таких факторов. Хэлбути [71] отмечает, что в период между 1930 и 1960 гг. 80 % открытий месторождений-гигантов в США было сделано, по крайней мере частично, благодаря сейсморазведке. В настоящее время места для заложения почти всех скважин определяются на основе сейсмических данных, и уже одно это служит оправданием сейсморазведочных работ. Объем сейсмических работ, перечисленных в табл. 1.5, растет очень быстро; отсюда можно сделать вывод, что ценность сейсмических данных осознается все больше.

Объем сейсморазведочных работ, выполненных до бурения

нефтяных и газовых скважин, далеко не однороден. Шестнадцать крупных нефтяных фирм осуществляют 62 % геологических и геофизических работ (называемых «ГиГ»), пробуривают 10 % поисковых скважин и находят 44 % новых нефтяных месторождений (AAPG Explorer, 1980). М. Бэкус в своем президентском выступлении перед SEG в 1980 г. упомянул $7,6 \cdot 10^6$ баррелей нефтяного эквивалента на одну сейсмическую партию в год в США и около 10^7 для работ за пределами США («баррели нефтяного эквивалента» включают топливный эквивалент найденного природного газа). Бэкус сказал, что эту цифру следует уменьшить примерно до $6 \cdot 10^6$ (для США), чтобы учесть открытия, основанные на повторном анализе сейсмических данных, полученных в предыдущие годы. В 1978 г. каждое вновь открытое месторождение нефти или газа обходилось в среднем в 1,67 млн. долл. затрат на бурение плюс 0,47 млн. долл. затрат на сейсморазведку, т. е. на бурение скважины тратится приблизительно в четыре раза больше средств, чем на исследования по определению ее местоположения.

Бэкус подсчитал, что на одну сейсмическую партию приходится в среднем 21 член геофизического общества и что это число каждый год возрастало примерно на 0,4, а начиная с 1976 г. растет с еще большей скоростью. До бурения теперь выполняется еще больше работ ГиГ. За период 1972—1976 гг. процент разведочных скважин, пробуренных не впустую, увеличился с 15 % (величина, до этого времени ежегодно уменьшавшаяся) примерно до 26 %; для 1979 г. эта цифра составила 29 % [85]. Такое увеличение можно объяснить отчасти интенсификацией геолого-геофизических работ, а отчасти улучшением технологии, применяемой в сейсморазведке.

1.4. Литература по сейсморазведке

Тем исследователям, которые читают по-английски, повезло, потому что на этом языке имеются почти все важные работы. Большинство значительных статей и книг, вышедших в свет на других языках, либо имеет эквивалентные издания на английском языке, либо переведено на английский. Кроме того, большинство важнейших специальных статей публикуется в двух журналах: «Geophysics», издаваемом Обществом геофизиков-разведчиков (SEG), и «Geophysical Prospecting», издаваемом Европейской ассоциацией геофизиков-разведчиков (EAGE), причем в последнем иногда публикуются отдельные статьи и на французском, и немецком языках.

В 1930 г. в Хьюстоне было основано Общество геофизиков-экономистов; в том же году оно было переименовано в Общество геофизиков-нефтяников, а в 1937 г. — в Общество геофизи-

ков-разведчиков. Сейчас оно продолжает оставаться крупнейшим научным обществом профессиональных геофизиков. Общество начало издавать журнал «Geophysics» в 1936 г. До этого статьи публиковались в выпусках журналов «AAPG Bulletin» и «Physics»; очень многие из важнейших статей, опубликованных до 1936 г., были перепечатаны в 1947 г. в виде специального выпуска под названием «Early Geophysical Papers». Европейская ассоциация геофизиков-разведчиков была основана в 1951 г. и начала издавать журнал «Geophysical Prospecting» в 1953 г.

Каждые несколько лет издается обобщенный указатель к журналу «Geophysics» (одним из его выпусков было приложение к декабрьскому номеру журнала за 1980 г.), в котором дается перечень статей, опубликованных в обоих этих журналах, и в других изданиях, выпускаемых Обществом. В «AAPG Bulletin» публикуются статьи по геологической интерпретации геофизических данных, а в выпусках «Offshore Technology Conference Preprints» (издаваемых ежегодно с 1969 г.) — другие важные статьи.

В сентябре 1928 г. в предисловии к своей книге «Applied Geophysics» («Прикладная геофизика») А. Ив и Д. Кейс писали: «...нам неизвестна ни одна книга на английском языке, в которой рассматривались бы теоретические и практические стороны всех существующих в настоящее время многочисленных методик разведочных работ». Это было всего лишь через четыре года после первого открытия углеводородов, сделанного по результатам сейсмических наблюдений методом преломленных волн. По словам Ива и Кейса, в 1928 г. работало тридцать или более групп (или отрядов), каждая из которых состояла из трех — пяти квалифицированных работников и такого же количества помощников». В то время все работы были строго засекречены, и в их книге дается лишь краткое общее описание методов. Даже в начале 50-х годов все еще сохранялись некоторые неизвестные элементы, т. е. многие детали не были раскрыты.

Литература по сейсмологии, занимающейся исследованием землетрясений, появилась раньше работ, посвященных прикладным вопросам поисков и разведки полезных ископаемых. Классическая монография Г. Джеффриса «Земля» вышла в свет в 1924 г. (3-е изд. — в 1952 г. *). В книге Л. Лита «Practical Seismology and Seismic Prospecting» («Практическая сейсмология и сейсмическая разведка, 1938») сейсмология землетрясений объединена с разведочной сейсмикой.

* Имеется русский перевод 4-го издания: Г. Джеффрис. Земля, ее происхождение, история и строение. — М.: ИЛ, 1960. — *Прим. перев.*

Ниже перечисляются наиболее важные книги по сейсморазведке:

- 1940 *Nettleton L. L.* Geophysical Prospecting for Oil
Heiland G. A. Geophysical Exploration
Jakosky J. J. Exploration Geophysics (2nd edition, 1950)
- 1948 SEG Geophysical Case Histories (2nd volume in 1956)
- 1952 *Dix C. H.* Seismic Prospecting for Oil
Dobrin M. B. Introduction to Geophysical Prospecting (3rd edition, 1976)
- 1959 *Slotnick M. M.* Lessons in Seismic Computing
- 1965 *White J. E.* Seismic Waves: Radiation, Transmission and Attenuation
Grant F. S. and West G. F. Interpretation Theory in Applied Geophysics
- 1967 *Musgrave A. W.* (ed.) Seismic Refraction Prospecting
- 1970 *Anstey N. A.* Seismic Prospecting Instruments—I: Signal Characteristics and Instrument Specifications
- 1971 *Evenden B. S. and Stone D. R.* Seismic Prospecting Instruments—II: Instrument Performance and Testing
- 1973 *Sheriff R. E.* Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics [русский перевод: *Шерифф Р. Е.* Англо-русский энциклопедический словарь терминов разведочной геофизики. — М.: Недра, 1984]
- 1976 *Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E. and Keys D. A.* Applied Geophysics
Fitch A. A. Seismic Reflection Interpretation
- 1977 *Anstey N. A.* Seismic Interpretation
Mooney H. M. Handbook of Engineering Geophysics
Payton C. E. (ed.) Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration [русский перевод: Сейсмическая стратиграфия./Под ред. Ч. Пейтона. — М.: Мир, 1982]
- 1978 *Sheriff R. E.* A First Course in Geophysical Exploration and Interpretation
Waters K. H. Reflection Seismology [русский перевод: *К. Норепп.* Отражательная сейсмология. — М.: Мир, 1979]
Coffeen J. A. Seismic Exploration Fundamentals
- 1979 *McQuillin R., Bacon M. and Barclay W.* An Introduction to Seismic Interpretation (русский перевод: *Мак-Куиллин Р., Бекон М. и Барклай У.* Введение в сейсмическую интерпретацию. — М.: Недра, 1985]
- 1980 *Aki K. and Richards P. G.* Quantitative Seismology: Theory and Methods (2 volumes) [русский перевод: *Аки К. и Ричардс П.* Количественная сейсмология:

Теория и методы. В 2-х томах. — М.: Мир, 1983] *R. E. Sheriff*. Seismic Stratigraphy

Кроме перечисленных выше издано несколько книг, в которых рассмотрены важные вопросы обработки сейсмических данных: [17, 31, 37—39, 86, 96, 106, 155, 157, 189]. Несколько заслуживающих внимания учебных пособий вышло в частных издательствах: [93, 142, 143, 156]. Полезным литературным источником также являются патенты; патенты, касающиеся сейсмических устройств и методов, рассмотрены в работе [190].

Международная ассоциация подрядчиков-геофизиков (IAGC) издает руководство по технике безопасности и другие материалы, необходимые для работ, связанных с получением полевых данных.

Теория сейсмических волн

Общий обзор

В исследованиях сейсмическим методом используется явление распространения волн в Земле. Поскольку распространение волн зависит от упругих свойств горных пород, мы прежде всего рассмотрим некоторые основные положения теории упругости (§ 2.1). (Более подробное описание можно найти в работах [79, 193].)

Размеры и форму твердого тела можно изменить, если к внешней поверхности этого тела приложить силы. Внешние силы противостоят внутренним, которые оказывают сопротивление изменениям размеров и формы тела. Из-за наличия внутренних сил тело стремится возвратиться к своему первоначальному состоянию, когда действие внешних сил прекращается. Точно так же жидкость сопротивляется изменению размеров (объема), но не формы. Это свойство сопротивляться изменениям размеров или формы и возвращаться в недеформированное состояние при прекращении действия внешних сил называется *упругостью*. Идеально упругим можно назвать тело, которое после деформирования полностью восстанавливает свое исходное состояние. При малых деформациях многие вещества, в том числе горные породы, можно рассматривать как идеально упругие, не совершая при этом заметной ошибки.

Теория упругости связывает силы, приложенные к внешней поверхности тела, с возникающими в результате их действия изменениями размеров и формы этого тела. Соотношения между приложенными силами и деформациями удобнее всего выразить с помощью понятий напряжения и деформации. Согласно закону Гука, величина относительной деформации (характеризующая изменение формы или размеров тела) в общем пропорциональна величине создающего ее напряжения (т. е. силы, действующей на единицу площади поверхности). Коэффициент пропорциональности называется *упругой постоянной* или упругим модулем; для различных видов напряжений и деформаций упругие модули взаимосвязаны.

Разд. 2.2 посвящен волновому движению. Второй закон движения Ньютона, устанавливающий, что действие неуравновешенной силы на массу создает ускорение, используется для вывода двух форм волнового уравнения. Волновое уравнение выражается в векторной и в более обычной скалярной форме. В этом же разделе приведены методы учета источника возмущения и формула Кирхгофа.

Далее даются решения волнового уравнения для плоских и сферических волн. Волны — это распространяющиеся в среде возмущения. Вводятся понятия фазы, волновых фронтов и сейсмических лучей, базирующиеся на общем принципе Гюйгенса, определяются термины амплитуда, длина волны, волновое число, период, частота и угловая частота.

Выведенные раньше два вида волнового уравнения связываются с двумя видами возмущений, способных распространяться через толщу твердого вещества. Они включают изменения объема (P -волны) и вращение (S -волны). Затем описываются потенциальные функции, из которых можно вывести смещения и скорости частиц среды. На границах раздела как напряжения, так и смещения частиц должны быть непрерывными; эти граничные условия рассмотрены в § 2.2.8.

Вслед за объемными рассматриваются поверхностные волны. Рэлеевские волны необходимо принимать во внимание из-за поверхностных волн-помех, порождаемых ими и регистрируемых на сейсмических записях. Иногда могут встретиться также волны Лява и Стоуни.

В § 2.3 исследуется, что происходит с сейсмическими объемными волнами при их распространении в Земле. Их интенсивность уменьшается вследствие геометрического расхождения, поглощения и расщепления на границах раздела. Расхождение энергии по фронту волны — наиболее важный фактор, вызывающий изменение интенсивности на протяжении первых нескольких километров, но затем преобладающее влияние приобретает поглощение. Последнее возрастает приблизительно линейно с ростом частоты и, следовательно, изменяет форму волны с расстоянием. Различные выражения для поглощения взаимосвязаны. Затрагиваются также вопросы дисперсии волн, а также понятия групповой и фазовой скоростей, хотя в сейсморазведке дисперсия не является важным фактором.

Отражение и преломление волн рассматриваются в § 2.3.4. Для анализа дифракции (§ 2.3.5) требуется довольно сложный математический аппарат; однако построение фронтов дифрагированных волн на основе принципа Гюйгенса не требует математических приемов.

Одним из важнейших разделов является § 2.4, в котором говорится о перераспределении энергии на границах раздела.

С помощью граничных условий рассчитывается, как волновая энергия перераспределяется между отраженными и проходящими волнами. Найденные решения, выраженные через потенциалы, приводят к уравнениям Кнотта, а распределения амплитуд волн дают уравнения Цёппритца. В простом, но очень важном случае нормального падения эти уравнения сводятся к знаменитому уравнению коэффициента отражения для нормального падения, которое устанавливает, что амплитуда отраженной волны, отнесенная к амплитуде падающей волны, изменяется прямо пропорционально величине изменения акустической жесткости (произведения плотности на скорость) и обратно пропорционально сумме акустических жесткостей. Приводятся также примеры абсолютных величин коэффициента отражения. Далее рассматривается падение волн, отличное от нормального, и в том числе быстро меняющиеся эффекты, возникающие при углах падения, близких к критическому. Раздел завершает описание головных волн (волн, преломленных под критическими углами) и распространения нормальных мод.

2.1. Теория упругости

2.1.1. Напряжение

Напряжение определяется как сила, действующая на единицу площади. Следовательно, если к телу приложена сила, то напряжение есть отношение этой силы к площади поверхности, на которую она действует. Если сила меняется от точки к точке, напряжение также меняется, и для нахождения его величины в любой точке нужно взять бесконечно малый элемент площади с центром в этой точке и разделить всю силу, действующую на данную площадку, на величину этой площадки. Если сила направлена перпендикулярно площадке, то напряжение называют *нормальным напряжением* (или *давлением*). В этой книге положительные значения соответствуют растягивающим напряжениям (иногда принимается противоположное правило знаков). Когда сила действует по касательной к элементу поверхности, напряжение является *сдвиговым* (*касательным*). Если направление действия силы не параллельно и не перпендикулярно элементарной площадке, то силу можно разложить на составляющие, параллельную и перпендикулярную этой площадке, а значит, и напряжение можно разложить на нормальную и сдвиговую компоненты.

Если мы рассмотрим малый элемент объема внутри тела, находящегося в напряженном состоянии, то, как показано на рис. 2.1 для двух граней, перпендикулярных оси x , напряжения.

действующие на каждую из шести граней этого элемента, можно разложить на составляющие. Подстрочные индексы обозначают соответственно оси x , y и z , а σ_{yx} обозначает напряжение, действующее параллельно оси y на поверхность, перпендикулярную оси x . Если оба индекса совпадают (как, например, σ_{xx}), то напряжение является нормальным; если индексы различны (как в случае с σ_{yx}), то напряжение сдвиговое.

Если среда находится в состоянии статического равновесия, то напряжения должны быть уравновешенными. Это значит, что

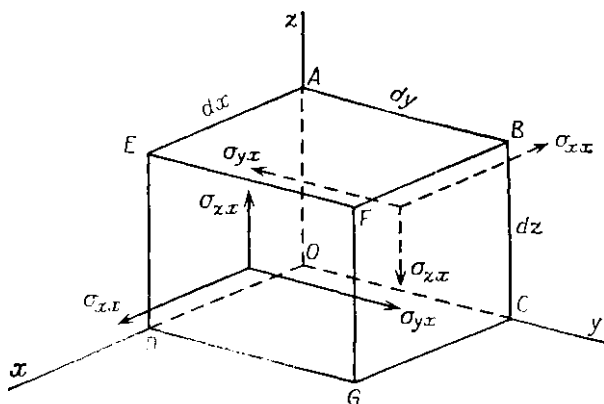


Рис. 2.1. Компоненты напряжений для граней, перпендикулярных оси x .

три напряжения σ_{xx} , σ_{yx} и σ_{zx} , действующие на грань $OABC$, должны быть равны по величине и противоположны по направлениям соответствующим напряжениям, приложенным к грани $DEFG$, при аналогичных соотношениях и для остальных четырех граней. Кроме того, парные сдвиговые напряжения, например σ_{yx} , образуют *пару сил*, стремящуюся повернуть элемент объема вокруг оси z ; величина этой пары сил определяется по формуле

$$(\text{сила} \times \text{плечо пары}) = (\sigma_{yx} dy dz) dx.$$

Если мы рассмотрим напряжения на других четырех гранях, то найдем, что этой паре противодействует только пара сил, создаваемая парными напряжениями σ_{xy} и равная $(\sigma_{xy} dx dz) dy$. Поскольку наш элемент объема находится в равновесии, суммарный момент должен быть равен нулю; следовательно, $\sigma_{xy} = \sigma_{yx}$. В общем случае мы должны иметь

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ji}.$$

2.1.2. Деформация

Если упругое тело подвергается действию напряжений, то его форма и размеры изменяются. Эти изменения, называемые (относительными) *деформациями*, можно разделить на несколько основных типов.

Рассмотрим прямоугольник $PQRS$ в плоскости xy (рис. 2.2). Пусть под действием приложенных напряжений точка P перемещается в положение P' с компонентами смещения u и v . Если и другие вершины Q , R и S испытают такое же смещение, как P , то прямоугольник просто переместится как единое целое на величины u и v ; в этом случае не происходит изменений размеров и формы, а следовательно, деформации не существует. Но если u и v различны для разных вершин, то прямоугольник будет испытывать изменения размеров и формы и возникнут деформации.

Предположим, что $u = u(x, y)$, $v = v(x, y)$. Тогда координаты вершин $PQRS$ и $P'Q'R'S'$ запишутся в виде

$$\begin{aligned} P(x, y): & \quad P'(x + u, y + v); \\ Q(x + dx, y): & \quad Q'(x + dx + u + \frac{\partial u}{\partial x} dx, y + v + \frac{\partial v}{\partial x} dx); \\ S(x, y + dy): & \quad S'(x + u + \frac{\partial u}{\partial y} dy, y + dy + v + \frac{\partial v}{\partial y} dy); \\ R(x + dx, y + dy): & \quad R'(x + dx + u + \frac{\partial u}{\partial x} dx + \frac{\partial u}{\partial y} dy, \\ & \quad y + dy + v + \frac{\partial v}{\partial x} dx + \frac{\partial v}{\partial y} dy). \end{aligned}$$

В общем случае изменения u и v гораздо меньше величин dx и dy ; поэтому мы примем, что члены $\partial u/\partial x$, $\partial u/\partial y$ и т. д. достаточно малы и их степенями и произведениями можно пренебречь. При этом допущении оказывается, что

1) длина отрезка PQ возрастает на величину $(\partial u/\partial x)dx$, а PS — на величину $(\partial v/\partial y)dy$, следовательно, $\partial u/\partial x$ и $\partial v/\partial y$ представляют собой относительные приращения длины в направлении соответствующих осей;

2) бесконечно малые углы δ_1 и δ_2 равны соответственно $\partial v/\partial x$ и $\partial u/\partial y$;

3) прямой угол в точке P уменьшается на величину $(\delta_1 + \delta_2) = (\partial v/\partial x + \partial u/\partial y)$;

4) прямоугольник как целое поворачивается против часовой стрелки на угол $(\delta_1 - \delta_2) = (\partial v/\partial x - \partial u/\partial y)$.

Деформация определяется как относительное изменение размеров или формы тела. Величины $\partial u/\partial x$ и $\partial v/\partial y$ являются относительными увеличениями длины в направлениях осей x и y , и

их называют *нормальными деформациями*. Сумма $\partial v/\partial x + \partial u/\partial y$ представляет собой величину, на которую уменьшается прямой угол в плоскости xy , когда к телу приложены напряжения, т.е. она является мерой изменения формы тела и называется *сдвиговой деформацией*, обозначаемой символом ϵ_{xy} . Разность $\partial v/\partial x - \partial u/\partial y$, которая определяет вращение тела около оси z ,

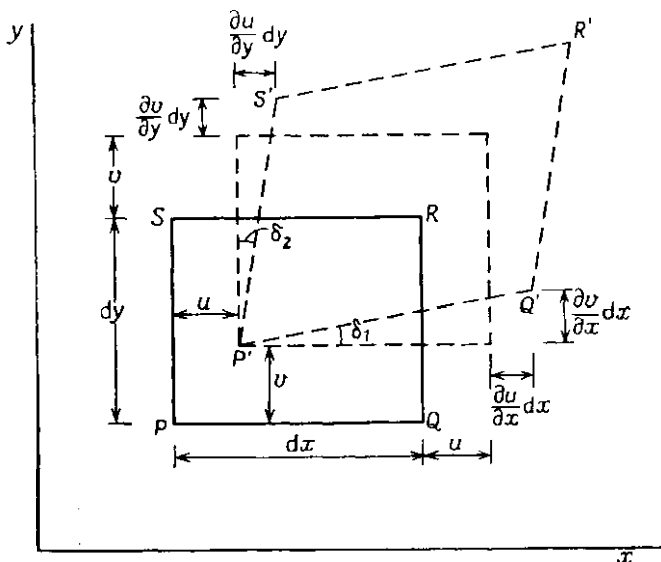


Рис. 2.2. Анализ двумерных деформаций.

не характеризует изменений размеров или формы и, следовательно, не является деформацией; мы будем обозначать ее θ_z .

Обобщая проведенный анализ на три измерения, мы будем иметь (u, v, w) в качестве компонент смещения точки $P(x, y, z)$. В результате получим элементарные деформации:

$$\begin{aligned} \text{нормальные деформации} \quad \epsilon_{xx} &= \frac{\partial u}{\partial x}, \\ \epsilon_{yy} &= \frac{\partial v}{\partial y}, \\ \epsilon_{zz} &= \frac{\partial w}{\partial z}; \end{aligned} \quad (2.1)$$

$$\begin{aligned} \text{сдвиговые деформации} \quad \epsilon_{xy} = \epsilon_{yx} &= \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}, \\ \epsilon_{yz} = \epsilon_{zy} &= \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z}, \\ \epsilon_{zx} = \epsilon_{xz} &= \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}. \end{aligned} \quad (2.2)$$

Помимо этих деформаций тело подвергается простому вращению вокруг трех осей, задаваемых выражениями

$$\begin{aligned}\theta_x &= \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}, \\ \theta_y &= \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}, \\ \theta_z &= \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}.\end{aligned}\quad (2.3)$$

Уравнения (2.3) можно записать в векторной форме (см. § 10.1.2)

$$\Theta = \theta_x \mathbf{i} + \theta_y \mathbf{j} + \theta_z \mathbf{k} = \nabla \times \xi, \quad (2.4)$$

где $\xi = u\mathbf{i} + v\mathbf{j} + w\mathbf{k}$ — вектор смещения точки $P(x, y, z)$, а \mathbf{i} , \mathbf{j} , \mathbf{k} — единичные векторы в направлениях осей x , y , z .

Изменения размеров, определяемые нормальными деформациями, при действии на тело напряжений приводят к изменениям объема. Изменение объема в расчете на единичный объем называется *дилатацией* и обозначается Δ . Если за исходный объем в недеформированной среде взять прямоугольный параллелепипед с ребрами dx , dy и dz , то в деформированной среде его размеры будут равны $dx(1 + \epsilon_{xx})$, $dy(1 + \epsilon_{yy})$, $dz(1 + \epsilon_{zz})$; следовательно, его объем возрастает приблизительно на величину $(\epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz})dxdydz$. Поскольку первоначальный объем был равен $dxdydz$, мы видим, что

$$\Delta = \epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = \nabla \cdot \xi. \quad (2.5)$$

2.1.3. Закон Гука

Чтобы вычислять деформации при известных напряжениях, мы должны знать зависимость между напряжениями и деформациями. Когда деформации малы, их связь с напряжениями определяется *законом Гука*, согласно которому данная деформация прямо пропорциональна обусловившему ее напряжению. Если существует несколько напряжений, то каждое из них создает деформации независимо от других; следовательно, полная деформация равна сумме деформаций, вызванных отдельными напряжениями. Это значит, что каждая деформация является линейной функцией всех напряжений и наоборот. В общем случае закон Гука приводит к сложным соотношениям, но если среда *изотропна*, т. е. ее свойства не зависят от направления, его можно выразить в относительно простой форме

$$\sigma_{ii} = \lambda \Delta + 2\mu \epsilon_{ii}, \quad i = x, y, z; \quad (2.6)$$

$$\sigma_{ij} = \mu \epsilon_{ij}, \quad i, j = x, y, z, \quad i \neq j. \quad (2.7)$$

Величины λ и μ известны под названием *постоянных Ламе*. Если написать $\epsilon_{ij} = \sigma_{ij}/\mu$, то ясно, что ϵ_{ij} тем меньше, чем больше μ . Следовательно, μ является мерой сопротивляемости тела действию сдвиговой деформации и называется *жесткостью* или *модулем сдвига*.

Хотя закон Гука находит широкое применение, он не выполняется для больших напряжений. При напряжениях, превышающих предел упругости (рис. 2.3, а), закон Гука уже более

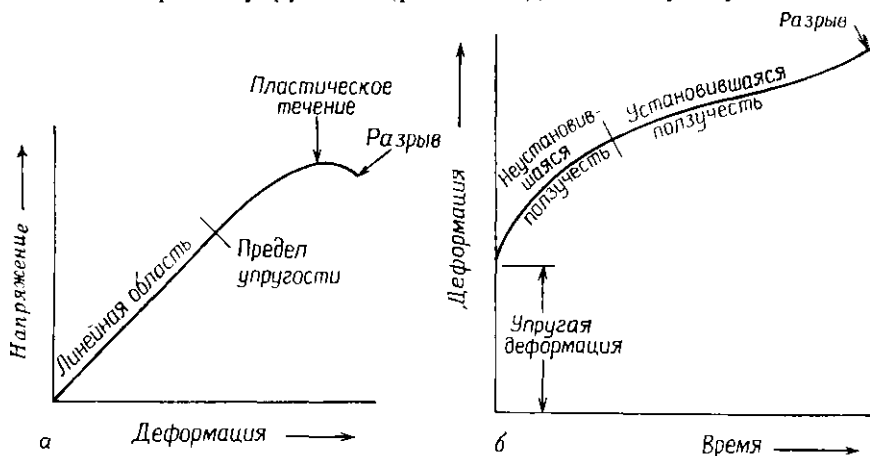


Рис. 2.3. Зависимости между напряжением, деформацией и временем: а — напряжение как функция деформации; б — деформация как функция времени.

не справедлив и деформации нарастают быстрее. Деформации, которые возникли при напряжениях, превышавших этот предел, не исчезают полностью при снятии напряжений. При дальнейшем росте напряжений может быть достигнут предел пластичности, когда начинается пластическое течение, и переход к пластическому режиму может привести к уменьшению деформации. Некоторые материалы, не проходя стадию пластического течения, разрушаются до этого.

Поведение некоторых веществ под воздействием напряжений меняется со временем (рис. 2.3, б). При установившихся напряжениях такие вещества вначале испытывают ползучесть и в конце концов разрушаются. При снятии напряжения деформация ползучести не исчезает.

2.1.4. Упругие постоянные

Кроме постоянных Ламе, которые удобны при использовании формул (2.6) и (2.7), существуют еще и другие упругие постоянные. Наиболее широко употребимы *модуль Юнга* E , *коэффици-*

цент Пуассона σ и модуль всестороннего сжатия (объемный модуль) k (стандартное обозначение коэффициента Пуассона σ легко отличить от обозначения напряжения σ_{ij} благодаря наличию у последнего подстрочных индексов). Чтобы найти выражения для первых двух из этих констант, рассмотрим среду, в которой все напряжения, за исключением σ_{xx} , равны нулю. Если предположить, что σ_{xx} положительно (т. е. что это растягивающее напряжение), то под действием этого напряжения размеры, параллельные направлению σ_{xx} , будут увеличиваться, в то время как размеры, нормальные к σ_{xx} , будут уменьшаться; это означает, что ϵ_{xx} положительно (удлинение в направлении оси x), а ϵ_{yy} и ϵ_{zz} отрицательны. Кроме того, мы можем показать (см. задачу 2.2 в конце главы), что $\epsilon_{yy} = \epsilon_{zz}$. Тогда мы определим E и σ с помощью соотношений

$$E = \sigma_{xx}/\epsilon_{xx}, \quad (2.8)$$

$$\sigma = -\epsilon_{yy}/\epsilon_{xx} = -\epsilon_{zz}/\epsilon_{xx}; \quad (2.9)$$

знак минус здесь поставлен для того, чтобы величина σ была положительной.

Чтобы получить выражение для k , обратимся к среде, испытывающей действие только гидростатического давления \mathcal{P} ; это эквивалентно утверждениям

$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz} = -\mathcal{P}; \quad \sigma_{xy} = \sigma_{yz} = \sigma_{zx} = 0.$$

Тогда k определяется как отношение давления к дилатации:

$$k = -\mathcal{P}/\Delta; \quad (2.10)$$

знак минус поставлен для того, чтобы k было положительным. Иногда в качестве упругой постоянной используют не объемный модуль k , а обратную ему величину $1/k$, называемую *сжимаемостью*.

Подставляя найденные выше значения в закон Гука, можно получить следующие соотношения между E , σ и k и постоянными Ламе λ и μ (см. задачу 2.2):

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu}, \quad (2.11)$$

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}. \quad (2.12)$$

$$k = \frac{1}{3}(3\lambda + 2\mu). \quad (2.13)$$

Исключая по две константы из этих трех формул, можно вывести много разных соотношений, выражающих одну из этих пяти постоянных через две других (см. задачу 2.3).

Упругие постоянные определены таким образом, что являются положительными числами. В результате, как следует из (2.12), поскольку и λ и μ положительны и, следовательно, $\lambda/(\lambda + \mu)$ меньше единицы, σ должно принимать значения между 0 и 0,5. Реальный диапазон значений распространяется от 0,05 для очень крепких твердых пород примерно до 0,45 для мягких, слабо консолидированных материалов. Жидкости не оказывают сопротивления сдвигу, и поэтому $\mu = 0$ и $\sigma = 0,5$. Для большинства горных пород значения E , k и μ лежат в интервале от 20 до 120 ГПа (от $2 \cdot 10^{10}$ до $12 \cdot 10^{10}$ Н/м²), причем E в целом имеет наибольшие значения, а μ — наименьшие из трех этих параметров. Таблицы упругих постоянных горных пород приведены в работе Берча [20] (см. также задачу 2.5).

В большей части предыдущего теоретического описания предполагалось, что рассматриваемая среда изотропна. На самом же деле горные породы обычно образуют слои с различными упругими свойствами, и эти свойства нередко различны в разных направлениях. Тем не менее при анализе распространения волн мы обычно пренебрегаем такими различиями и рассматриваем осадочные породы как изотропные среды; при этом мы получаем удобные для использования результаты. В противном же случае математические выражения оказываются исключительно сложными и громоздкими, кроме случая *поперечно-изотропных сред*, т. е. таких, в которых свойства не меняются в одной плоскости, но различаются вдоль нормали к этой плоскости. Некоторые породы, в частности глины, являются поперечно-изотропными, и, что еще важнее, пачка параллельных пластов, каждый из которых изотропен, но имеет свои, отличные от других пластов свойства, ведет себя так, как если бы она была поперечно-изотропной средой [145, 210].

Принимая ось z за ось симметрии, запишем постоянные Ламе в плоскости xy (плоскости напластования) и в перпендикулярной к ней плоскости соответственно как λ_{\parallel} , μ_{\parallel} и λ_{\perp} , μ_{\perp} . Ляв [106] показал, что в этом случае закон Гука сводится к следующим соотношениям:

$$\begin{aligned}\sigma_{xx} &= (\lambda_{\parallel} + 2\mu_{\parallel})\epsilon_{xx} + \lambda_{\parallel}\epsilon_{yy} + \lambda_{\perp}\epsilon_{zz}, \\ \sigma_{yy} &= \lambda_{\parallel}\epsilon_{xx} + (\lambda_{\parallel} + 2\mu_{\parallel})\epsilon_{yy} + \lambda_{\perp}\epsilon_{zz}, \\ \sigma_{zz} &= \lambda_{\perp}\epsilon_{xx} + \lambda_{\perp}\epsilon_{yy} + (\lambda_{\perp} + 2\mu_{\perp})\epsilon_{zz}; \\ \sigma_{xy} &= \mu_{\parallel}\epsilon_{xy}, \\ \sigma_{yz} &= \mu^*\epsilon_{yz}, \\ \sigma_{zx} &= \mu^*\epsilon_{zx},\end{aligned}\tag{2.14}$$

где μ^* — новая упругая постоянная, независимая от остальных.

2.1.5. Энергия деформации

Когда упругая среда подвергается деформированию, производится работа и в среде запасается соответствующее количество потенциальной энергии; эта энергия тесно связана с распространением упругих волн.

Если под действием напряжения σ_{xx} возникает смещение e_{xx} , мы предположим, что напряжение равномерно возрастало от нуля до σ_{xx} и, следовательно, усредненное напряжение равно $\sigma_{xx}/2$. Отсюда

$$\begin{aligned} E &= \text{работа, совершенная в единице объема} = \\ &= \text{энергия на единицу объема} = \\ &= \sigma_{xx} e_{xx} / 2. \end{aligned}$$

Суммируя эффекты всех независимых напряжений и используя (2.6) и (2.7), получаем

$$\begin{aligned} E &= \frac{1}{2} \sum_i \sum_j \sigma_{ij} e_{ij} = \\ &= \frac{1}{2} (\sigma_{xx} e_{xx} + \sigma_{yy} e_{yy} + \sigma_{zz} e_{zz}) + \sigma_{xy} e_{xy} + \sigma_{yz} e_{yz} + \sigma_{zx} e_{zx} = \\ &= \frac{1}{2} \left\{ \sum (\lambda \Delta + 2\mu e_{ii}) e_{ii} \right\} + \mu \sum e_{ij}^2 = \\ &= \frac{1}{2} \lambda \Delta^2 + \mu (e_{xx}^2 + e_{yy}^2 + e_{zz}^2 + e_{xy}^2 + e_{yz}^2 + e_{zx}^2). \end{aligned} \quad (2.16)$$

2.2. Волновые уравнения и их решения

2.2.1. Волновые уравнения

а) *Скалярное волновое уравнение.* До сих пор мы рассматривали среду, находящуюся в состоянии статического равновесия. Теперь мы снимем это ограничение и посмотрим, что происходит, когда напряжения не уравновешены. Предположим, что на рис. 2.1 напряжения на задней грани данного элемента объема такие, как показано на рисунке, а на передней грани они соответственно равны

$$\sigma_{xx} + \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx, \quad \sigma_{yx} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} dx, \quad \sigma_{zx} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} dx.$$

Поскольку эти напряжения направлены противоположно тем, которые приложены к задней грани, суммарные (несбалансированные) напряжения равны

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx, \quad \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} dx, \quad \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} dx.$$

Эти напряжения действуют на грань площадью $dydz$ и затрагивают объем $dx dy dz$; следовательно, для результирующих сил на

единицу объема в направлениях осей x , y и z мы получаем соответствующие значения

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x}, \quad \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x}, \quad \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x}.$$

Аналогичные выражения имеются и для других граней; поэтому для полной силы в направлении оси x мы находим выражение

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z}.$$

Согласно второму закону Ньютона, несбалансированная сила равна массе, умноженной на ускорение; таким образом, мы получаем уравнение движения вдоль оси x :

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} &= \text{несбалансированная сила в направлении } x \\ &\quad \text{на единицу объема} = \\ &= \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z}, \end{aligned} \quad (2.17)$$

где ρ — плотность (предполагаемая постоянной). Аналогичные уравнения можно написать для движения вдоль осей y и z .

Уравнение (2.17) связывает смещения с напряжениями. Если с помощью закона Гука заменить напряжения деформациями, а затем выразить деформации через смещения, используя (2.1), (2.2), (2.5)–(2.7), то получим уравнение для связи смещений. Таким образом,

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = \\ &= \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + 2\mu \frac{\partial \epsilon_{xx}}{\partial x} + \mu \frac{\partial \epsilon_{xy}}{\partial y} + \mu \frac{\partial \epsilon_{xz}}{\partial z} = \\ &= \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \left\{ 2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \right\} = \\ &= \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u + \mu \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = \\ &= (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u, \end{aligned} \quad (2.18)$$

где $\nabla^2 u$ — лапласиан от $u = \partial^2 u / \partial x^2 + \partial^2 u / \partial y^2 + \partial^2 u / \partial z^2$ (см. (10.14)). По аналогии можно записать уравнения для v и w :

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial y} + \mu \nabla^2 v, \quad (2.19)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w. \quad (2.20)$$

Чтобы получить волновое уравнение, продифференцируем эти три уравнения по x , y и z соответственно и результаты сложим. Будем иметь

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = (\lambda + \mu) \left(\frac{\partial^2 \Delta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta}{\partial z^2} \right) + \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right),$$

т. е.

$$\rho \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Delta,$$

или

$$\left. \begin{aligned} \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} &= \nabla^2 \Delta, \\ \alpha^2 &= (\lambda + 2\mu)/\rho. \end{aligned} \right\} \quad (2.21)$$

Вычитая производную от (2.19) по z из производной от (2.20) по y , получим

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right),$$

т. е.

$$\left. \begin{aligned} \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} &= \nabla^2 \theta_x, \\ \beta^2 &= \mu/\rho. \end{aligned} \right\} \quad (2.22)$$

Вычитая соответствующие производные, мы получим аналогичные результаты для θ_y и θ_z . Эти уравнения представляют собой различные примеры волнового уравнения, которое можно записать в общем виде как

$$\frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \nabla^2 \psi, \quad (2.23)$$

где $V = \text{const}$.

б) Векторное волновое уравнение. Волновое уравнение можно также получить в векторной форме. Уравнения (2.18)—(2.20) эквивалентны векторному волновому уравнению

$$\rho \frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \nabla \Delta + \mu \nabla^2 \xi. \quad (2.24)$$

Если взять дивергенцию от (2.24) и использовать (2.5), то мы получим (2.21). Взяв ротор от (2.24) и используя (2.4), мы будем иметь векторное волновое уравнение для S -волн

$$\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \Theta}{\partial t^2} = \nabla^2 \Theta, \quad (2.25)$$

которое эквивалентно трем скалярным уравнениям

$$\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_i}{\partial t^2} = \nabla^2 \theta_i, \quad i = x, y, z \quad (2.26)$$

(одним из них является (2.22)).

в) *Волновое уравнение с учетом источника; формула Кирхгофа.* В предшествующем рассмотрении волнового уравнения не упоминались источники волн, и, по существу, выведенные уравнения справедливы только в области, где источники отсутствуют. В общем случае источники можно учесть двумя путями: 1) включить в волновое уравнение члены, которые будут описывать силы, возбуждающие волны, или 2) окружить точку наблюдения P замкнутой поверхностью \mathcal{P} и считать, что эффект в P создается интегралом по всему объему, заключенному внутри \mathcal{P} (чтобы учесть источники, находящиеся внутри \mathcal{P}), плюс интеграл по поверхности \mathcal{P} (чтобы учесть эффект источников вне \mathcal{P}). Чтобы применить первый метод, мы замечаем, что соотношения (2.18) — (2.20) эквивалентны второму закону Ньютона и что они объединены в (2.24). Поэтому для учета источника можно добавить к правой части (2.24) член $\rho \mathbf{F}$, где \mathbf{F} — внешняя неупругая сила на единицу массы (часто называемая *массовой или объемной силой*), возбуждающая волновое движение. Тогда (2.21), (2.24) и (2.25) принимают вид

$$\rho \frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \nabla \Delta + \mu \nabla^2 \xi + \rho \mathbf{F}, \quad (2.27)$$

$$\frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = \alpha^2 \nabla^2 \Delta + \nabla \cdot \mathbf{F}, \quad (2.28)$$

$$\frac{\partial^2 \Theta}{\partial t^2} = \beta^2 \nabla^2 \Theta + \nabla \times \mathbf{F}. \quad (2.29)$$

В таком виде эти уравнения решить трудно. Решение значительно облегчается, если использовать метод разделения векторного поля Гельмгольца, в котором и ξ и \mathbf{F} нужно выразить через новые скалярные и векторные функции. Запишем

$$\xi = \nabla \phi + \nabla \times \chi, \quad \nabla \cdot \chi = 0, \quad (2.30)$$

$$\mathbf{F} = \nabla \Upsilon + \nabla \times \Omega, \quad \nabla \cdot \Omega = 0. \quad (2.31)$$

Тогда

$$\Delta = \nabla \cdot \xi = \nabla^2 \phi,$$

$$\Theta = \nabla \times \xi = -\nabla^2 \chi,$$

$$\nabla \cdot \mathbf{F} = \nabla^2 \Upsilon,$$

$$\nabla \times \mathbf{F} = -\nabla^2 \Omega$$

(см. задачу 10.5). Подставляя эти выражения в (2.28) и (2.29), получим

$$\nabla^2 \left(\alpha^2 \nabla^2 \phi + \Upsilon - \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \right) = 0,$$

$$\nabla^2 \left(\beta^2 \nabla^2 \chi + \Omega - \frac{\partial^2 \chi}{\partial t^2} \right) = 0.$$

Если ϕ , χ , Υ или Ω содержат x , y , z в степенях, более высоких, чем первая, то приведенные выше уравнения могут удовлетворяться для всех значений x , y , z только при условии, что выражения в скобках во всех точках тождественно равны нулю. Поскольку и линейная функция от x , y , z удовлетворяет этим уравнениям, но соответствует лишь равномерному поступательному движению и, возможно, вращению среды, мы можем пренебречь этой формой движения и записать [163, с. 162]

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = \alpha^2 \nabla^2 \phi + \Upsilon, \quad (2.32)$$

$$\frac{\partial^2 \chi}{\partial t^2} = \beta^2 \nabla^2 \chi + \Omega. \quad (2.33)$$

Во втором методе примем Υ в (2.32) за плотность источников в объеме, ограниченном поверхностью \mathcal{P} , и определим в каждой точке Q на поверхности \mathcal{P} функцию $\phi(x, y, z, t_Q)$, соответствующую источникам вне \mathcal{P} , причем t_Q — текущий момент времени ($t_0 - r/V$), где r — расстояние между P и Q , а V — скорость (принимаемая постоянной). Таким образом, мы должны задать волновое движение в разных точках на этой поверхности так, чтобы волны от всех точек поверхности прибывали в P в один и тот же момент времени t_0 . Результат, известный под названием *формулы Кирхгофа* (см. [55, р. 16]), имеет вид

$$4\pi\phi_P(x, y, z, t_0) = \iiint_V \left(\frac{\Upsilon}{r} \right) dV + \iint_{\mathcal{P}} \left\{ \left(\frac{1}{Vr} \right) \frac{\partial r}{\partial \eta} \left[\frac{\partial \phi}{\partial t} \right] - \right. \\ \left. - [\phi] \frac{\partial (1/r)}{\partial \eta} + \left(\frac{1}{r} \right) \left[\frac{\partial \phi}{\partial \eta} \right] \right\} d\mathcal{P}, \quad (2.34)$$

где η — единичный вектор внешней нормали, а квадратными скобками обозначены функции, оцениваемые в точке Q в момент времени $t_Q = t_0 - r/V$; $[\phi]$ часто называют *запаздывающим потенциалом*. Для точек P вне \mathcal{P} объемный интеграл равен нулю [32, р. 67]. Если предположить, что каждый источник излучает сферические волны (§ 2.2.3), то (2.34) принимает вид [163, с. 162]

$$4\pi\phi_P(x, y, z, t_0) = \left(\frac{1}{V^2} \right) \iiint_V \left(\frac{|\Upsilon|}{r} \right) dV + \\ + \iint_{\mathcal{P}} \left\{ \xi \left[\frac{\partial \phi}{\partial \eta} \right] - [\phi] \frac{\partial \xi}{\partial \eta} \right\} d\mathcal{P}, \quad (2.35)$$

где в подынтегральном выражении

$$\begin{aligned} [\phi] &= \frac{1}{r} \exp \{j\omega(t_0 - r/V)\} = \xi \exp(j\omega t_0), \\ \xi &= \frac{1}{r} \exp(-j\omega r/V), \end{aligned} \quad (2.36)$$

здесь ω — угловая частота (см. § 2.2.5).

2.2.2. Решения волнового уравнения в случае плоских волн

Вначале рассмотрим случай, когда ψ — функция только x и t ; тогда волновое уравнение (2.23) сводится к

$$\frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2}. \quad (2.37)$$

Решением (2.37) является любая функция от $(x - Vt)$:

$$\psi = f(x - Vt) \quad (2.38)$$

(см. задачу 2.6), подчиняющаяся условию, что ψ и ее первые две производные конечны и непрерывны. Это решение (называемое *решением Даламбера*) включает бесконечное число

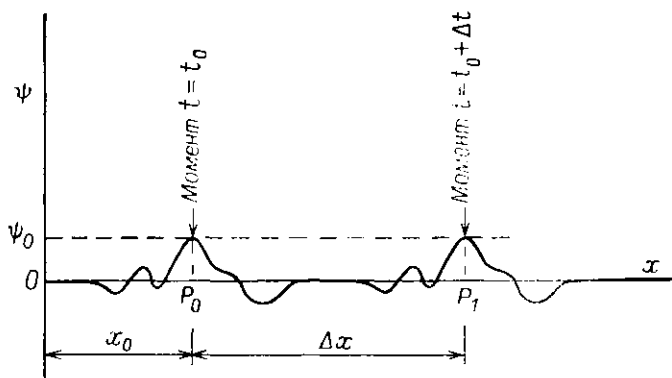


Рис. 2.4. Иллюстрация скорости распространения волны.

частных решений (например, $\exp\{k(x - Vt)\}$, $\sin(x - Vt)$, $(x - Vt)^3$, где мы должны исключить точки, в которых эти функции и их первые три производные перестают существовать или терпят разрыв). Для решения конкретной задачи нужно выбрать подходящую комбинацию решений, удовлетворяющую также граничным условиям для данной задачи.

Объемная волна определяется как «возмущение», распространяющееся внутри среды. В наших обозначениях возмущение ψ представляет собой изменение объема, когда $\psi = \Delta$, и враще-

ние, когда $\psi = \theta_i$. Ясно, что возмущение в (2.38) распространяется вдоль оси x . Покажем теперь, что оно распространяется со скоростью, по величине равной V .

На рис. 2.4 некоторая часть волны в момент времени t_0 достигла точки P_0 . Если x_0 — координата точки P_0 , то ψ в этой точке будет иметь значение $\psi_0 = f(x_0 - Vt_0)$. Если эта же часть волны достигает точки P_1 в момент $t_0 + \Delta t$, то для значения ψ в P_1 имеем

$$\psi_1 = f\{x_0 + \Delta x - V(t_0 + \Delta t)\}.$$

Но поскольку это та же самая часть волны, которая в момент t_0 находилась в P_0 , мы должны принять, что $\psi_0 = \psi_1$, т. е.

$$x_0 - Vt_0 = x_0 + \Delta x - V(t_0 + \Delta t).$$

Таким образом, величина V равна $\Delta x/\Delta t$ и, следовательно, скорости распространения возмущения.

Решением уравнения (2.37) служит также функция от $(x + Vt)$, например $\psi = g(x + Vt)$; она относится к волне, распространяющейся в отрицательном направлении оси x . Общее решение уравнения (2.37):

$$\psi = f(x - Vt) + g(x + Vt) \quad (2.39)$$

описывает две волны, распространяющиеся вдоль оси x в противоположных направлениях со скоростью V .

Поскольку значение ψ не зависит от y и z , возмущение в плоскости, перпендикулярной оси x , должно быть повсюду одним и тем же. Волна такого типа называется *плоской волной*.

Величина $x - Vt$ или $x + Vt$ называется *фазой*. Поверхность с одинаковым характером волнового движения, т. е. поверхность, на которой фаза имеет одно и то же значение, называется *волновым фронтом*. В рассматриваемом нами случае волновые фронты представляют собой плоскости, перпендикулярные оси x . Заметим, что волна распространяется в направлении нормали к фронту; это справедливо для всех волн в изотропных средах. Линия, обозначающая направление распространения волновой энергии, называется *лучом*.

Иногда удобно иметь выражение для плоской волны, распространяющейся вдоль прямой, наклоненной под некоторым углом к каждой из координатных осей. Пусть волна распростра-

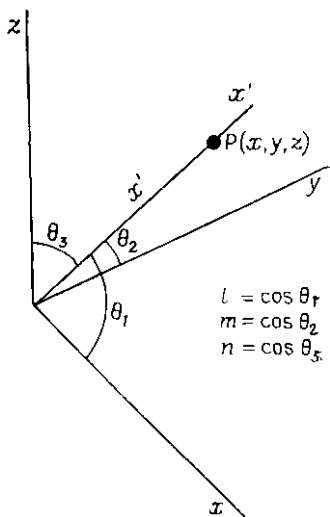


Рис. 2.5. Направление распространения волны не совпадает с координатной осью.

няется вдоль оси x' , имеющей направляющие косинусы l, m, n относительно осей x, y и z соответственно (рис. 2.5). Тогда в точке P на оси x' на расстоянии x' от начала координат имеем

$$x' = lx + my + nz,$$

где точка P имеет координаты (x, y, z) . В этом случае

$$\psi = f(lx + my + nz - Vt) + g(lx + my + nz + Vt). \quad (2.40)$$

2.2.3. Решения волнового уравнения в случае сферических волн

Кроме плоских волн во многих случаях используется другой важный тип волн — *сферические волны*, у которых фронты представляют собой серию концентрических сферических поверхностей. Перепишем (2.23) в сферических координатах (r, θ, φ) , где θ — дополнение до широты, а φ — долгота (см. задачу 2.7):

$$\frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{1}{r^2} \left\{ \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial \psi}{\partial r} \right) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \varphi^2} \right\}. \quad (2.41)$$

Мы рассмотрим только частный случай, когда характер волнового движения независим от θ и φ , т. е. является функцией только r и t . Тогда мы получаем упрощенный вид уравнения

$$\frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial \psi}{\partial r} \right). \quad (2.42)$$

Это уравнение имеет решение

$$\psi = (1/r) f(r - Vt) \quad (2.43)$$

(см. (2.36)). Очевидно,

$$\psi = (1/r) g(r + Vt)$$

также является решением, и общее решение уравнения (2.42) имеет вид (см. задачу 2.6в)

$$\psi = (1/r) f(r - Vt) + (1/r) g(r + Vt), \quad (2.44)$$

где первому члену соответствует волна, идущая наружу от центральной точки, а второму — волна, идущая в направлении к этой центральной точке.

Если r и t имеют фиксированные значения, то $r - Vt$ и, следовательно, ψ постоянны. Таким образом, в момент t во всех точках на сферической поверхности радиуса r волна характеризуется одним и тем же значением. Отсюда ясно, что такие сферические поверхности являются волновыми фронтами, а их радиусы — лучами. Очевидно, что, как и в случае плоских волн, лучи направлены по нормали к фронтам.

По мере распространения волны наружу от центра по прошествии каждой единицы времени радиус увеличивается на величину V . В конце концов радиус становится очень большим, и участок волнового фронта, располагающийся вблизи любой заданной точки, можно считать приблизительно плоским. Обратившись к рис. 2.6, можно увидеть, что ошибка, которую мы вносим, заменяя сферический фронт волны PQR плоским фронтом

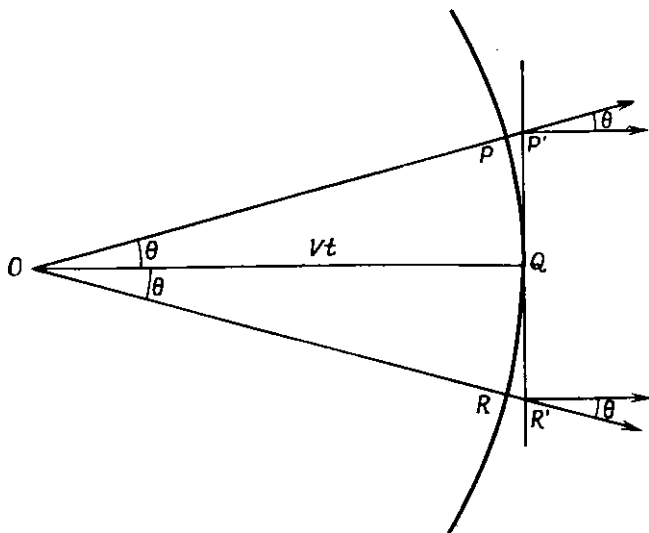


Рис. 2.6. Связь между сферической и плоской волнами.

$P'QR'$, обусловлена расхождением между истинным направлением распространения, задаваемым направлением радиуса, и принимаемым направлением по нормали к данной плоскости. Если взять OQ очень большим или PR очень малым (или и то и другое), мы можем сделать ошибку сколь угодно малой. Поскольку плоские волны легко себе представить и, кроме того, при их использовании математический аппарат существенно упрощается, мы, как правило, принимаем, что имеют место условия, когда справедливо приближение плоских волн.

2.2.4. Принцип Гюйгенса

Решения волнового уравнения, выраженные формулами (2.39), (2.40) и (2.44), относятся к плоским и сферическим волнам. С другой стороны, формула Кирхгофа справедлива для объемных волн любого типа. Как следует из (2.34) при отсутствии источников возбуждения в области, ограниченной поверхностью

\mathcal{S} , волновое поле в точке P представляет собой сумму полей, существовавших до этого во всех точках на поверхности \mathcal{S} , окружающей P , при учете времени распространения волн от \mathcal{S} до P . Таким образом, каждую точку на поверхности \mathcal{S} можно рассматривать как источник новой волны.

Для получения принципа Гюйгенса примем, что \mathcal{S} совпадает с тем участком волнового фронта, который мы хотим учесть при определении волнового поля в точке P , а затем проведем замкнутую поверхность через пространство, еще не захваченное возмущением, так что в этой части среды $\phi = 0$.

Принцип Гюйгенса помогает понять распространение волн и часто используется для построения последовательных положений волновых фронтов. Принцип Гюйгенса гласит, что каждую

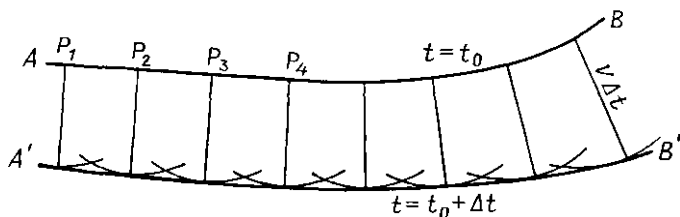


Рис. 2.7. Использование принципа Гюйгенса для определения положений новых волновых фронтов.

точку волнового фронта можно рассматривать как новый источник волн. Физическая основа его состоит в том, что каждая частица, расположенная на некотором волновом фронте, смещается от своего равновесного положения приблизительно таким же образом, как и другие частицы, что упругие силы, действующие на соседние частицы, изменяются и что равнодействующая этих изменений вследствие смещения всех точек волнового фронта приводит к движению, которое формирует следующий волновой фронт. Принцип Гюйгенса помогает объяснить, каким образом передается информация о сейсмических возмущениях в недрах Земли. В частности, если задано положение волнового фронта в некоторый момент времени, то положения его в будущем можно найти, принимая каждую точку первого волнового фронта за новый источник волн. На рис. 2.7 AB — волновой фронт в момент t_0 , и мы хотим определить положение фронта в некоторый более поздний момент $t_0 + \Delta t$. В течение интервала времени Δt волна продвинется на расстояние $V\Delta t$, где V — скорость, которая может меняться от точки к точке. Из точек P_1 , P_2 , P_3 и т. д. данного волнового фронта проведем дуги радиусами $V\Delta t$. Если мы возьмем достаточное число точек, то огибающая этих дуг $A'B'$ определит с нужной нам точностью положение фронта в момент $t_0 + \Delta t$. Во всех точках, за исключе-

нием огибающей, элементарные волны интерферируют друг с другом с ослаблением, так что создаваемые ими возмущения гасят друг друга. Если AB является плоскостью, а V — постоянная величина, нужно провести всего лишь две дуги, и прямая, касательная к этим двум дугам, определит положение нового волнового фронта.

2.2.5. Гармонические волны

До сих пор мы рассматривали лишь геометрические стороны распространения волн, т. е. те соотношения, с помощью которых описывается зависимость волны от пространственных координат. Однако ψ является функцией еще и от t , и поэтому следует рассмотреть также временную зависимость волновых процессов.

Простейшую форму зависимости от времени имеет *гармоническая волна*, т. е. волна, у которой зависимость от времени выражается с помощью синуса или косинуса, например

$$\psi = A \cos \kappa(x - Vt), \quad (2.45)$$

$$\psi = A \sin \kappa(lx + my + nz - Vt), \quad (2.46)$$

$$\psi = (B/r) \cos \kappa(r + Vt). \quad (2.47)$$

В фиксированной точке пространства ψ изменяется как синус или косинус от времени; следовательно, движение в этом случае является простым гармоническим. Значения ψ меняются в диапазоне от $+A$ до $-A$ для плоских волн (2.45) и (2.46) и от $+B/r$ до $-B/r$ для сферической волны (2.47). Предельное значение A или B/r называется *амплитудой* волны ψ .

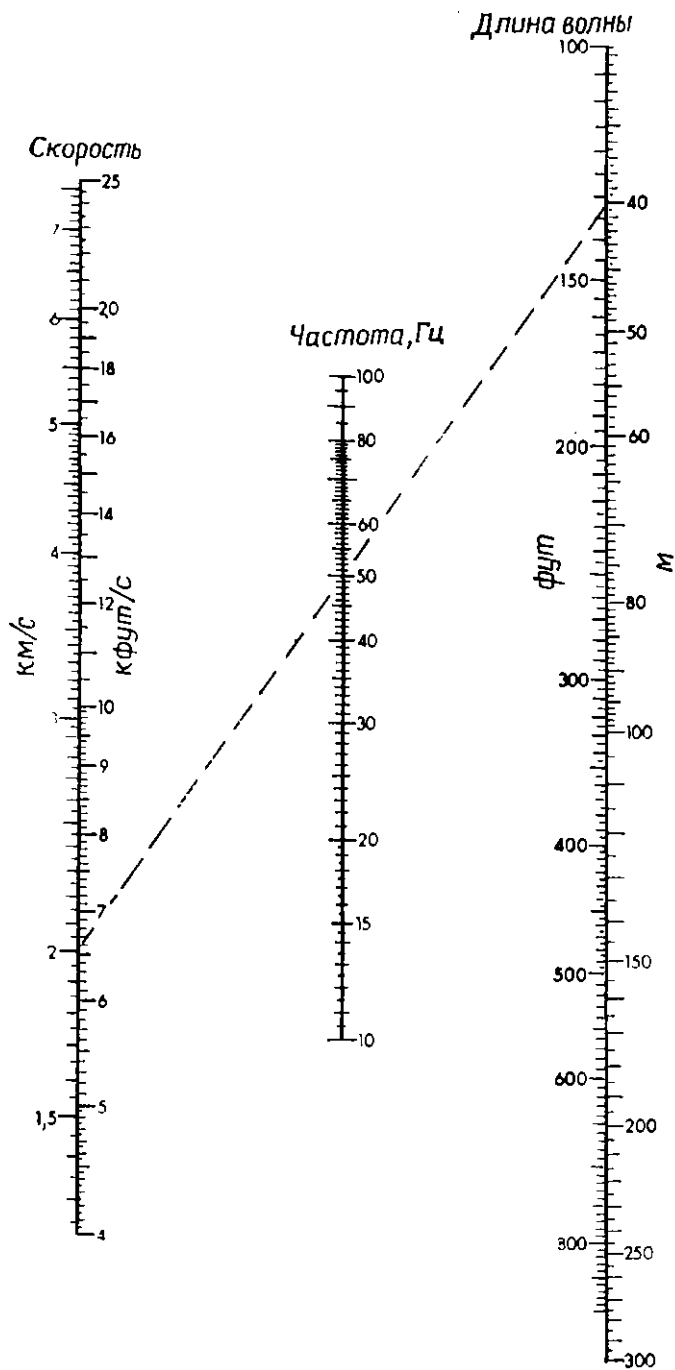
При фиксированном значении t всякий раз, когда x в (2.45) увеличивается на величину $2\pi/\kappa$, аргумент косинуса увеличивается на 2π и, следовательно, значение ψ повторяется. Это расстояние $2\pi/\kappa$ называется *длиной волны* и обычно обозначается символом λ . Число волн на единице расстояния $\kappa/2\pi = 1/\lambda$ называется *волновым числом* (хотя некоторые авторы называют κ волновым числом). В (2.46) и (2.47) $lx + my + nz$ и r обозначают расстояние, на которое волна распространилась от источника (начала координат); следовательно, они эквивалентны x в (2.45). Поэтому κ имеет здесь тот же смысл, что и в (2.45).

Если пространственные координаты в (2.45)–(2.47) сохраняются неизменными, а t увеличивается, тогда значение ψ повторяется каждый раз, как t увеличится на величину T , где $\kappa VT = 2\pi = 2\pi VT/\lambda$; следовательно,

$$T = \lambda/V,$$

$$v = 1/T = V/\lambda,$$

$$V = v\lambda = \omega/\kappa, \quad (2.48)$$



где T — период, ν — частота волны и ω — угловая частота, определяемая как $\omega = 2\pi\nu = \kappa V$ (рис. 2.8). Используя эти символы, можно записать (2.45) в следующих эквивалентных формах:

$$\begin{aligned}\psi &= A \cos \kappa(x - Vt) + A \cos (2\pi/\lambda)(x - Vt), \\ \psi &= A \cos (\kappa x - \omega t) = A \cos \omega \{(x/V) - t\}, \\ \psi &= A \cos (\kappa x - 2\pi\nu t) = A \cos 2\pi \{(x/\lambda) - \nu t\}.\end{aligned}\quad (2.49)$$

Часто бывает удобно использовать экспоненциальную форму записи

$$\psi = A \exp \{j\omega [(lx + my + nz)/V - t]\} = A \exp \{j(\kappa \cdot r - \omega t)\}, \quad (2.50)$$

где r — расстояние от источника в направлении луча; выражения через косинусы или синусы мы можем получить, если возьмем действительную или мнимую часть.

Величины l , m , n в (2.40), (2.46) и (2.50) обозначают направляющие косинусы луча. В аналитической геометрии показано, что $l^2 + m^2 + n^2 = 1$. Хотя обычно максимальное значение каждого косинуса равно единице, для удовлетворения волнового уравнения нужно только, чтобы сумма их квадратов равнялась единице. Если мы допустим существование чисто мнимых чисел, то некоторые из «направляющих косинусов» могут быть больше единицы. Примем на рис. 2.5 $\theta_1 = j\theta$, $\theta_2 = \pi/2$, $\theta_3 = \pi/2 - j\theta$, причем θ вещественно и положительно; тогда

$$\begin{aligned}l &= \cos j\theta = \operatorname{ch} \theta, & m &= 0, \\ n &= \cos (\pi/2 - j\theta) = \sin j\theta = j \operatorname{sh} \theta, \\ l^2 + m^2 + n^2 &= \operatorname{ch}^2 \theta - \operatorname{sh}^2 \theta = 1; \\ \psi &= A \exp \{-(\omega z/V) \operatorname{sh} \theta\} \exp \{j\omega [(x/V) \operatorname{ch} \theta - t]\}.\end{aligned}\quad (2.51)$$

Это выражение описывает плоскую волну, распространяющуюся параллельно оси x со скоростью $V/\operatorname{ch} \theta < V$ и амплитудой $A \exp \{-(\omega z/V) \operatorname{sh} \theta\}$. Если бы мы взяли $\theta_1 = -j\theta$, l не изменилось бы, а n изменило бы знак; это дало бы волну, распространяющуюся в отрицательном направлении оси z . Поскольку амплитуда уменьшается по экспоненте с увеличением z , эти волны называют неоднородными, быстро затухающими по оси z . Мы вернемся к этим волнам снова в § 2.3.4.

В сейсморазведке диапазон частот, содержащих заметную энергию, простирается примерно от 2 до 120 Гц, хотя преобладающие частоты лежат в более узком интервале — между 15 и

Рис. 2.8. Номограмма соотношений (2.48). Штриховая прямая связывает значения скорости V , частоты ν и длины волны λ (на внешних шкалах использованы метрические единицы, на внутренних — английские футы). Например, скорость 2 км/с и частота 50 Гц дают длину волны 40 м.

50 Гц в МОВ и между 5 и 20 Гц в МПВ. Поскольку скорости обычно меняются от 1,6 до 6,5 км/с, преобладающие длины волн изменяются примерно от 30 до 400 м при работах МОВ и от 80 до 1300 при работах МПВ (см. рис. 2.8).

2.2.6. *P*-волны и *S*-волны

До сих пор наши рассуждения о волновом движении были основаны на уравнении (2.23). Величина ψ не была определена; мы просто подразумевали, что это какое-то возмущение, которое распространяется из одной точки в другую со скоростью V . Однако в однородной изотропной среде должны выполняться соотношения (2.21) и (2.25). Мы можем отождествить функции Δ и θ , с ψ и заключить, что в однородной изотропной среде могут распространяться волны двух типов: один соответствует изменениям дилатации Δ , а другой — изменениям одной или более компонент вектора вращения, задаваемых соотношениями (2.3).

Волны первого типа называют по-разному: *продольными*, *разрежения*, *сжатия*, *безвихревыми* или *P-волнами*; последнее название обусловлено тем, что на сейсмограммах землетрясений волны этого типа обычно образуют первое (*prima*) вступление. Волны второго типа называются *сдвиговыми*, *поперечными*, *вихревыми* или *S-волнами* (поскольку они, как правило, наблюдаются вторыми — *seconda* — на сейсмограммах землетрясений). *P*-волна распространяется со скоростью α из (2.21), а *S*-волна — со скоростью β из (2.25), где

$$\alpha = \sqrt{(\lambda + 2\mu)/\rho}, \quad (2.52)$$

$$\beta = \sqrt{\mu/\rho}. \quad (2.53)$$

Поскольку упругие постоянные положительны, α всегда больше, чем β , и если использовать (2.12), то

$$\beta^2/\alpha^2 = \mu/(\lambda + 2\mu) = (1/2 - \sigma)/(1 - \sigma). \quad (2.54)$$

При уменьшении σ от 0,5 до 0 отношение β/α возрастает от нуля до своего максимального значения $1/\sqrt{2}$; таким образом, скорость *S*-волн изменяется от нулевой до 70 % от скорости *P*-волн.

В жидкостях $\mu = 0$ и, следовательно, также $\beta = 0$; поэтому *S*-волны в жидкостях не распространяются.

Скорости распространения сейсмических волн в реальных горных породах зависят от многих факторов, в том числе пористости, литологии, степени сцементированности, глубины залегания, возраста, поля давления, содержания поровых флюидов и т. д., которые рассматриваются в гл. 7. Скорость волн в водонасыщенных осадочных породах в общем лежит в интервале от

1,5 до 6,5 км/с, увеличиваясь с уменьшением пористости, возрастанием степени цементации, глубины залегания и возраста. (Зависимости скорости от глубины для трех ситуаций приведены на рис. 6.23.) Скорость P -волн в воде равна приблизительно 1,5 км/с. Скорость P -волн понижается, и подчас весьма значительно, если вода в качестве порового флюида замещается

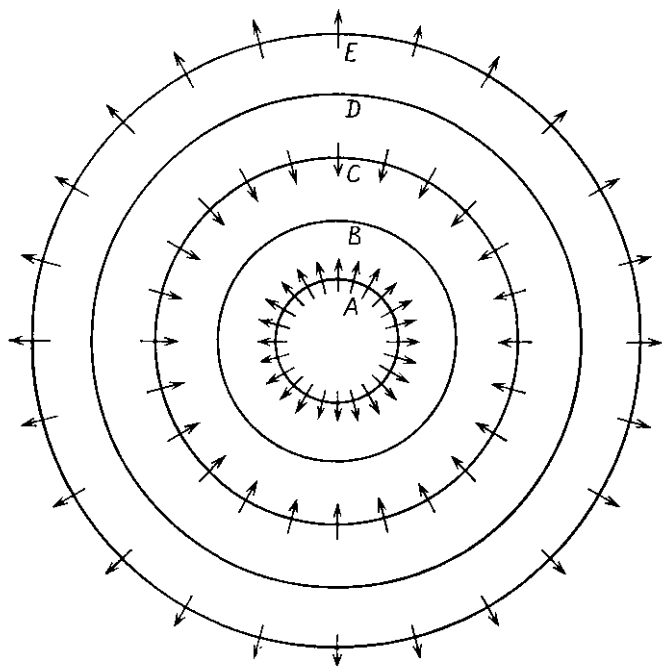


Рис. 2.9. Движение частиц среды при прохождении сферической P -волны.

газом. Это особенно важно вблизи земной поверхности, в общем выше зеркала грунтовых вод, где в зоне малых скоростей (ЗМС) значения скоростей обычно составляют лишь 0,4—0,8 км/с, понижаясь иногда даже до 0,15 км/с, но случается достигают и 1,2 км/с.

Исследуем характер движения в среде при прохождении в ней волн двух данных типов. Рассмотрим сферическую P -волну, задаваемую соотношением (2.43). На рис. 2.9 изображены волновые фронты, проведенные с интервалом в четверть длины волн, а t выбрано так, что χVt — целое число. Стрелками показано направление смещения среды на волновом фронте. Среда испытывает максимальное сжатие на фронте B (т. е. дилатация минимальна) и минимальное сжатие (дилатация максимальна)

на фронте D ; во всех этих точках скорость смещения частиц среды равна нулю.

Мы можем представить себе случай плоской волны, если вообразим, что радиус на рис. 2.9 становится очень большим,

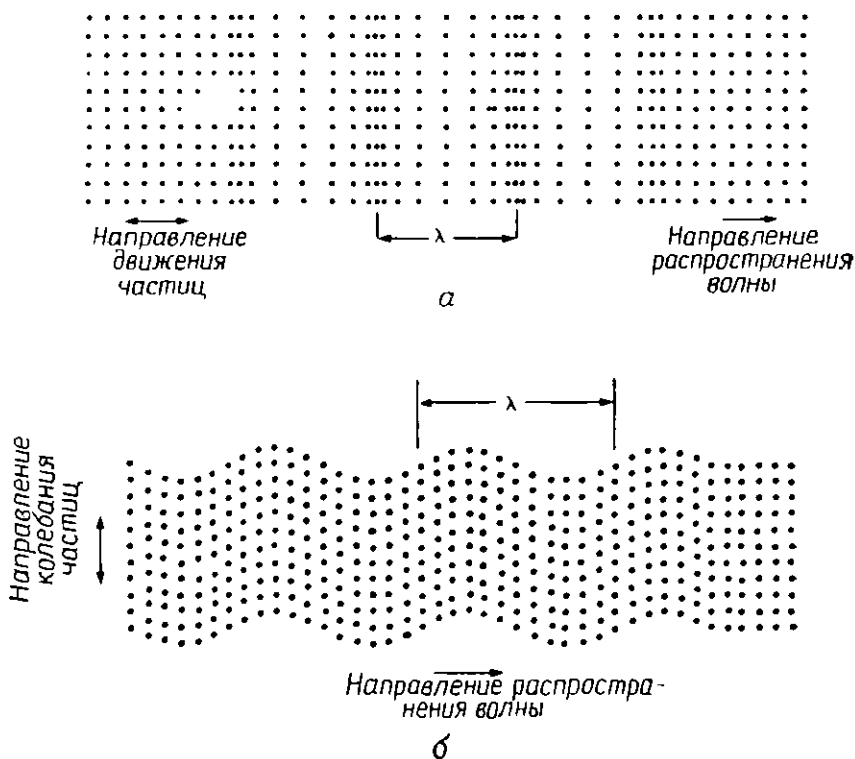


Рис. 2.10. Движения частиц во время прохождения плоских волн P (а) и S (б).

так что волновые фронты практически превращаются в плоские поверхности. Смещения во всех точках будут перпендикулярны этим плоскостям, и поэтому частицы среды, двигаясь вперед — назад параллельно направлению распространения волны, уже не будут сходить или расходиться. Такое смещение является продольным (что и объясняет одно из названий P -волн). P -волны — преобладающий тип волн, используемых в сейсморазведке. Плоскую P -волну иллюстрирует рис. 2.10, а.

Чтобы определить характер движения среды во время прохождения по ней S -волны, вернемся к уравнениям (2.26) и рассмотрим случай, когда вращение, определяемое углом поворота

θ_z , является функцией только x и t и распространяется вдоль оси x . Мы имеем

$$\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_z}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 \theta_z}{\partial x^2}.$$

Поскольку, согласно (2.3),

$$\theta_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial v}{\partial x},$$

мы видим, что волновое движение состоит исключительно из смещения частиц среды в направлении y , причем v является

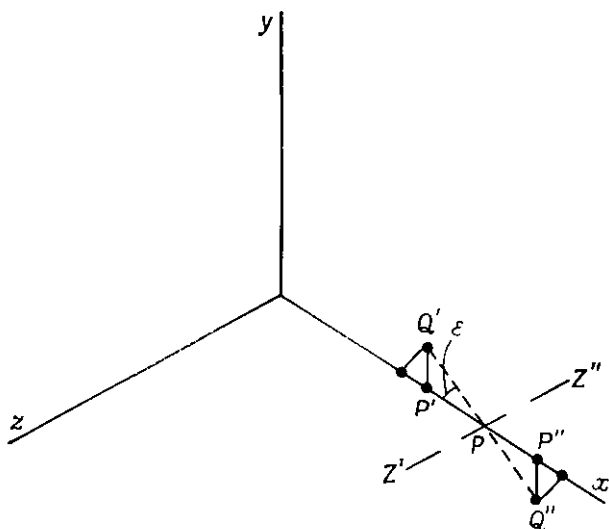


Рис. 2.11. Вращательное движение среды во время прохождения S-волны.

функцией как x , так и t . Поскольку v не зависит от y и z , в плоскости, перпендикулярной оси x , движение во всех точках одинаково; таким образом, случай, который мы рассматриваем, является случаем распространения плоской S-волны вдоль оси x (рис. 2.10, б).

Приведенные выше соотношения можно наглядно представить, если использовать рис. 2.11. Когда волна достигает точки P , она заставляет среду в окрестности P поворачиваться относительно оси $Z'Z''$ (параллельной оси z) на угол ϵ . Поскольку мы имеем дело с бесконечно малыми деформациями, ϵ должно быть бесконечно малой величиной и можно пренебречь кривизной вектора смещений и считать, что такие точки, как P' и P'' , смещаются параллельно оси y , попадая соответственно в точки

Q' и Q'' . Таким образом, если волна распространяется вдоль оси x , среда смещается поперек направления распространения (что объясняет название поперечных волн). Кроме того, поскольку угол поворота в любой заданный момент времени изменяется от точки к точке, среда подвергается действию переменных сдвиговых напряжений при прохождении в ней S -волны; это объясняет ее название — сдвиговая волна.

Поскольку для иллюстрации на рис. 2.11 мы могли выбрать не θ_z , а θ_y , ясно, что поперечные волны обладают двумя степенями свободы в противоположность P -волнам, которые имеют только одну — вдоль радиального направления. На практике колебание, связанное с S -волнами, обычно разделяют на составляющие, параллельную и перпендикулярную поверхности земли, которые называют соответственно SH - и SV -волнами. (Если волна распространяется не по горизонтали и не по вертикали, движение разлагается на горизонтальную, SH , компоненту и компоненту, лежащую в вертикальной плоскости, проходящей через направление распространения.) В дальнейшем, если не оговорено что-нибудь иное, мы будем под S -волной подразумевать SV -волну.

Благодаря тому что две степени свободы S -волн независимы, может существовать S -волна, у которой движения захватывают только одну плоскость, например только SH или только SV ; такая волна, как говорят, *плоско поляризована*. В другом случае движения SH и SV имеют одну и ту же частоту и фиксированную разность фаз; такая волна называется *эллиптически-поляризованной*. Поляризация S -волн учитывается при разведке на поперечных волнах (см. § 5.7).

Если среда не является однородной и изотропной, волновое движение, очевидно, невозможно разложить на отдельные независимые P - и S -волны. Однако неоднородности и анизотропия в Земле настолько малы, что для решения практических задач допущение о существовании раздельных волн P и S можно считать справедливым.

2.2.7. Потенциалы смещений и скоростей

Решения волновых уравнений, например (2.40) и (2.44), позволяют получить выражения для Δ и θ_i . Однако нам часто нужно знать смещения u , v , w или скорости \dot{u} , \dot{v} , \dot{w} , а обратившись к (2.1) — (2.5), мы увидим, что их нелегко определить, если известны только значения Δ и θ_i . Для преодоления этой трудности часто используют потенциальные функции $\phi(x, y, z, t)$ и $\chi(x, y, z, t)$, которые представляют собой решения уравнений для P - и S -волн соответственно и выбираются таким образом, чтобы u , v , w (или \dot{u} , \dot{v} , \dot{w}) можно было определить путем дифференцирования.

Простым примером таких функций является следующий:

$$\left. \begin{aligned} \chi &= 0, \quad \nabla\phi = \xi = u\mathbf{i} + v\mathbf{j} + w\mathbf{k}, \\ \text{так что} \quad u &= \frac{\partial\phi}{\partial x}, \quad v = \frac{\partial\phi}{\partial y}, \quad w = \frac{\partial\phi}{\partial z}. \end{aligned} \right\} \quad (2.55)$$

Эта процедура справедлива, только если она соответствует Δ , которое является решением уравнения для P -волны. Поскольку ξ является решением, а $\Delta = \nabla \cdot \xi = \nabla^2\phi$, Δ также представляет собой решение (так как производные от решения тоже являются решениями). Положить $\chi = 0$ эквивалентно утверждению, что S -волны не существуют; такой выбор потенциальных функций подходит для анализа волнового движения в жидкостях.

Для волнового движения в трехмерных твердых средах ϕ и χ можно определить таким образом, чтобы

$$\xi = \nabla \left(\phi + \frac{\partial\chi}{\partial z} \right) - \nabla^2\chi\mathbf{k}. \quad (2.56)$$

Это гарантирует, что Δ и Θ являются решениями уравнений для P - и S -волн соответственно (см. задачу 2.9).

Для двумерного волнового движения в плоскости xz можно задать ϕ и χ соотношениями

$$\left. \begin{aligned} \xi &= \nabla\phi + \nabla \times \chi, \quad \chi = -\chi\mathbf{j}, \\ u &= \frac{\partial\phi}{\partial x} + \frac{\partial\chi}{\partial z}, \quad w = \frac{\partial\phi}{\partial z} - \frac{\partial\chi}{\partial x}. \end{aligned} \right\} \quad (2.57)$$

Легко показать, что (2.5) и (2.4) можно выразить как

$$\Delta = \nabla \cdot \xi = \nabla^2\phi, \quad \Theta = \nabla \times \xi = \nabla^2\chi\mathbf{j}, \quad (2.58)$$

так что Δ и Θ вновь являются решениями уравнений для P - и S -волн.

Поскольку волновые уравнения продолжают оставаться справедливыми, если обе части равенства продифференцировать по времени t , то отсюда следует, что в каждом из приведенных выше случаев можно получить потенциалы скоростей, если u , v , w и ξ заменить на \dot{u} , \dot{v} , \dot{w} и $\dot{\xi}$.

2.2.8. Граничные условия

Как будет описано в § 2.3.4, когда волна падает на поверхность раздела двух сред с различными упругими свойствами, она порождает отраженную и преломленную волны. Соотношения между различными волнами можно найти из зависимостей между напряжениями и деформациями по обе стороны от границы раздела. При переходе через границу, разделяющую две среды, напряжения и деформации должны быть непрерывными.

В двух соседних точках R и S , лежащих по разные стороны от границы раздела, как показано на рис. 2.12, значения нормального напряжения в общем будут различными. Это различие приводит к результирующей силе, которая создает ускорение в заключенном между этими точками слое. Однако если мы будем выбирать точки все ближе и ближе друг к другу, то значения напряжения должны сближаться и в пределе, когда обе точки окажутся на границе и сольются в одну, два значения напряжения должны быть равны. В противном случае бесконечно

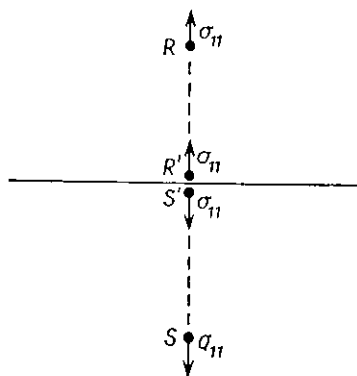


Рис. 2.12. Непрерывность нормальных напряжений.

тонкий слой в окрестности границы раздела подвергался бы воздействию конечной силы и поэтому приобретал ускорение, которое при сближении двух точек стремилось бы к бесконечности. Поскольку эти же доводы применимы и к тангенциальному напряжению, видно, что на границе раздела двух сред нормальная и тангенциальная компоненты напряжения должны быть непрерывными функциями, т. е. не могут претерпевать резких изменений.

Нормальная и тангенциальная компоненты смещения также должны быть непрерывными. Если бы нормальное смещение не было непрерывным, то одна среда либо отделялась бы от другой и между ними оставалось безвоздушное пространство, либо проникала бы в другую среду, так что две среды должны были бы занимать одно и то же место. Если бы не являлись непрерывными тангенциальные смещения, две среды перемещались бы по-разному по обе стороны от границы раздела и одна из них проскальзывала бы относительно другой. Такое относительное движение считается невозможным, и поэтому смещение должно быть непрерывным.

Если одну или обе твердые среды заменить жидкостью или вакуумом, число граничных условий уменьшится (см. задачу 2.10).

2.2.9. Волны, возбуждаемые сферически-симметричным источником

Потенциальная функция $\phi = (1/r)f(t - r/V)$ является решением волнового уравнения при наличии сферической симметрии (см. (2.42)); следовательно, если использовать (2.55) и ось x напра-

вить по радиусу, то радиальное смещение $u(r, t)$ будет равно

$$u(r, t) = \frac{\partial \phi}{\partial r} = - \left(\frac{1}{r^2} \right) f \left(t - \frac{r}{V} \right) + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left\{ f \left(t - \frac{r}{V} \right) \right\}. \quad (2.59)$$

Для гармонических волн оба члена в правой части на расстоянии $r = \lambda/2\pi$ (см. задачу 2.13) сравнимы по величине, но на больших расстояниях значение первого члена быстро уменьшается. Второй член характеризует эффект *дальней зоны*, тогда как эффект *ближней зоны* определяется обоими членами. Это различие проявляется при расчёте формы волны в дальней зоне по записям, сделанным в ближней зоне.

Уравнение (2.59) можно использовать для вывода волнового движения, создаваемого симметричным смещением среды в направлении наружу от точечного источника. Если волна возбуждается очень высокими давлениями, как, например, происходит при взрыве динамита, волновое уравнение не выполняется вблизи источника, так как среда здесь не подчиняется закону Гука. Чтобы обойти эту трудность, обычно окружают источник сферической поверхностью радиуса r_0 , так что волновое уравнение справедливо при $r \geq r_0$, и затем задают смещение или давление на этой поверхности под действием этого источника.

Рассмотрим случай, в котором по заданному смещению $u_0(t)$ поверхности $r = r_0$ нужно найти смещение $u(r, t)$. Положим $\xi = t - (r - r_0)/V$ и запишем

$$\begin{aligned} \phi(r, t) &= (1/r) f(\xi), & \xi \geq 0, & \quad r \geq r_0 \\ &= 0 & \xi < 0, \end{aligned} \quad (2.60)$$

тогда

$$u(r, t) = \frac{\partial \phi}{\partial r} = - \left(\frac{1}{r^2} f(\xi) + \frac{1}{rV} \frac{df(\xi)}{d\xi} \right). \quad (2.61)$$

При $r = r_0$ имеем $\xi = t$ и $u(r, t) = u_0(t)$, где $u_0(t)$ зависит от задания функции источника, т. е.

$$u_0(t) = - \left(\frac{1}{r_0^2} f(t) + \frac{1}{r_0 V} \frac{df(t)}{dt} \right). \quad (2.62)$$

Используя эти значения и умножая обе части (2.62) на интегрирующий множитель $\exp(Vt/r_0)$, получим

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} \{ \exp(Vt/r_0) f(t) \} &= \exp(Vt/r_0) \left(\frac{df(t)}{dt} + \frac{V}{r_0} f(t) \right) = \\ &= - r_0 V u_0(t) \exp(Vt/r_0), \\ f(t) &= - r_0 V \exp(-Vt/r_0) \int_0^t u_0(t) \exp(Vt/r_0) dt. \end{aligned} \quad (2.63)$$

Заметим, что нижний предел интеграла означает, что $t=0$ — это момент, в который волна впервые достигает поверхности r_0 , а до этого $u_0(t)$ было равно нулю.

Для выполнения дальнейших расчетов мы должны знать $u_0(t)$. Аппроксимируем взрыв выражением

$$\begin{aligned} u_0(t) &= ke^{-at}, & t \geq 0, & a > 0, \\ &= 0, & t < 0. \end{aligned} \quad (2.64)$$

Тогда

$$\begin{aligned} f(t) &= -r_0 V \exp(-Vt/r_0) \int_0^t k \exp\{(V/r_0 - a)\tau\} d\tau = \\ &= \frac{r_0 V k}{V/r_0 - a} \{\exp(-Vt/r_0) - \exp(-at)\}. \end{aligned}$$

Заменим t в этом выражении на $\xi = t - (r - r_0)/V$, и (2.61) примет вид

$$\begin{aligned} u(r, t) &= \frac{\partial \phi}{\partial r} = \frac{r_0 k}{r(V/r_0 - a)} \left\{ \frac{V}{r_0} \exp(-V\xi/r_0) - a \exp(-a\xi) - \right. \\ &\quad \left. - \frac{V}{r} \exp(-V\xi/r_0) + \frac{V}{r} \exp(-a\xi) \right\}, \end{aligned} \quad (2.65)$$

$$u(r, t) \approx \frac{r_0 k}{r(V/r_0 - a)} \left\{ \frac{V}{r_0} \exp(-V\xi/r_0) - a \exp(-a\xi) \right\}, \quad r \gg r_0, \quad (2.66)$$

где последнее равенство дает решение для дальней зоны.

Справедливость (2.65) и (2.66) только при $\xi > 0$ просто означает, что $u(r, t)$ равно нулю до наступления $t = (r - r_0)/V$, т. е. до того, как возмущение достигнет данной точки. В этот момент $\xi = 0$ и $u(r, t) = k(r_0/r)$; следовательно, начальное смещение совпадает со смещением поверхности r_0 , только оно уменьшено за счет множителя r_0/r , т. е. $u(r, t)$ спадает обратно пропорционально расстоянию (см. § 2.3.1 и (2.92)). Кроме того, $u = 0$ при $t = \infty$, а также когда (см. (2.65))

$$V(1/r_0 - 1/r) \exp(-V\xi/r_0) + (V/r - a) \exp(-a\xi) = 0,$$

т. е. когда

$$t = \frac{r - r_0}{V} + \frac{1}{V/r_0 - a} \ln \left\{ \frac{V(r - r_0)}{r_0 r (a - V/r)} \right\}.$$

При условии $V/r_0 > a > V/r$ это уравнение имеет один вещественный положительный корень и $u(r, t)$ будет обращаться в нуль, т. е. смещение должно менять знак. Поскольку в практических задачах значение V/r_0 велико, а V/r быстро уменьшается

ся, однополярный импульс в (2.64) порождает колебательную волну.

Используя различные выражения для $u_0(t)$ в (2.63) или задавая давление в полости $\mathcal{P}_0(t)$, мы можем исследовать волновое движение для различных сферически-симметричных источников [22; 163, с. 200—212]. Переходя в (2.64) к пределу при a , стремящемуся к нулю (см. задачу 2.12), получим результат для единичной ступени $\text{step}(t)$; после этого результаты для других функций источника можно найти, используя операцию свертки (см. § 10.3.6 и 10.5.1).

2.2.10. Поверхностные волны

а) *Волны Рэлея*. В бесконечной однородной изотропной среде существуют только волны P и S . Однако там, где имеется поверхность, разделяющая среды с различными упругими свойствами, могут распространяться поверхностные волны. Амплитуды этих волн уменьшаются с удалением от данной поверхности.

Наиболее важным для сейсморазведки типом поверхностных волн являются *рэлеевские волны*, распространяющиеся вдоль свободной поверхности твердой среды. Хотя «свободная» поверхность обозначает контакт с вакуумом, упругие постоянные и плотность воздуха настолько малы по сравнению с соответствующими их значениями для горных пород, что земную поверхность можно приблизительно считать свободной поверхностью. Поверхностные волны-помехи, осложняющие сейсморазведочные записи, в основном образуются рэлеевскими волнами.

Расположим ось x на поверхности земли, а ось z направим вертикально вниз. Соответствующие потенциалы смещений для плоской волны Рэлея, распространяющейся вдоль оси x (см. (2.57)), равны

$$\begin{aligned}\phi &= A \exp(-m x z) \exp\{j k(x - V_R t)\}, \\ \chi &= B \exp(-n x z) \exp\{j k(x - V_R t)\},\end{aligned}\tag{2.67}$$

где m и n должны быть вещественными положительными константами, так чтобы волна уменьшалась по амплитуде в направлении от поверхности; V_R — скорость распространения волны. Подставляя ϕ и χ в волновые уравнения, получаем

$$m^2 = (1 - V_R^2/\alpha^2), \quad n^2 = (1 - V_R^2/\beta^2).\tag{2.68}$$

Поскольку m и n вещественны, $V_R < \beta < \alpha$, т. е. скорость рэлеевских волн меньше скорости S -волн.

Применим, далее, граничные условия, по которым σ_{zz} и σ_{xz} обращаются в нуль на границе $z = 0$. Используя результаты,

найденные в задаче 2.11, будем иметь при $z = 0$

$$\begin{aligned}\sigma_{zz} &= \lambda \Delta + 2\mu e_{zz} = \lambda \nabla^2 \phi + 2\mu \frac{\partial w}{\partial z} = \\ &= \lambda \nabla^2 \phi + 2\mu \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \chi}{\partial x \partial z} \right) = 0, \\ \sigma_{xz} &= \mu e_{xz} = \mu \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) = \mu \left(2 \frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 \chi}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \chi}{\partial x^2} \right) = 0.\end{aligned}\quad (2.69)$$

Подставляя в (2.69) выражения (2.67) и полагая $z = 0$, находим

$$\{(\lambda + 2\mu)m^2 - \lambda\}A + 2jn\mu B = 0$$

$$\text{и} \quad -2jmA + (n^2 + 1)B = 0.$$

С помощью (2.52), (2.53) и (2.68) первый результат можно переписать в виде

$$(2\beta^2 - V_R^2)A + 2jn\beta^2 B = 0.$$

Исключая отношение B/A из этих двух уравнений, получаем

$$(2 - V_R^2/\beta^2)(n^2 + 1) = 4mn;$$

следовательно,

$$V_R^6 - 8\beta^2 V_R^4 + (24 - 16\beta^2/\alpha^2)\beta^4 V_R^2 + 16(\beta^2/\alpha^2 - 1)\beta^6 = 0. \quad (2.70)$$

Поскольку левая часть (2.70) отрицательна при $V_R = 0$ и положительна при $V_R = +\beta$, между этими двумя значениями должен существовать вещественный корень, дающий скорость рэлеевских волн V_R . Однако мы не можем найти этот корень, не зная β/α .

Для многих горных пород $\sigma \approx 1/4$, поэтому из (2.54) имеем $(\beta/\alpha)^2 \approx 1/3$. Если использовать это значение, то три корня уравнения (2.70) будут равны $V_R^2 = 4\beta^2$, $2(1 \pm 1/\sqrt{3})\beta^2$. Вследствие того что V_R/β должно быть меньше единицы, единственным допустимым решением будет

$$V_R^2 = 2(1 - 1/\sqrt{3})\beta^2, \quad \text{или} \quad V_R = 0,919\beta.$$

Теперь мы находим, что $V_R/\alpha = 0,531$, $m = 0,848$, $n = 0,393$, $B/A = +1,468j$; отсюда

$$\phi = A \exp(-0,848\kappa z) \exp\{j\kappa(x - V_R t)\},$$

$$\chi = 1,468jA \exp(-0,393\kappa z) \exp\{j\kappa(z - V_R t)\}.$$

Основываясь на (2.57), мы получим для гармонических во времени смещений на поверхности

$$u = 0,423j\kappa A \exp\{j\kappa(x - V_R t)\},$$

$$w = 0,620\kappa A \exp\{j\kappa(x - V_R t)\}.$$

Взяв действительную часть решения (которая соответствует смещению в источнике, изменяющемуся по закону $\cos \omega t$), получим окончательно

$$\begin{aligned} u &= -0,423\kappa A \sin \kappa(x - V_R t), \\ w &= 0,620\kappa A \cos \kappa(x - V_R t). \end{aligned} \quad (2.71)$$

Как показано на рис. 2.13, *а*, в данной точке поверхности частица описывает эллипс в вертикальной плоскости xz , горизонтальная ось эллипса составляет примерно две трети от величины вертикальной оси. Угол θ определяется соотношением

$$\operatorname{tg} \theta = -w/u = 1,465 \operatorname{ctg} \kappa(x - V_R t). \quad (2.72)$$

При росте t значения $\operatorname{ctg} \kappa(x - V_R t)$ и θ увеличиваются, т. е. для волны, распространяющейся слева направо, точка P пере-

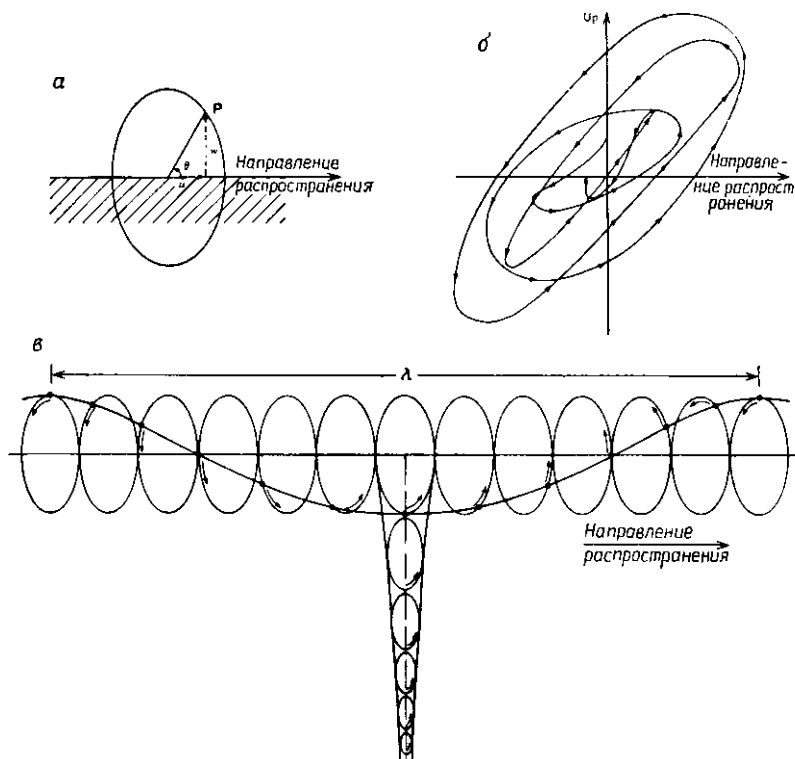


Рис. 2.13 Рэлеевские волны. *а* — предсказанное движение частицы на поверхности твердого полупространства; *б* — фактическое движение частицы на поверхности Земли [78]; *в* — поперечный разрез, демонстрирующий движение частиц на поверхности и на глубине для твердого полупространства.

мещается по эллипсу в направлении против часовой стрелки (обратном направлении).

На рис. 2.14 показана зависимость скорости рэлеевской волны от коэффициента Пуассона. Поскольку, как видно из (2.70), V_R не зависит от частоты, на поверхности однородной среды волны Рэлея не испытывают дисперсии (см. § 2.3.3). Полевые наблюдения (рис. 2.13, б) лишь приблизительно согласуются с тем типом движения, который изображен на рис. 2.13, а. Различия объясняются тем, что реальная Земля является слоистой и анизотропной средой, а не идеальной однородной и изотропной.

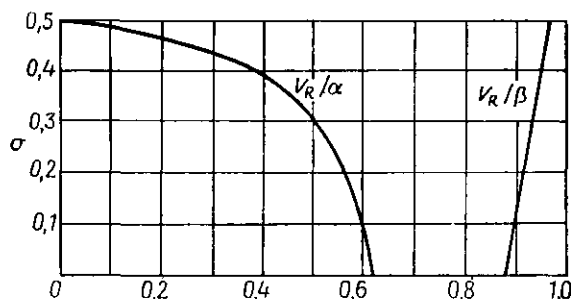


Рис. 2.14. Зависимость скорости рэлеевских волн V_R от коэффициента Пуассона σ .

Измерения показывают также, что рэлеевские волны диспергируют [49]. Рэлеевские волны обладают малыми скоростями и низкими частотами, их спектр не содержит острых пиков и, следовательно, характеризуется широким интервалом длин волн. Поскольку глубина проникновения определяется величинами $m\lambda$ и $n\lambda$ и характеризуется экспоненциальным спадом, предсказанным (2.67) (см. рис. 2.13, в), глубина, на которую проникают разные частотные компоненты, меняется в широких пределах, и наибольшая часть энергии оказывается приуроченной к зоне толщиной в одну-две длины волн. Вблизи земной поверхности, особенно у подошвы ЗМС, упругие постоянные испытывают значительные изменения (см. § 5.6.2), поэтому скорость волн Рэлея меняется с изменением длины волны, волны диспергируют и форма волнового пакета в процессе распространения меняется (см. § 2.3.3).

б) Волны Лява. На сейсмограммах волн землетрясений иногда наблюдаются волны Лява; эти волны характеризуются поперечным смещением типа SH , параллельным поверхности земли. Источники энергии, обычно применяемые в сейсморазведочных работах, не возбуждают значительных волн Лява, а потому они, как правило, не играют заметной роли в сейсмораз-

ведке. Кроме того, сейсмоприемники, предназначенные для регистрации одних только вертикальных движений, не будут реагировать на волны Лява. Тем не менее в некоторых случаях они представляют интерес (участвуют в создании помех при разведке на SH -волнах — см. § 5.7).

Рассмотрим полубесконечную среду, ограниченную плоскостью $z = 0$ и перекрываемую слоем толщиной h , кровля которого является свободной поверхностью. Плотность, упругие постоянные, скорости и смещения в верхнем слое мы будем отмечать штрихами. Пусть вдоль оси x распространяется волна, у которой смещения частиц имеют только компоненту SH , т. е.

$$v = A \exp(mxz) \exp\{j\kappa(x - V_L t)\}, \quad z < 0 \quad (\text{в нижней среде}),$$

$$v' = \{B \exp(nxz) + C \exp(-nxz)\} \exp\{j\kappa(x - V_L t)\}, \quad z > 0 \quad (\text{в слое}).$$

Поскольку v , v' должны удовлетворять волновому уравнению для S -волн, мы подставляем их значения в (2.26) и находим

$$m^2 = 1 - V_L^2/\beta^2, \quad n^2 = 1 - V_L^2/\beta'^2. \quad (2.73)$$

Чтобы $\exp(mxz) \rightarrow 0$ при $z \rightarrow -\infty$, m должно быть действительной величиной; отсюда $V_L \leq \beta$. Но n не обязательно должно быть вещественным, так как в слое z всегда имеет конечное значение.

Граничные условия состоят в том, что на свободной поверхности $z = h$ (см. задачу 2.10) напряжение $\sigma_{yz} = 0$, а на границе раздела $z = 0$ функции σ_{yz} и v непрерывны. Используя (2.2) и (2.7), получаем

$$\sigma_{yz} = \mu' \epsilon_{yz} = \mu' \frac{\partial v'}{\partial z} = 0 \quad \text{при} \quad z = h \quad (\text{так как} \quad \frac{\partial w}{\partial y} = 0);$$

$$v' = v, \quad \mu' \left(\frac{\partial v'}{\partial z} \right) = \mu \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad \text{при} \quad z = 0.$$

Подставляя значения v , v' и полагая $a = \exp(-2n\kappa h)$, $b = \mu\mu'/\mu'n$, находим

$$\begin{aligned} B - aC &= 0, \\ A - B - C &= 0, \\ bA - B + C &= 0. \end{aligned} \quad (2.74)$$

Чтобы эта система имела нетривиальное решение, ее детерминант должен быть равен нулю:

$$\begin{vmatrix} 0 & +1 & -a \\ 1 & -1 & -1 \\ b & -1 & +1 \end{vmatrix} = 0.$$

Если использовать тождество

$$\operatorname{th} x = \frac{\operatorname{sh} x}{\operatorname{ch} x} = \frac{e^x - e^{-x}}{e^x + e^{-x}} = \frac{1 - e^{-2x}}{1 + e^{-2x}},$$

то в результате получим

$$-b = \left(\frac{1-a}{1+a} \right) = \frac{1 - e^{-2n\kappa h}}{1 + e^{-2n\kappa h}} = \frac{-\mu m}{\mu' n} = \operatorname{th}(n\kappa h).$$

В связи с тем что $\operatorname{th} x$ положительно при всех вещественных значениях x , записанное выше равенство может удовлетворяться, только если мы выберем n чисто мнимой величиной, т. е. $n = j\xi$, где ξ — вещественное число. Поскольку $\operatorname{th} jx = j \operatorname{tg} x$, мы имеем

$$\mu m - \mu' \xi \operatorname{tg}(\kappa \xi h) = 0. \quad (2.75)$$

Согласно (2.73),

$$V_L^2/\beta'^2 = 1 - n^2 = 1 + \xi^2, \text{ так что } V_L \geq \beta'.$$

Таким образом,

$$\beta \geq V_L \geq \beta',$$

и для того, чтобы волны Лява существовали, скорость поперечных волн в более глубоко залегающем слое должна быть больше, чем в поверхностном.

Поскольку $\kappa = 2\pi/\lambda = \omega/V_L$, при возрастании частоты от нулевого значения $\operatorname{tg}(\kappa \xi h)$ увеличивается и стремится к бесконечности; таким образом, для выполнения (2.75) с ростом частоты ξ должно стремиться к нулю и $V_L \rightarrow \beta'$. Наоборот, при $\kappa \rightarrow 0$ ξ стремится к своему максимальному значению и $V_L \rightarrow \beta$. Следовательно, на высоких частотах скорость волн Лява приближается к скорости S -волн в поверхностном слое, а если частота стремится к нулю, скорость волн Лява приближается к скорости S -волн в нижнем слое [49].

Выражение для v в поверхностном слое можно записать следующим образом:

$$\begin{aligned} v &= \{B \exp(n\kappa z) + C \exp(-n\kappa z)\} \exp\{j\kappa(x - V_L t)\} = \\ &= B \{\exp(j\kappa \xi z) + \exp(2j\kappa \xi h) \exp(-j\kappa \xi z)\} \exp\{j\kappa(x - V_L t)\} = \\ &= B \{\exp[j\kappa \xi(z - h)] + \exp[-j\kappa \xi(z - h)]\} \times \\ &\quad \times \exp\{j\kappa(x + \xi h - V_L t)\} = \\ &= 2B \cos \kappa \xi(z - h) \exp\{j\kappa(x + \xi h - V_L t)\}, \end{aligned} \quad (2.76)$$

где для исключения C использовано первое равенство (2.74). Следовательно, v обращается в нуль на горизонтальных нодальных плоскостях, расположенных на глубинах z , где

$$\kappa \xi(z - h) = \pi(r + 1/2), \quad (2.77)$$

причем r — целое число. Существование подалых плоскостей характерно для распространения нормальных мод (§ 2.4.8), и фактически существование волн Лява можно объяснить с помощью распространения нормальных мод.

в) *Волны Стоунли*. Волны Рэлея и Лява распространяются вдоль свободной поверхности. Обобщенные (или модифицированные) рэлеевские волны, обычно называемые *волнами Стоунли*, представляют собой поверхностные волны, распространяющиеся вдоль границы раздела двух сред только при некоторых условиях [55, 170, 196]. Волна Стоунли всегда может возникнуть на границе между твердой и жидкой средами, причем ее скорость меньше, чем у рэлеевской волны на свободной поверхности твердой среды. Если твердый поверхностный слой толщиной h покрывает твердое полупространство, волны Стоунли могут возникать, только если $\beta_1 \approx \beta_2$ и $\lambda \ll h$. В этом случае скорость волн Стоунли определяется уравнением четвертой степени, включающим упругие постоянные обеих сред. Это уравнение имеет решение только для определенного интервала значений μ_1/μ_2 и ρ_1/ρ_2 ; когда решение существует, фазовая скорость волн Стоунли является промежуточной между скоростью рэлеевских волн и более высоким значением β_1 или β_2 .

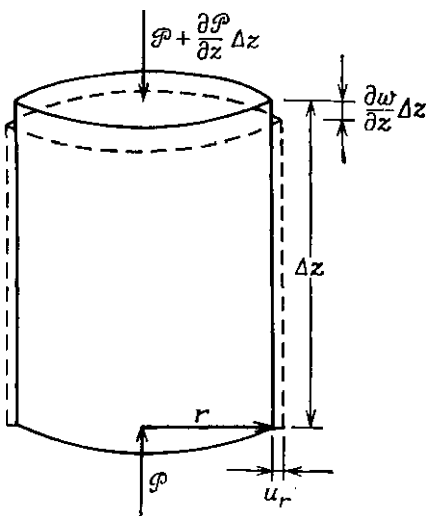


Рис. 2.15. Изменения в среде при прохождении трубной волны.

г) *Трубные волны*. Волны, распространяющиеся по оси заполненной жидкостью скважины (*трубные волны*), представляют значительный интерес при измерениях скоростей в буровых скважинах, а также в связи с их потенциальной способностью доставлять информацию об упругих свойствах окружающих пород.

Пусть однородная жидкость заполняет скважину, окруженную однородной изотропной средой (рис. 2.15). Используя обозначения P для давления и w для смещения, запишем второй закон Ньютона, согласно которому полная сила = масса \times ускорение, в применении к элементу объема жидкости $V = \pi r^2 \Delta z$

в виде

$$\left(\frac{\partial \mathcal{P}}{\partial z} \Delta z\right) \pi r^2 = -(\rho \pi r^2 \Delta z) \frac{\partial^2 w}{\partial t^2}, \quad (2.78)$$

или

$$\frac{\partial \mathcal{P}}{\partial z} = -\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2}.$$

Из (2.10) имеем

$$\mathcal{P} = -k\Delta = -k \Delta \mathcal{V} / \mathcal{V}.$$

Изменение объема обусловлено расширением как в осевом, так и в радиальном направлении, т. е.

$$\Delta \mathcal{V} = \pi r^2 \frac{\partial w}{\partial z} \Delta z + (2\pi r u_r) \Delta z,$$

где u_r — величина изменения радиуса скважины. В результате получаем

$$\mathcal{P} = -k \left(\frac{\partial w}{\partial z} + \frac{2u_r}{r} \right). \quad (2.79)$$

Лэмб [98, § 157] получил следующее соотношение между u_r и \mathcal{P} для кольцевой области с внутренним и внешним радиусами r и R :

$$\frac{u_r}{r} = \frac{\mathcal{P}}{E} \left\{ \frac{(1 + \sigma)(R^2 + r^2) - 2\sigma r^2}{R^2 - r^2} \right\},$$

где E , σ и μ — соответственно модуль Юнга, коэффициент Пуассона и модуль сдвига материала кольцевой области. При $R \rightarrow \infty$, используя задачу 2.3, получим для цилиндрической скважины в бесконечном пространстве

$$u_r/r = \mathcal{P}(1 + \sigma)/E = \mathcal{P}/2\mu.$$

Подстановка в (2.79) дает

$$\mathcal{P} \left(\frac{1}{k} + \frac{1}{\mu} \right) = -\frac{\partial w}{\partial z},$$

а подставляя этот результат в (2.78), получаем волновое уравнение

$$\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = \frac{1}{V_T^2} \frac{\partial^2 w}{\partial t^2}, \quad V_T^2 = \frac{1}{\rho} \left(\frac{1}{\kappa} + \frac{1}{\mu} \right)^{-1}. \quad (2.80)$$

Таким образом, при известных плотности ρ и объемном модуле k жидкости измерение скорости трубных волн V_T позволяет вычислить μ для окружающих пород. В книге Уайта [216, р 153—156] рассматриваются трубные волны в буровых скважинах, пересекающих две твердые среды, и в обсаженных скважинах.

2.2.11. Волновое уравнение для поперечно-изотропных сред

До сих пор мы исследовали волновое движение в применении только к однородной изотропной среде. Если среда не изотропна, то чем больше анизотропия, тем сложнее становятся уравнения. Без особых трудностей можно проанализировать случай поперечно-изотропной среды (§ 2.1.4). Рассмотрим волновое движение в плоскости xz , когда смещение u и производные по y равны нулю. Подставим (2.14) и (2.15) в (2.17), используя при этом (2.1) и (2.2), и получим волновые уравнения для поперечно-изотропных сред:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ (\lambda_{\parallel} + 2\mu_{\parallel}) \frac{\partial u}{\partial x} + \lambda_{\perp} \frac{\partial w}{\partial z} \right\} + \\ + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \mu^* \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) \right\} = (\lambda_{\parallel} + 2\mu_{\parallel}) \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \mu^* \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \\ + (\lambda_{\perp} + \mu^*) \frac{\partial^2 w}{\partial z \partial x}. \quad (2.81)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda_{\perp} + \mu^*) \frac{\partial^2 u}{\partial x \partial z} + \mu^* \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + (\lambda_{\perp} + 2\mu_{\perp}) \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \quad (2.82)$$

Для упрощения задачи допустим, что плоская волна распространяется в плоскости xz в направлении увеличения x и уменьшения z , а угол между направлением луча и осью x равен θ . Используем теперь потенциальные функции (2.57) в форме

$$\phi = Ae^{i\omega\xi}, \quad \chi = Be^{i\omega\zeta},$$

где

$$\xi = (lx - nz)/V - t, \quad l = \cos \theta, \quad n = \sin \theta.$$

Далее,

$$u = \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \chi}{\partial z} = (j\omega/V)(lA - nB)e^{i\omega\xi},$$

$$w = \frac{\partial \phi}{\partial z} - \frac{\partial \chi}{\partial x} = -(j\omega/V)(nA + lB)e^{i\omega\xi}.$$

При подстановке этих выражений в (2.81) и (2.82) во всех членах появляются множители $j\omega/V$, $(j\omega)^2$ и $e^{i\omega\xi}$, и поэтому ими можно пренебречь. Уравнения (2.81) и (2.82) принимают вид

$$\{\rho V^2 l - (\lambda_{\parallel} + 2\mu_{\parallel}) l^3 - (\lambda_{\perp} + 2\mu^*) l n^2\} A - \\ - \{\rho V^2 n - (\lambda_{\parallel} + 2\mu_{\parallel} - \lambda_{\perp} - \mu^*) l^2 n - \mu^* n^3\} B = 0, \\ \{\rho V^2 n - (\lambda_{\perp} + 2\mu_{\perp}) n^3 - (\lambda_{\perp} + 2\mu^*) l^2 n\} A + \\ + \{\rho V^2 l + (\mu^* - 2\mu_{\perp}) l n^2 - \mu^* l^3\} B = 0.$$

Вводя обозначения

$$\alpha_{\parallel}^2 = (\lambda_{\parallel} + 2\mu_{\parallel})/\rho, \quad \alpha_{\perp}^2 = (\lambda_{\perp} + 2\mu_{\perp})/\rho, \\ \alpha^{*2} = (\lambda_{\perp} + 2\mu^*)/\rho, \quad \beta^{*2} = \mu^*/\rho,$$

будем иметь

$$\begin{aligned}(V^2 - \alpha_{\parallel}^2 l^2 - \alpha^* n^2) l A - \{V^2 - (\alpha_{\parallel}^2 - \alpha^{*2} + \beta^{*2}) l^2 - \beta^{*2} n^2\} n B &= 0, \\ (V^2 - \alpha_{\perp}^2 n^2 - \alpha^{*2} l^2) n A + \{V^2 - (\alpha_{\perp}^2 - \alpha^{*2} + \beta^{*2}) n^2 - \beta^{*2} l^2\} l B &= 0.\end{aligned}$$

Исключив A и B , получим следующее квадратное уравнение для V^2 :

$$\begin{aligned}\frac{\{V^2 - (\alpha_{\parallel}^2 - \alpha^{*2} + \beta^{*2}) l^2 - \beta^{*2} n^2\} n}{(V^2 - \alpha_{\parallel}^2 l^2 - \alpha^{*2} n^2) l} &= \\ &= \frac{-\{V^2 - (\alpha_{\perp}^2 - \alpha^{*2} + \beta^{*2}) n^2 - \beta^{*2} l^2\} l}{(V^2 - \alpha_{\perp}^2 n^2 - \alpha^{*2} l^2) n},\end{aligned}$$

или

$$\begin{aligned}\{V^2 - (\alpha_{\parallel}^2 - \alpha^{*2} + \beta^{*2}) l^2 - \beta^{*2} n^2\} (V^2 - \alpha_{\perp}^2 n^2 - \alpha^{*2} l^2) n^2 + \\ + \{V^2 - (\alpha_{\perp}^2 - \alpha^{*2} + \beta^{*2}) n^2 - \beta^{*2} l^2\} (V^2 - \alpha_{\parallel}^2 l^2 - \alpha^{*2} n^2) l^2 = 0.\end{aligned}\quad (2.83)$$

Решение приведено в работах [67, р. 42; 197; 216; р. 46]. Корни всегда вещественны и положительны и приближаются к α и β из (2.52) и (2.53) при ослаблении анизотропии до нуля. Когда волна распространяется по вертикали, $l=0$, $n=1$ и $V=\alpha_{\perp}$ или β^* для вертикально распространяющихся P - или SH -волн. Если $l=1$, $n=0$, то $V=\alpha_{\parallel}$ или β^* соответственно горизонтально распространяющимся P - или SH -волнам. Однако если волна распространяется под некоторым углом к вертикали, то корни уравнения являются сложными функциями упругих постоянных и движение не разлагается на отдельные, четко выраженные P - и S -волны.

Результаты измерений анизотропии обычно выражают в виде отношения скоростей — параллельной и перпендикулярной напластованию. В работе [210] приведена таблица, где значения коэффициента анизотропии для пород Западного и Центрального Техаса меняются от 1,2 до 1,4 в случае приповерхностных пород и от 1,1 до 1,2 в случае консолидированных осадочных пород, залегающих на глубинах 2,1—2,4 км. Для техасских осадков на побережье Мексиканского залива найдены средние значения между 1,00 и 1,03 [195]. У осадков в Северной Сахаре значения коэффициента анизотропии изменяются от 1,00 для песчаников до 1,08—1,12 для известняков и 1,15—1,20 для ангидритов.

2.2.12. Волновое уравнение для жидких сред

В жидкостях распространяются только P -волны, и в общем случае нас интересуют изменения давления, а не скорости или смещения частиц, как в твердых средах. Соотношения (2.55) мож-

но выразить через давление \mathcal{P} . Переопределим ϕ как

$$\nabla\phi = \dot{u}\mathbf{i} + \dot{v}\mathbf{j} + \dot{w}\mathbf{k}, \quad \dot{u} = \frac{\partial u}{\partial t} \text{ и т. д.} \quad (2.84)$$

Для (2.17) мы положим

$$\sigma_{xy} = \sigma_{yz} = \sigma_{zx} = 0, \quad \sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz} = -\mathcal{P};$$

следовательно,

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = -\frac{\partial \mathcal{P}}{\partial x} = \text{ускорение вдоль оси } x, \quad (2.85)$$

и аналогичные соотношения имеют место для осей y и z . Добавление трех компонент ускорения дает

$$\rho \nabla \frac{\partial \phi}{\partial t} = -\nabla \mathcal{P}.$$

Если мы будем рассматривать только гармонические волны (как в (2.50)), где ϕ содержит множитель $\exp(-j\omega t)$, то, пренебрегая аддитивной постоянной (гидростатическим давлением), получим

$$\mathcal{P} = -\rho \frac{\partial \phi}{\partial t} = j\omega \rho \phi. \quad (2.86)$$

Таким образом, ϕ и \mathcal{P} удовлетворяют волновому уравнению для P -волн, как в (2.21); при этом скорость принимает значение

$$\alpha = \sqrt{k/\rho}, \quad (2.87)$$

характерное для жидкостей.

В случае газа величина k зависит от того, каким именно образом газ сжимается — по изотермическому или адиабатическому закону (во втором случае при прохождении волны не происходит переноса тепла). Для звуковых волн, распространяющихся в воздухе, сжатие практически адиабатично, и поэтому давление и объем подчиняются закону

$$\mathcal{P}V^\gamma = \text{const}, \quad \gamma = c_p/c_v \approx 1,4 \text{ для воздуха,}$$

где c_p и c_v — удельные теплоемкости при постоянных давлении и объеме соответственно [187, р. 542]. Соотношение (2.10) можно записать как

$$k = -\frac{\Delta \mathcal{P}}{\Delta V/V} = -\frac{\gamma d\mathcal{P}}{dV},$$

где $\Delta \mathcal{P}$ — изменение давления при прохождении волны. При использовании адиабатического закона логарифмическое дифференцирование позволяет получить $k = \gamma \mathcal{P}$, и, следовательно,

$$\alpha = \sqrt{\gamma \mathcal{P}/\rho}. \quad (2.88)$$

2.3. Влияние среды на распространение волн

2.3.1. Плотность энергии; интенсивность

Вероятно, самой важной особенностью любой волны является энергия, связанная с движением среды при прохождении по ней волны. Как правило, нас интересует не полная энергия волны, а энергия, выделяющаяся в окрестности той точки, где мы ее наблюдаем. Энергия, выделяющаяся в единице объема в окрестности некоторой точки, называется *плотностью энергии*.

Рассмотрим сферическую гармоническую P -волну, у которой радиальное смещение при фиксированном значении r определяется по формуле

$$u = \mathcal{A} \cos(\omega t + \gamma),$$

где γ — фазовый угол. Амплитуда смещения u изменяется от $-\mathcal{A}$ до $+\mathcal{A}$. Поскольку смещение меняется со временем, каждый элемент среды имеет скорость $\dot{u} = du/dt$ и связанную с ней кинетическую энергию. Кинетическая энергия δE_k , содержащаяся в каждом элементе объема $\delta \mathcal{V}$, равна

$$\delta E_k = (\rho \delta \mathcal{V}) \dot{u}^2/2.$$

Кинетическая энергия на единицу объема тогда составляет

$$\frac{\delta E_k}{\delta \mathcal{V}} = \rho \dot{u}^2/2 = \rho \omega^2 \mathcal{A}^2 \sin^2(\omega t + \gamma)/2.$$

Это выражение изменяется от нуля до максимума, равного $\rho \omega^2 \mathcal{A}^2/2$.

С волной связана также потенциальная энергия, обусловленная упругими деформациями, которые возникают при прохождении волны. По мере колебания среды в ту и в другую сторону энергия переходит из кинетической в потенциальную и обратно, полная же энергия остается неизменной. Когда смещение частицы равно нулю, потенциальная энергия равна нулю, а кинетическая — максимальна; при наибольшем возможном смещении частицы вся энергия является потенциальной. Поскольку полная энергия равна максимальному значению кинетической энергии, плотность энергии E для гармонической волны равна

$$E = \rho \omega^2 \mathcal{A}^2/2 = 2\pi^2 \rho v^2 \mathcal{A}^2. \quad (2.89)$$

Таким образом, мы видим, что плотность энергии пропорциональна первой степени плотности среды и квадратам частоты и амплитуды волны (другой вывод (2.89) см. в [27]).

Интересующей нас величиной является также поток энергии, и мы определим *интенсивность* как количество энергии, протекающей через единичную площадку, нормальную к направлению

распространения волны, в единицу времени. Рассмотрим цилиндр бесконечно малого поперечного сечения $\delta\mathcal{P}$, ось которого параллельна направлению распространения волны, а длина равна расстоянию, пройденному ею за время δt . Полная энергия, заключенная внутри цилиндра в любой момент времени t , составляет $EV\delta t\delta\mathcal{P}$; в момент $t + \delta t$ вся эта энергия покинет цилиндр, пройдя через один из его торцов. Поделив ее на площадь основания цилиндра $\delta\mathcal{P}$ и на интервал времени δt , мы получим I , т. е. количество энергии, проходящей через единичную площадь за единицу времени:

$$I = EV. \quad (2.90)$$

Для гармонической волны имеем

$$I = \rho V \omega^2 \mathcal{A}^2 / 2 = 2\pi^2 \rho V v^2 \mathcal{A}^2. \quad (2.91)$$

На рис. 2.16 показан фронт сферической волны, расходящейся от центра O . Проведя достаточное число различных радиусов, мы можем определить два участка волновых фронтов \mathcal{P}_1 и \mathcal{P}_2 радиусов r_1 и r_2 соответственно, так что энергия, протекающая наружу через сферический «колпачок» \mathcal{P}_1 за одну секунду, должна быть равна энергии, протекающей наружу за одну секунду через сферический «колпачок» \mathcal{P}_2 (так как энергия перемещается только в радиальном направлении). Поток энергии за секунду равен произведению интенсивности на площадь; следовательно,

$$I_1 \mathcal{P}_1 = I_2 \mathcal{P}_2.$$

Поскольку площади \mathcal{P}_1 и \mathcal{P}_2 пропорциональны квадратам их радиусов, получаем

$$I_2/I_1 = \mathcal{P}_1/\mathcal{P}_2 = (r_1/r_2)^2.$$

Кроме того, из (2.90) следует, что I пропорционально E , и поэтому

$$I_2/I_1 = E_2/E_1 = (r_1/r_2)^2. \quad (2.92)$$

Таким образом, геометрическое расхождение энергии приводит к тому, что интенсивность и плотность энергии сферических волн уменьшаются обратно пропорционально квадрату расстояния от источника [131]. Это так называемое *сферическое расхождение*.

У плоской волны лучи не расходятся, и поэтому интенсивность плоской волны есть величина постоянная. Рис. 2.16 можно было бы рассматривать как поперечное сечение цилиндрической

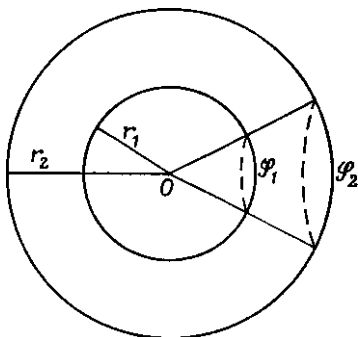


Рис. 2.16. Зависимость интенсивности от расстояния.

волны, т. е. волны, возбужденной очень длинным линейным источником, а дуги \mathcal{P}_1 и \mathcal{P}_2 будут цилиндрическими волновыми фронтами. Поскольку длина дуг пропорциональна радиусу, *цилиндрическое расхождение* приводит к изменению интенсивности обратно пропорционально радиусу. Поэтому мы можем записать

$$I_2/I_1 = E_2/E_1 = (r_1/r_2)^m, \quad (2.93)$$

где $m = 0, 1$ или 2 соответствуют плоской, цилиндрической или сферической волнам.

Отношения интенсивностей, энергий или мощностей, как правило, выражают в децибелах (дБ): значение в децибелах представляет собой $10 \lg$ от отношения интенсивностей, энергий или мощностей. Поскольку эти величины изменяются как квадрат амплитуды, значение в децибелах задается также как $20 \lg$ от отношения амплитуд. Кроме этого используется и натуральный логарифм отношения амплитуд, определяющий еще одну единицу измерения — непер (см. задачу 2.17).

2.3.2. Поглощение

а) Общие положения. Рассмотрим еще два механизма, заставляющие уменьшаться плотность энергии волны. В предыдущем разделе мы рассмотрели изменения в распределении энергии в зависимости от геометрии задачи. При этом подразумевалось, что никакая энергия волны не переходит в другие формы. Однако в реальной действительности по мере прохождения волн через среду упругая энергия, связанная с волновым движением, постепенно поглощается этой средой, переходя в конце концов в тепло. Этот процесс называется *поглощением*, и он ответствен за то, что волновое движение в итоге полностью исчезает.

Измерить поглощение очень трудно. Поглощение меняется с частотой, и результаты лабораторных измерений, производимых всегда на высоких частотах, нельзя переносить на реальные полевые условия. При полевых измерениях нужно учитывать эффекты отражения и преломления, а также то, что путь волн обычно проходит по нескольким средам. Трудности измерений приводят к сильным различиям в измеренных значениях поглощения. Обзор большого количества работ, в которых описывается поглощение сейсмической энергии, дан Токсёзом и Джонстоном [204].

б) Выражения для поглощения. При распространении упругих волн в горных породах амплитуда их вследствие поглощения уменьшается с расстоянием, по-видимому, по экспоненциальному закону. Следовательно, мы можем написать для уменьшения амплитуды из-за одного только поглощения

$$A = A_0 e^{-\eta x}, \quad (2.94)$$

где A и A_0 — значения амплитуды волны в двух точках волнового фронта на расстоянии x друг от друга, а η — коэффициент поглощения.

Другие меры поглощения основываются на уменьшении амплитуды со временем; чтобы связать их с η , примем гармонический закон изменения формы волны во времени:

$$A = A_0 e^{-ht} \cos \omega t \quad (2.95)$$

и будем производить измерения в определенной точке; величина h называется коэффициентом затухания. Логарифмический декремент затухания δ определяется по формуле

$$\delta = \ln \left(\frac{\text{амплитуда}}{\text{амплитуда на один период позже}} \right). \quad (2.96)$$

Его можно выразить через коэффициент затухания как

$$\delta = hT = h/\nu = 2\pi h/\omega, \quad (2.97)$$

где T — период; δ измеряется в неперах. Добротность Q можно определить как

$$Q = 2\pi / (\text{доля энергии, потерянной за период}) = 2\pi (E/\Delta E). \quad (2.98)$$

Поскольку энергия пропорциональна квадрату амплитуды, $E = E_0 e^{-2ht}$ и $\Delta E/E_0 = -2h\Delta t$. Положив $\Delta t = T$, мы получим $\Delta E/E = 2hT = 2\delta$ и $Q = \pi/\delta$. Величину Q можно также выразить в виде

$$Q = \pi n, \quad (2.99)$$

где n — число колебаний, по прошествии которых амплитуда уменьшается в e раз; при $e^{hT} = e$ имеем $n = 1/hT$ и

$$Q = \pi/hT = \pi\nu/h = \pi/\delta. \quad (2.100)$$

Еще одним способом выражения Q является $Q = \text{ctg } \phi$, где ϕ — угол потерь.

За один период волна распространяется на расстояние, равное одной длине волны; поэтому если потери энергии вызваны только поглощением, то $hT = \eta\lambda$ и мы можем установить взаимосвязь между η , δ и Q :

$$Q = \pi/\eta\lambda = \pi/\delta. \quad (2.101)$$

Поглощение в форме (2.94) появляется естественным образом в решениях типа (2.50), если допустить, что упругие постоянные являются комплексными числами. Вещественные значения упругих постоянных соответствуют непоглощающим средам, тогда как комплексные включают экспоненциальное поглощение. Комплексные значения λ и μ приводят к комплексным скоростям (2.52) и (2.53). Если скорость записать в виде

$a + jb$, где $1/(a + jb) = 1/V + j\eta/\omega$, то подстановка этого соотношения в (2.50) для волны, распространяющейся вдоль оси x , дает

$\psi = A \exp \{j\omega [x(1/V + j\eta/\omega) - t]\} = A \exp(-\eta x) \exp \{j\omega (x/V - t)\}$, что согласуется с (2.94).

в) *Измерения поглощения.* Экспериментальные данные позволяют предположить, что коэффициент поглощения η приблизительно пропорционален частоте, т. е. для конкретной породы произведение $\eta\lambda$ — примерно постоянная величина. Увеличение поглощения с частотой предусматривает существование лишь одного механизма для наблюдаемых потерь высоких частот с растоянием. Обзор измерений поглощения дали Брэдли и Форт [28], а также Аттевелл и Рамана [10]; путем осреднения данных 26 авторов последние получили в качестве наилучшего значения $\eta = 0,2$ дБ/км. Уотерс [214, с. 36] приводит обширную таблицу значений Q . Они в общем распадаются на диапазоны, показанные в табл. 2.1. Значения Q для S -волн, по-видимому, составляют $1/2$ — $1/3$ от значений для P -волн. Согласно измерениям, о которых сообщают Таллос и Рейд [208], в первых 3 м осадочной толщи на побережье Мексиканского залива $\eta = 13$ дБ/λ ($Q = 0,24$), но в последующих 300 м $\eta = 0,15 \div 0,36$ дБ/λ ($Q = 20 \div 9$). Часто упоминаемым измерениям в глинах Пьер Макдонала и др. [113] соответствуют $\eta = 0,39$ дБ/км для P -волн ($\delta = 0,9$ дБ, $Q = 3,5$) и $\eta = 3,3$ дБ/км для S -волн; глины Пьер — это мощная формация в шт. Колорадо (США) толщиной около 1200 м со скоростью P -волн 2330 м/с.

Таблица 2.1. Параметры поглощения для горных пород

	Q	δ (дБ) = $\eta\lambda$	η/ω дБ/(км·Гц)
Магматические породы	75—100	0,04—0,02	0,008—0,003
Осадочные породы	20—150	0,16—0,02	0,10 —0,004
Газоносные породы	5— 50	0,63—0,06	1,3 —0,03

г) *Механизмы поглощения.* Механизмы, посредством которых энергия упругих волн преобразуется в тепло, не совсем ясны. Предложены различные механизмы потерь [216, 217], но ни один из них не отвечает полностью всем требованиям. Вероятно, наиболее важными механизмами являются внутреннее трение в форме трения скольжения (или прилипания, а затем скольжения) и вязкие потери в поровых флюидах; последний меха-

низм наиболее значителен в сильно проницаемых породах. Другими эффектами, вероятно в общем имеющими меньшую значимость, служат потеря части тепла, образующегося в фазе сжатия волнового движения, путем теплопроводности, пьезоэлектрические и термоэлектрические эффекты и энергия, идущая на образование новых поверхностей (играющая заметную роль только вблизи источника). Многие из постулированных механизмов предсказывают, что Q зависит от частоты (в жидкостях пропорционально частоте). Механизм потерь в горных породах следует считать нерешенной проблемой.

д) *Относительная роль поглощения и расхождения.* Чтобы сравнить потери из-за поглощения с потерями интенсивности в результате геометрического расхождения (см. (2.92)), мы вычислили потери при прохождении различных расстояний начиная от точки, расположенной в 200 м от источника, предполагая, что $\eta = 0,15$ дБ/λ. В расчетах, результаты которых приведены в табл. 2.2, использовались следующие соотношения:

поглощение:

$$\begin{aligned} \text{Потери интенсивности в дБ} &= 10 \lg(I_0/I) = 20 \lg(A_0/A) = \\ &= 0,3(x/\lambda) = 0,3(x_s - 200)/\lambda = 0,3v(x_s - 200)/2000; \end{aligned}$$

расхождение:

$$\text{Потери интенсивности в дБ} = 10 \lg(I_0/I) = 20 \lg(x_s/200),$$

где x_s — расстояние до пункта взрыва. Как видно из таблицы, для низких частот и коротких дистанций потери на расхождение превышают потери на поглощение. С увеличением частоты и расстояния потери на поглощение растут и в конце концов становятся преобладающими.

Таблица 2.2. Потери энергии из-за поглощения и расхождения (в дБ) ($\eta = 0,15$ дБ/длина волны и $V = 2,0$ км/с)

	Частота ν, Гц	Расстояние от пункта взрыва x_s , м			
		1200	2400	4200	8200
Поглощение	1	0,075	0,15	0,3	0,6
	3	0,22	0,45	0,9	1,8
	10	0,75	1,5	3	6
	30	2,2	4,5	9	18
	100	7,5	15	30	60
Расхождение	Все	16	21	26	32

Рост поглощения на высоких частотах приводит к изменению формы волны с увеличением расстояния от источника. Много-

кратные отражения в тонких слоях (§ 4.2.26) и, возможно, другие механизмы также изменяют форму волны. Рис. 2.17 иллю-

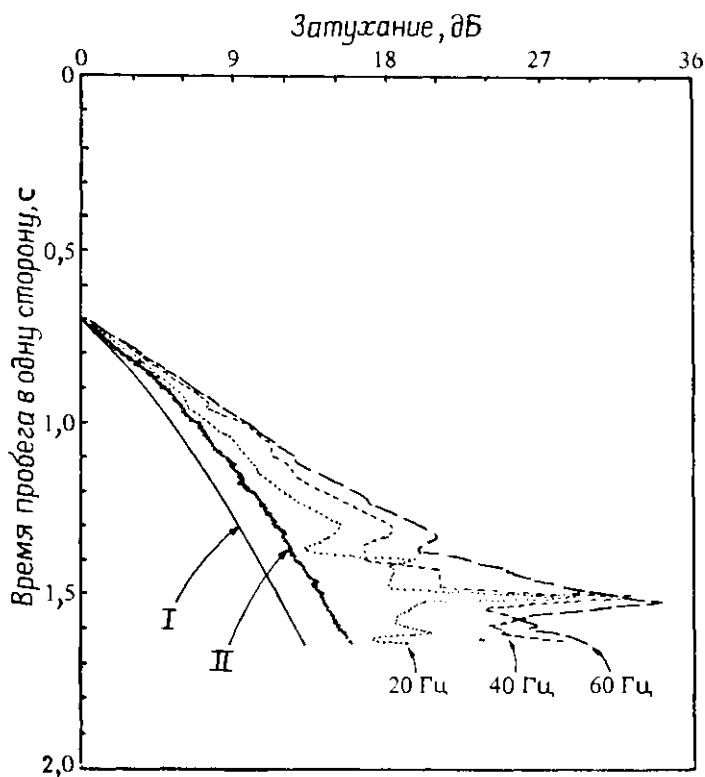


Рис. 2.17. Уменьшение амплитуды в функции времени пробега в одну сторону, найденное по измерениям с источником на земной поверхности и сейсмоприемником в скважине. Кривые I («расхождение») и II («расхождение плюс потери на прохождение границы») рассчитаны по данным акустического каротажа с учетом потерь энергии на прохождение через отражающие границы. Кривые, помеченные частотами, показывают затухание на этих частотах. [С разрешения SSC.]

стрирует уменьшение энергии с расстоянием и с частотой; зависимость от частоты затухания больше, чем можно ожидать из-за одного лишь поглощения.

2.3.3. Дисперсия; групповая скорость

Скорость V (α или β), фигурирующая в соотношениях (2.21) — (2.37), называется *фазовой скоростью*, так как она представляет собой расстояние, пройденное за единицу времени какой-либо

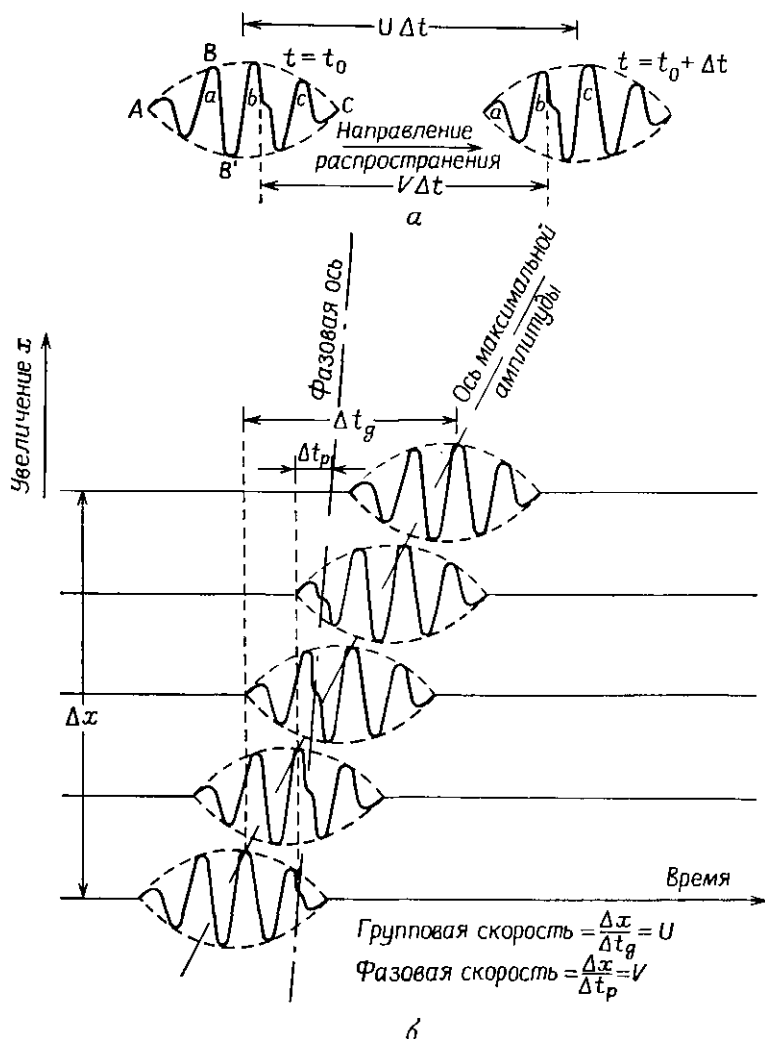


Рис. 2.18. Сравнение групповой и фазовой скоростей. а — определение групповой скорости U и фазовой V ; б — вступление диспергирующей волны на последовательно расположенные сейсмоприемники

точкой постоянной фазы, скажем максимумом или минимумом. Она не обязательно совпадает со скоростью распространения импульса, которая называется *групповой скоростью* и будет обозначаться U . Рассмотрим, например, волновой пакет, показанный на рис. 2.18; групповую скорость U можно определить, проводя огибающую импульса (пара кривых ABC , $AB'C$) и из-

меряя расстояние, проходимое этой огибающей за единицу времени. Соотношение между U и V видно на рис. 2.18, где V задается скоростью продвижения некоторой фазы (например, минимумом), тогда как U измеряется скоростью, с которой перемещается максимум амплитуды огибающей.

Если разложить импульс на составляющие его частотные компоненты с помощью анализа Фурье, мы получим частотный спектр. Если скорость одна и та же для всех частот, форма импульса будет оставаться неизменной и групповая скорость будет совпадать с фазовой. Однако, если разные частоты обладают разной скоростью, форма импульса меняется в процессе распространения и групповая скорость отличается от фазовой, т. е. поглощающая среда обуславливает явление *дисперсии* волн. Можно показать, что (см. задачу 2.19) групповая скорость U равна

$$U = V - \lambda \frac{dV}{d\lambda} = V + \omega \frac{dV}{d\omega}, \quad (2.102)$$

где V , λ , ω , $dV/d\lambda$ и $dV/d\omega$ — усредненные значения по интервалу частот, составляющему главную часть импульса.

Если V возрастает с частотой, т. е. $V < U$, как иллюстрирует рис. 2.18, а, где огибающая распространяется быстрее, чем отдельные частотные составляющие. Если V уменьшается с частотой, наблюдается обратная картина (как на рис. 2.18, б).

Дисперсия является важным фактором по нескольким причинам, и, может быть, наиболее существенно то, что энергия импульса распространяется со скоростью U (если не считать областей с заметным затуханием [30, р. 98—100]). К тому же дисперсия объемных волн вытекает из большинства теорий, предложенных для учета поглощения волн, однако на практике она не наблюдается. В большинстве горных пород просто отмечают незначительные вариации скорости с частотой в сейсмическом диапазоне. Уорд и Хьюит [212] при скважинных исследованиях на тональных сигналах до глубины порядка 800 м получили одну и ту же скорость на 35 и на 55 Гц. Футтерман [58] показал, что в обычных ситуациях у сейсмических объемных волн можно ожидать малой дисперсии. Однако дисперсия значительна для поверхностных волн (см. § 2.2.10) и некоторых других явлений.

2.3.4. Отражение и преломление; закон Снеллиуса

Если волна встречает на своем пути резкое изменение упругих свойств (как, например, при падении на границу раздела двух пластов), часть энергии *отражается* и остается в той же среде, что и первоначальная энергия; остаток энергии *преломляется* в

другую среду, и на границе происходит резкое изменение направления распространения. Процессы отражения и преломления являются основополагающими для сейсморазведки, и мы их рассмотрим подробнее.

Известные законы отражения и преломления можно вывести, используя принцип Гюйгенса. Рассмотрим плоский волновой фронт AB , падающий на плоскую поверхность раздела, как изображено на рис. 2.19 (если волновой фронт искривлен, мы просто расположим точки A и B достаточно близко друг к другу,

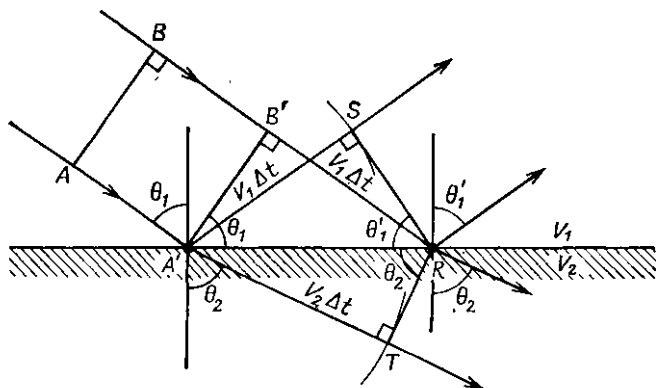


Рис. 2.19. Отражение и преломление плоской волны.

так чтобы при заданной степени точности участок AB можно было считать плоским; но см. также § 2.3.5). Когда фронт AB займет положение $A'B'$, точка A окажется на рассматриваемой поверхности; в этот момент энергия, находящаяся в точке B' , еще должна пройти расстояние $B'R$, прежде чем окажется на поверхности. Если $B'R = V_1\Delta t$, то Δt — интервал времени, проходящий между подходом энергии к A' и к R . По принципу Гюйгенса за время Δt энергия, достигшая A' , должна распространиться либо вверх на расстояние $V_1\Delta t$, либо вниз на расстояние $V_2\Delta t$. Проводя дуги с центром в A' и радиусами $V_1\Delta t$ и $V_2\Delta t$, а затем проводя касательные к этим дугам из R , мы найдем положение новых волновых фронтов RS и RT соответственно в верхней и нижней средах. Угол при точке S является прямым, и $A'S = V_1\Delta t = B'R$; следовательно, треугольники $A'B'R$ и $A'SR$ равны, а значит, угол падения θ_1 равен углу отражения θ_2' , что выражает закон отражения. Для преломленной волны прямой угол расположен при точке T , и мы имеем

$$V_2\Delta t = A'R \sin \theta_2$$

и

$$V_1\Delta t = A'R \sin \theta_1;$$

отсюда

$$\frac{\sin \theta_1}{V_1} = \frac{\sin \theta_2}{V_2} = p. \quad (2.103)$$

Угол θ_2 называется *углом преломления*, а (2.103) выражает *закон преломления*, известный также как *закон Снеллиуса*. Углы обычно измеряют между лучами и нормальными к поверхности, но в изотропных средах они совпадают с углами между поверхностью и волновыми фронтами.

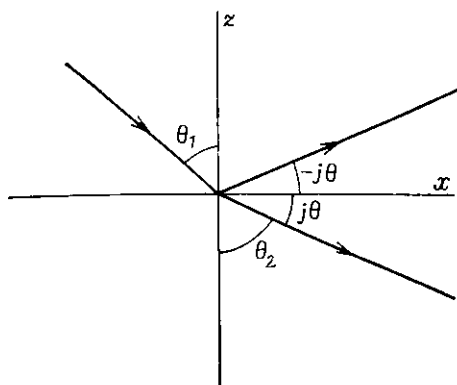


Рис. 2.20. Мнимые углы отражения и преломления.

Законы отражения и преломления можно объединить в одно общее утверждение: на некоторой границе раздела величина $p = (\sin \theta_i)/V_i$ имеет одно и то же значение для падающих, отраженных и преломленных волн. Эта обобщенная форма закона Снеллиуса станет яснее в дальнейшем при упоминании этого закона. Величина p называется *лучевым параметром*. В § 2.4.2 будет показано, что закон Снеллиуса остается справедливым и при преоб-

разовании типа волны из P в S (и наоборот) в процессе отражения или преломления.

Если среда состоит из ряда параллельных слоев, закон Снеллиуса требует, чтобы величина p имела одно и то же значение повсюду для всех отраженных и преломленных лучей, образовавшихся из данного падающего луча.

Выше мы рассмотрели случай плоской поверхности и, следовательно, зеркального отражения. Если поверхность содержит выпуклости высотой d , отраженные от них волны будут на $2d$ опережать волны, отразившиеся от остальной части поверхности. Этим эффектом можно пренебречь при $2d/\lambda < 1/4$ (критерий Рэлея), т. е. при $d < \lambda/8$. Большинство границ удовлетворяет этому критерию для обыкновенных сейсмических волн. При наклонном отражении критерии оказываются менее строгими и отражение можно рассматривать как зеркальное от относительно шероховатых поверхностей.

Когда $V_2 < V_1$, то $\theta_2 < \theta_1$. Однако если $V_2 > V_1$, то при $\theta_1 = \arcsin(V_1/V_2)$ величина θ_2 достигает 90° . При этом значении θ_1 преломленный луч распространяется вдоль границы раздела. Угол падения, при котором $\theta_2 = 90^\circ$, называется *критиче-*

ским углом Θ ; очевидно, что $\sin \Theta = V_1/V_2$. При углах падения, превышающих Θ , закон Снеллиуса не может выполняться (при использовании вещественных значений углов), так как $\sin \theta_2$ не может превышать единицу, и происходит *полное внутреннее отражение*. Однако это не означает, что все 100 % энергии отражаются, поскольку образуются обменные S -волны (см. § 2.4.1) и быстро затухающие по вертикали неоднородные волны (см. § 2.2.5).

Вспомнив метод, использованный при выводе (2.51) в § 2.2.5, запишем закон Снеллиуса для случая $\theta_1 > \Theta$ (рис. 2.20) в форме

$$\sin \theta_2 = (V_2/V_1) \sin \theta_1 = \sin (\pi/2 - j\theta) = \cos j\theta = \operatorname{ch} \theta = L, \\ n = \cos \theta_2 = \sin j\theta = j \operatorname{sh} \theta;$$

тогда (2.50) примет вид

$$\psi = A \exp \{ -(\omega z/V) \operatorname{sh} \theta \} \exp \{ j\omega [(x/V) \operatorname{ch} \theta - t] \}.$$

Если на рис. 2.20 принять для θ отрицательное значение, то единственным изменением будет изменение знака в показателе первой экспоненты в правой части. Таким образом, как и в случае (2.51), по обе стороны от границы раздела могут существовать неоднородные волны, амплитуды которых уменьшаются с удалением от этой поверхности. Скорость затухания волн пропорциональна $\operatorname{sh} \theta$, который имеет свое максимальное значение при скользком падении ($\theta_1 = \pi/2$). Введение мнимых значений углов для того, чтобы добиться выполнения закона Снеллиуса при углах больше критического, означает, что коэффициент отражения будет комплексным и будут иметь место фазовые сдвиги (см. задачу 2.23), являющиеся комплексными функциями угла падения.

Закон Снеллиуса помогает определять лучевые траектории и времена вступления, а также находить положение отражающего горизонта по наблюдаемым временам вступлений, но он не дает информации об амплитудах отраженных и проходящих волн. Этот вопрос рассмотрен в § 2.4.

2.3.5. Дифракция

а) Общие положения. Рассматривая отражение и преломление, мы говорили, что если граница искривлена, то мы просто выбираем достаточно малый ее участок, который можно считать плоским. Однако так упрощать задачу невозможно, например, в случаях, когда радиус кривизны границы меньше нескольких длин волн или отражающий горизонт оканчивается сбросом, выклиниванием, несогласием и т. д. В подобных случаях простые законы отражения и преломления уже не являются справедливыми, так как энергия не отражается и не преломляется,

а *дифрагирует*. В связи с тем, что длина сейсмических волн часто составляет 100 м и более, многие геологические структуры порождают дифрагированные волны.

б) *Основные формулы*. Математическая трактовка дифракции сложна, и поэтому мы дадим только краткий обзор упрощенного подхода по Трори [206]. Примем совмещенное положение источника и приемника (случай несовмещенного положения рассмотрен Трори в работе [207]), постоянную скорость и будем пренебрегать S -волнами; таким образом, имеет место (2.55) с $\chi = 0$. Начнем с волнового уравнения (2.23), в котором запишем ϕ вместо ψ , и, взяв от него преобразование Лапласа, получим

$$\nabla^2 \phi = \frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \leftrightarrow \nabla^2 \Phi = \left(\frac{s}{V} \right)^2 \Phi,$$

где $\Phi(x, y, z, s)$ — преобразование Лапласа функции $\phi(x, y, z, t)$ (см. § 10.4), а стрелка с двумя остриями указывает на эквивалентность в разных областях. Заметим, что, по нашему предположению, ϕ и $\partial \phi / \partial t$ равны нулю при $t = 0$ для всех значений x, y, z .

Решение этого уравнения для точечного источника в начале координат имеет вид

$$\Phi = \frac{c}{r} e^{-sr/V}, \quad (2.104)$$

где r — расстояние от источника до точки наблюдения, а V — скорость волны. (Его можно проверить путем прямой подстановки, замечая, что $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$, $\partial r / \partial x = x/r$ и т. д.) В общем случае c должно включать преобразование Лапласа от входного сигнала в источнике, но мы по существу приняли преобразование равным единице, т. е. на входе у нас единичный импульс — дельта-функция $\delta(t)$. Результаты для источников других типов можно получить, используя свертку во временной области (см. (10.179) и (10.180)).

В области, свободной от источников, потенциальная функция P -волн ϕ задается формулой (2.34) с $\Upsilon = 0$. Поэтому мы можем получить другое выражение для ϕ , если возьмем преобразование Лапласа от (2.34); в результате получим

$$4\pi\Phi = \iint_{\mathcal{S}} e^{-sr/V} \left(\frac{s}{rV} \Phi \frac{\partial r}{\partial \eta} - \Phi \frac{\partial (1/r)}{\partial \eta} + \frac{1}{r} \frac{\partial \Phi}{\partial \eta} \right) d\mathcal{S}. \quad (2.105)$$

Множитель $e^{-sr/V}$ возникает из-за того, что ϕ в подынтегральном выражении в (2.34) оценивается в момент $t = t_0 - r/V$, тогда как Φ представляет собой преобразование функции $\phi(x, y, z, t)$ (см. (10.166)).

в) Дифракционный эффект для части плоского отражателя. Вычислим теперь дифракционный эффект области \mathcal{P} , являющейся частью плоского отражателя $z = h$ (рис. 2.21, а), когда и источник, и приемник колебаний расположены в начале координат. Окружим начало координат полусферой бесконечного радиуса с центром $(0, 0, h)$, основанием которой является плоскость $z = h$. Чтобы можно было применить (2.105), заменим источник его мнимым изображением в $(0, 0, 2h)$, в результате чего полусфера окажется областью, свободной от источников. Будем пренебрегать поглощением и примем постоянный коэффициент отражения для всей области \mathcal{P} ; значит, в (2.104) $c = \text{const}$. Очевидно, что по всей полусфере $1/r = 0 = \Phi$; следовательно, вклад в интеграл со стороны полусферы равен нулю. Мы можем также положить $\Phi = 0$ для всех участков плоскости $z = h$, за исключением участка \mathcal{P} , эффект которого мы хотим оценить.

Подставим теперь (2.104) в (2.105), замечая, что r в (2.104) превращается в r_0 на рис. 2.21, а, так как источник теперь располагается в точке его мнимого изображения O' ; отсюда

$$\begin{aligned}\frac{\partial r}{\partial \eta} &= \frac{\partial r}{\partial z} = \frac{z}{r} = \frac{h}{r}; & \frac{\partial r_0}{\partial \eta} &= \frac{\partial r_0}{\partial z} = -\frac{h}{r_0}; & \frac{\partial (1/r)}{\partial \eta} &= -\frac{h}{r^3}; \\ \frac{\partial \Phi}{\partial \eta} &= \frac{\partial \Phi}{\partial r_0} \frac{\partial r_0}{\partial \eta} = -\frac{c}{r_0} e^{-sr_0/V} \left(\frac{1}{r_0} + \frac{s}{V} \right) \left(-\frac{h}{r_0} \right) = \\ &= \frac{ch}{r^2} e^{-sr/V} \left(\frac{1}{r} + \frac{s}{V} \right),\end{aligned}$$

где мы после дифференцирования положили $r_0 = r$. Результат имеет вид

$$2\pi\Phi = ch \iint_{\mathcal{P}} e^{-2sr/V} \left(\frac{1}{r^3} + \frac{s}{Vr^3} \right) d\mathcal{P}. \quad (2.106)$$

Этот поверхностный интеграл можно следующим образом преобразовать в контурный интеграл. Согласно рис. 2.21, б, элемент площади в полярных координатах равен $\rho d\rho d\theta$; поскольку $r^2 = \rho^2 + h^2$, $\rho d\rho = r dr$ и поэтому

$$2\pi\Phi = ch \iint_{\theta, r} e^{-2sr/V} \left(\frac{1}{r^3} + \frac{s}{Vr^2} \right) dr d\theta. \quad (2.107)$$

Если первый член проинтегрировать по частям относительно r , то получим

$$\int_{r_1}^{r_2} \frac{e^{-2sr/V}}{r^3} dr = \frac{e^{-2sr/V}}{-2r^2} \Big|_{r_1}^{r_2} - \int_{r_1}^{r_2} \frac{se^{-2sr/V}}{Vr^2} dr.$$

Подставляя этот результат в (2.107), будем иметь

$$4\pi\Phi = ch \oint_{\theta} \left(\frac{1}{r_1^2} e^{-2sr_1/V} - \frac{1}{r_2^2} e^{-2sr_2/V} \right) d\theta. \quad (2.108)$$

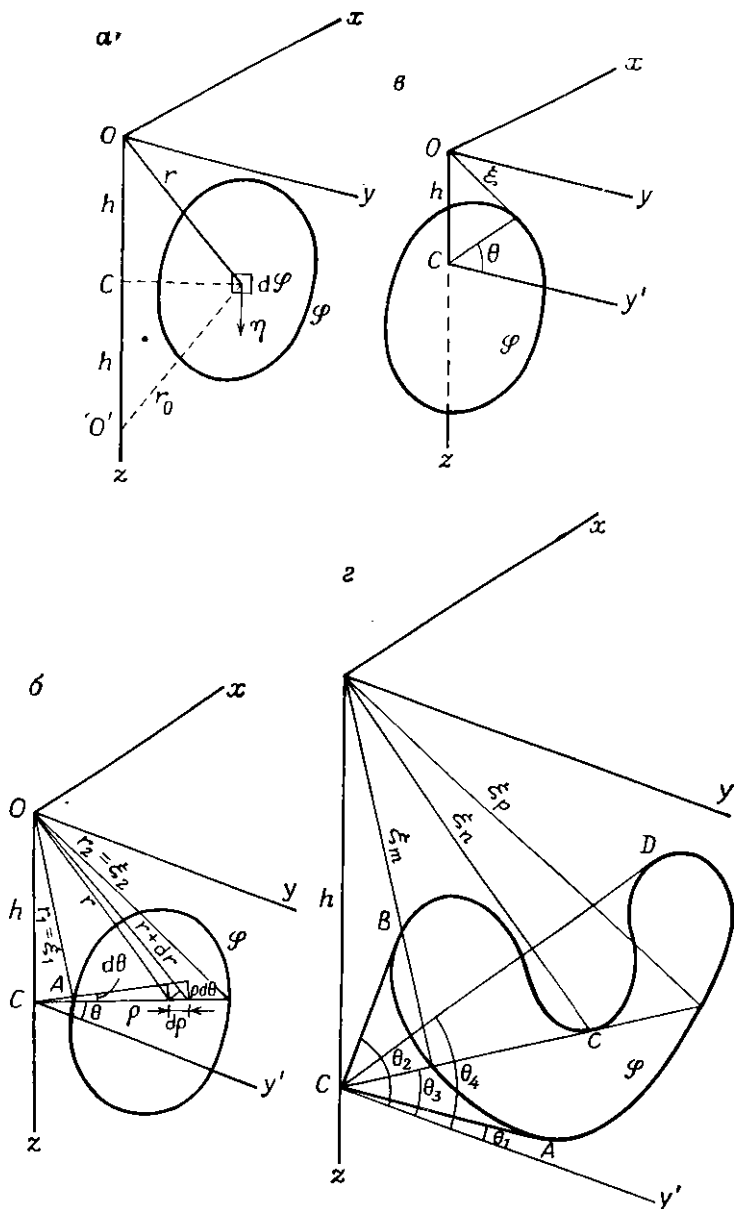


Рис. 2.21. Дифракционный эффект плоской площадки \mathcal{S} [206]. *a* — расчет с использованием поверхностного интеграла; *б* — расчет с использованием линейного интеграла, когда начало координат расположено не над рассматриваемой площадкой; *в* — расчет для случая, когда начало координат находится над площадкой; *г* — оценивание линейного интеграла, когда ξ — многозначная функция.

Если ось z не пересекает область \mathcal{S} , мы можем для точек на границе принять $r = \xi$ и в результате получим

$$\Phi = -\frac{ch}{4\pi} \oint \frac{1}{\xi^2} e^{-2s\xi/V} d\theta, \quad (2.109)$$

где A обходит границу области \mathcal{S} в направлении против часовой стрелки.

Если ось z сечет \mathcal{S} (рис. 2.21, θ), то в (2.108) $r_1 = h = \text{const}$, так что

$$\Phi = \frac{c}{2h} e^{-2sh/V} - \frac{ch}{4\pi} \oint \frac{1}{\xi^2} e^{-2s\xi/V} d\theta, \quad (2.110)$$

где A также обходит границу в направлении против часовой стрелки. Если \mathcal{S} включает всю плоскость xy , т. е. мы имеем непрерывный плоский отражающий горизонт, $\xi = \infty$ и интеграл обращается в нуль. Таким образом, первый член в (2.110) соответствует простому отражению от этой плоскости, а интеграл описывает дифрагированную волну. Сравнение (2.109) и (2.110) показывает, что дифрагированная волна в обоих случаях определяется одним и тем же выражением.

Важно отметить, что члены, описывающие как отражение, так и дифракцию в (2.109) и (2.110), выводятся из интеграла в (2.106), где интегрирование ведется по всей поверхности. Когда мы пользуемся лучами и считаем, что отражение и дифракция возникают в точке или вдоль некоторой линии, мы сильно упрощаем реальные явления. В действительности и отраженные, и дифрагированные волны создаются суммарным действием энергии, возвращающейся от всех частей поверхности. С этой точки зрения отражение представляет собой просто частный случай дифракции; эта точка зрения имеет интересные практические приложения (см. § 8.3.2).

г) *Решение для дифракции во временной области.* Завершим наш анализ дифрагированных волн получением решений (2.109) и (2.110) во временной области. В результате обратного преобразования члена, описывающего отражение в правой части (2.110), получится импульс $(c/2h)\delta(t - 2h/V)$, а именно повторение входной функции источника с учетом задержки, равной $2h/V$, т. е. двойному времени пробега от источника до плоской поверхности, с амплитудой, спадающей обратно пропорционально расстоянию. Таким образом, отраженная волна имеет ту же самую форму импульса, что и сигнал источника. Дифракционные члены можно найти следующим путем. Запишем двойное время пробега от точки возбуждения до переменной точки на границе области. Уравнение (2.109) теперь примет вид

$$\Phi = \frac{ch}{\pi V^2} \oint \frac{e^{-st}}{t^2} d\theta = \frac{ch}{\pi V^2} \oint \frac{e^{-st}}{t^2} \frac{d\theta}{dt} dt. \quad (2.111)$$

Нужно обратить особое внимание на пределы интегрирования, так как ξ и, следовательно, t в общем являются многозначными функциями от θ ; например, когда $\theta = \theta_3$ на рис. 2.21, ξ может принимать любое из значений ξ_m , ξ_n или ξ_p . Во избежание затруднений при расчете интеграла точку интегрирования перемещают от A до B (θ от θ_1 до θ_2), затем от B до C , от C до D и, наконец, от D до A , и вдоль каждого отрезка пути используются подходящие значения ξ (и t). На заданном участке пути, скажем, между $t = t_1$ и $t = t_2$ ($t_2 > t_1$), имеем

$$\left. \begin{aligned} \Phi &= \frac{ch}{\pi V^2} \int_{t_1}^{t_2} \frac{e^{-st}}{t^2} \left(\frac{d\theta}{dt} \right) dt = \int_0^{+\infty} \phi(t) e^{-st} dt, \\ \text{где } \phi(t) &\leftrightarrow \Phi(s), \\ \phi(t) &= 0, & t < t_1, \\ &= \frac{ch}{\pi V^2 t^2} \frac{d\theta}{dt}, & t_1 < t < t_2, \\ &= 0, & t > t_2. \end{aligned} \right\} \quad (2.112)$$

Производная $d\theta/dt$ является конечной, за исключением случая, когда $\xi = \text{const}$, например когда \mathcal{P} ограничено дугой окружности с центром в начале координат; в этом случае $dt = 0$. В данном частном случае (2.111) сводится к виду

$$\Phi = \frac{ch}{\pi V^2 t_0^2} e^{-st_0} (\theta_i - \theta_j),$$

где θ_i и θ_j фиксируют конечные точки дуги окружности, а t_0 — двойное время пробега до этой дуги. Обратное преобразование есть

$$\phi = \frac{ch}{\pi V^2 t_0^2} (\theta_i - \theta_j) \delta(t - t_0).$$

Чтобы получить решение во временной области для дифрагированной волны, когда $d\theta/dt$ является конечной величиной, мы можем разделить границу области \mathcal{P} так, чтобы двойное время пробега t между P и границей было однозначной функцией θ в каждой части, вычислить ϕ для каждой части из (2.112), а затем, суммируя различные решения ϕ , получить ϕ для дифрагированной волны.

б) Дифракция от полуплоскости. В качестве простой иллюстрации метода рассчитаем дифракционный эффект, рассмотрев важный случай горизонтальной полуплоскости, расположенной на глубине h , когда край ее параллелен оси x и находится на расстоянии y_0 от нее. Как изображено на рис. 2.22, краем полуплоскости служит BD , где в действительности B и D нахо-

дятся в бесконечности, так что, по мере того как точка интегрирования A обходит контур интегрирования по часовой стрелке, θ возрастает от $-\pi/2$ до $+\pi/2$. Результат (см. задачу 2.20) имеет вид

$$\phi = \frac{2(ch/\pi V^2)(1/t^2)(t_y t)}{(t^2 + t_y^2 - t_r^2)(t^2 - t_r^2)^{1/2}} = \frac{(4chy_0/\pi V^4 t)}{(t^2 + t_y^2 - t_r^2)(t^2 - t_y^2)^{1/2}}, \quad t > t_r, \\ \phi = 0, \quad t < t_r, \quad (2.113)$$

где $t = 2\xi/V$, $t_r = 2r/V$, $t_y = 2y_0/V$.

Полученное выше значение $\phi(t)$ определяет дифрагированную волну, зарегистрированную в точке $P(0, 0, 0)$ и образовавшуюся в результате воздействия единичного импульса $\delta(t)$, приложенного к той же точке. Если на входе будет не $\delta(t)$, а $g(t)$, то в Φ будет входить множитель $G(s)$ и решение примет вид $\phi^*(t)$ (см. (10.74)).

Уравнение (2.113) определяет дифракционный эффект независимо от того, находится ли точка P вне плоскости, как на рис. 2.22, или над плоскостью; поскольку при переходе P через край y_0 меняет знак, дифрагированная волна изменяет фазу на 180° , когда P переходит через край плоскости. Далее, обозначим через D значение ϕ для дифрагированной волны, наблюдаемой в тот момент, когда P находится на бесконечно малом расстоянии от края слева от него. Тогда суммарная величина, наблюдаемая, когда P располагается на таком же расстоянии справа от края плоскости, будет равна $R - D$, где R — значение члена, описывающего отражение в (2.110). Поскольку функция $\phi(t)$ непрерывна,

$$R - D = D, \quad \text{или} \quad D = R/2. \quad (2.114)$$

Таким образом, максимальная амплитуда дифрагированной волны от полуплоскости равна половине амплитуды отраженной волны (наблюдаемой в отдалении от края). Рис. 2.23 иллюстрирует ожидаемый эффект от полуплоскости согласно (2.113). С приближением к краю отражающего объекта амплитуда дифрагированной волны возрастает, в то время как разность $R - D$

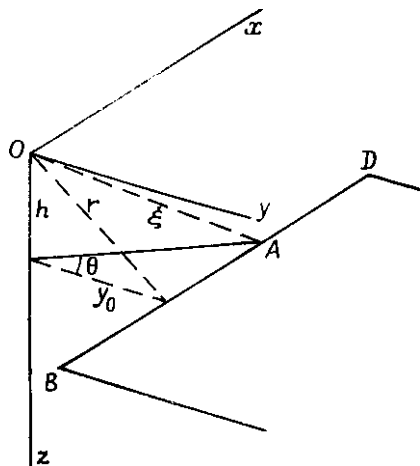


Рис. 2.22. Расчет дифракции от полуплоскости.

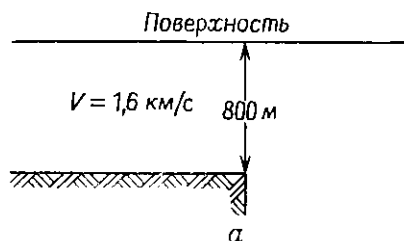
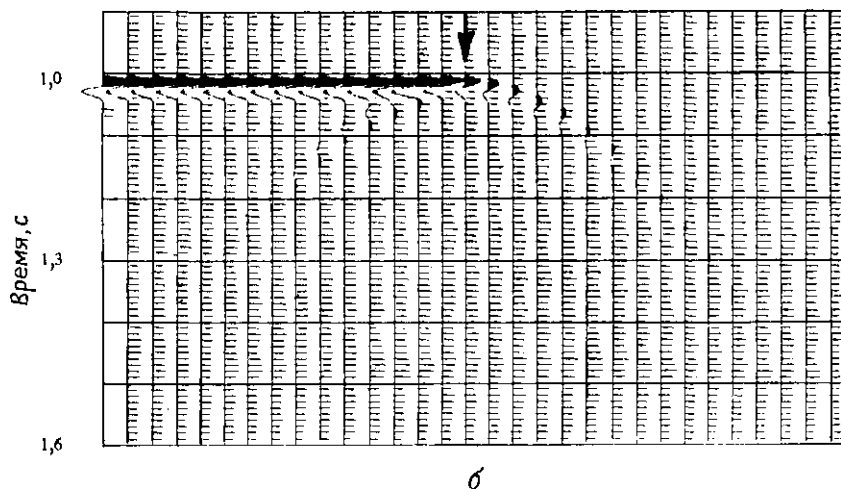


Рис. 2.23. Сейсмический эффект от полуплоскости [206]. *а* — модель; *б* — рассчитанный сейсмический разрез при совмещенных источниках и сейсмоприемниках. Острые стрелки указывают расположение края полуплоскости.



уменьшается по величине до тех пор, пока на краю не будет достигнуто значение $D = R/2$, и сумма составит тогда $R/2$. Из рис. 2.23 видно, что за краем полуплоскости происходит обращение фазы дифрагированной волны (*обратная ветвь* годографа дифрагированной волны) относительно волны, наблюдаемой перед краем (*прямая ветвь*).

е) *Использование принципа Гюйгенса для построения фронтов дифрагированных волн.* Поверхностный интеграл в (2.106) показывает, что дифракционный эффект в точке представляет собой сумму эффектов, создаваемых всей дифрагирующей поверхностью. Это позволяет использовать принцип Гюйгенса для построения фронтов дифрагированных волн, но применительно к точкам, находящимся на расстояниях более нескольких длин волн от источника дифракции. Такое построение приведено на рис. 2.24 для отражающего пласта, осложненного сбросом. Пусть плоский волновой фронт AB приближается по нормали к пласту CO , осложненному сбросом. Положение фронта при достижении им поверхности пласта в момент $t = t_0$ будет COD . В момент

$t = t_0 + \Delta t$ часть фронта, расположенная правее точки O , перемещается в положение GH , а часть фронта левее O отражается и достигает положения EF . Мы могли бы построить волновые фронты EF и GH , выбрав большое число центров на линиях CO и OD и проведя дуги длиной $V\Delta t$; тогда EF и GH определялись бы огибающими этих дуг. Однако, чтобы определить огибающую, на участке EF у нас не хватает центров справа от O , а на

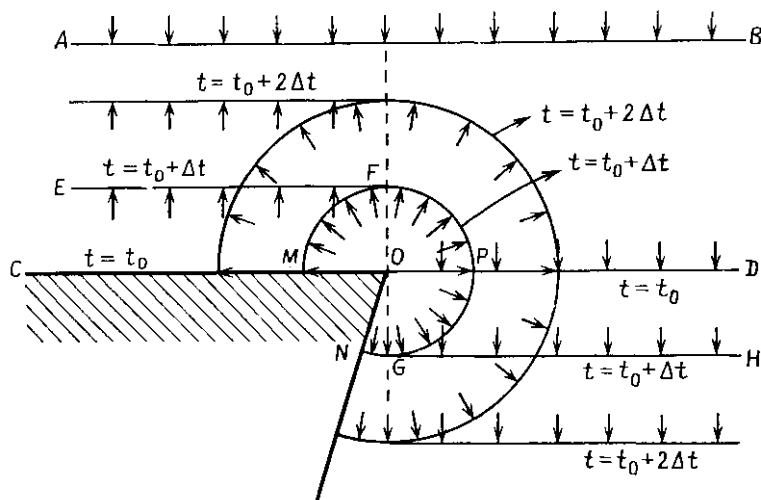


Рис. 2.24. Фронты волн, испытавших дифракцию от пласти, нарушенного сбросом.

участке GH не оказалось бы центров слева от O . Таким образом, O отмечает точку, в которой происходит переход между центрами, порождающими восходящий волновой фронт EF , и центрами, порождающими нисходящий волновой фронт GH . Дуга FPG с центром O является фронтом дифрагированной волны, возникающей в точке O и соединяющей два фронта EF и GH . Фронт дифрагированной волны распространяется также в область геометрической тени GN и в область FM .

Характеристики дифрагированных волн, возникающих в разных ситуациях, рассмотрены еще в § 4.2.1.

2.4. Перераспределение энергии на границе

2.4.1. Общие положения

Описанные в § 2.2.8 граничные условия приводят к весьма сложным соотношениям для процессов отражения и преломления

волн на границе раздела. Природа соприкасающихся сред определяет значения плотностей и упругих постоянных, а значит, и скоростей. Как будет показано ниже, из скоростей определяются углы отражения и преломления. Из неизвестных величин остаются только амплитуды образующихся волн, которые должны удовлетворять граничным условиям. Когда обе среды твердые, из граничных условий следуют четыре уравнения; следовательно, мы должны иметь четыре неизвестных. P - (или S -) волна при

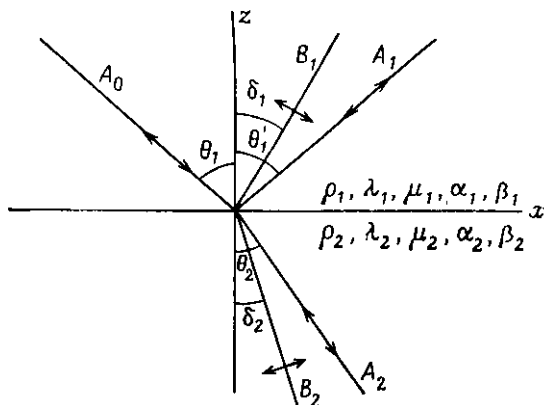


Рис. 2.25. Волны, возбуждаемые на границе раздела падающей P -волной.

падении на границу раздела двух твердых сред в общем порождает отраженные и преломленные как P -, так и S -волны. Таким образом, для падающей P -волны, как показано на рис. 2.25, мы имеем отраженную и преломленную P -волны с углами отражения и преломления соответственно θ_1 и θ_2 и отраженную и преломленную S -волны с углами δ_1 и δ_2 . Волны, тип которых изменяется на границе раздела (в рассмотренном примере образуются отраженные и преломленные S -волны), называются *обменными волнами*.

Отметим, что S -волны имеют две степени свободы и смещения, которые перпендикулярны плоскости, содержащей падающую волну и нормаль к границе, не влекут за собой преобразования типа волны из P в S и наоборот. Если граница горизонтальна, это эквивалентно утверждению, что падающая P -волна может возбуждать отраженные и преломленные P - и SV -волны, но не SH -волны, падающая SV -волна может возбуждать P - и SV -волны, а падающая SH -волна порождает только отраженные и преломленные SH -волны.

2.4.2. Уравнения Кнотта

Выведем уравнения Кнотта, исходя из следующих потенциалов смещения:

$$\begin{aligned} \text{в среде 1: } \phi_1 &= A_0 \exp(j\omega \xi_0) + A_1 \exp(j\omega \xi_1), \\ \chi_1 &= B_1 \exp(j\omega \xi'_1), \\ \text{в среде 2: } \phi_2 &= A_2 \exp(j\omega \xi_2), \\ \chi_2 &= B_2 \exp(j\omega \xi'_2), \end{aligned} \quad (2.115)$$

$$\begin{aligned} \text{где } \xi_0 &= (x \sin \theta_1 - z \cos \theta_1)/\alpha_1, \\ \xi_1 &= (x \sin \theta_1 + z \cos \theta_1)/\alpha_1, \\ \xi'_1 &= (x \sin \delta_1 + z \cos \delta_1)/\beta_1, \\ \xi_2 &= (x \sin \theta_2 - z \cos \theta_2)/\alpha_2, \\ \xi'_2 &= (x \sin \delta_2 - z \cos \delta_2)/\beta_2 \end{aligned} \quad (2.116)$$

(заметим, что в (2.50) $l_\phi = \sin \theta_i$, $l_\chi = \sin \delta_i$, $m = 0$, $n_\phi = \pm \cos \theta_i$, $n_\chi = \pm \cos \delta_i$, $i = 1, 2$). Следует отметить, что в выражениях для ϕ_i, χ_i отсутствует временной множитель $\exp(-j\omega t)$; мы его намеренно опустили, так как он всегда сокращается в граничных условиях. Мы должны только помнить, что дифференцирование по времени эквивалентно умножению на $-j\omega$.

Подстановка потенциалов в граничные условия влечет за собой однократное или двукратное дифференцирование по x и, возможно, z , а затем подстановку $z = 0$ (см. задачу 2.11). Каждый член в обеих частях уравнений будет тогда содержать один из множителей $\exp\{(j\omega x \sin \theta_i)/\alpha_i\}$ или $\exp\{(j\omega x \sin \delta_i)/\beta_i\}$, умноженный на различные константы. Поскольку эти уравнения должны выполняться для всех значений x , мы должны иметь

$$\frac{\sin \theta_1}{\alpha_1} = \frac{\sin \theta'_1}{\alpha_1} = \frac{\sin \theta_2}{\alpha_2} = \frac{\sin \delta_1}{\beta_1} = \frac{\sin \delta_2}{\beta_2} = p, \quad (2.117)$$

т. е. константу. Эта обобщенная форма закона Снеллиуса позволяет нам упростить выражения для потенциальных функций с помощью записи

$$\begin{aligned} \xi_0 &= p(x - z \operatorname{ctg} \theta_1), & \xi_1 &= p(x + z \operatorname{ctg} \theta_1), \\ \xi_2 &= p(x - z \operatorname{ctg} \theta_2), & \xi'_1 &= p(x + z \operatorname{ctg} \delta_1), \\ \xi'_2 &= p(x - z \operatorname{ctg} \delta_2). \end{aligned}$$

Множитель $j\omega p$ в окончательном результате сократится. Поэтому мы можем упростить расчеты, принимая, что дифференцирование по x эквивалентно умножению на единицу, а по z — на $\pm \operatorname{ctg} \theta_i$ или $\pm \operatorname{ctg} \delta_i$.

Первое граничное условие требует непрерывности нормальных смещений на границе раздела, т. е. $w|_1 = w|_2$ на границе $z = 0$:

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial z} - \frac{\partial \chi}{\partial x}\right)_1 = \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} - \frac{\partial \chi}{\partial x}\right)_2 \quad \text{при } z = 0,$$

откуда

$$(-A_0 + A_1) \operatorname{ctg} \theta_1 - B_1 = -A_2 \operatorname{ctg} \theta_2 - B_2.$$

Следующим условием является равенство сдвиговых смещений, т. е. $u|_1 = u|_2$ на $z = 0$:

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \chi}{\partial z}\right)_1 = \left(\frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \chi}{\partial z}\right)_2 \quad \text{при } z = 0,$$

или

$$(A_0 + A_1) + B_1 \operatorname{ctg} \delta_1 = A_2 - B_2 \operatorname{ctg} \delta_2.$$

Непрерывность нормальных напряжений требует, чтобы $\sigma_{zz}|_1 = \sigma_{zz}|_2$ на $z = 0$, и, следовательно,

$$\lambda \nabla^2 \phi + 2\mu \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \chi}{\partial x \partial z} \right)$$

непрерывно. Таким образом,

$$\begin{aligned} \lambda_1 (A_0 + A_1) (1 + \operatorname{ctg}^2 \theta_1) + 2\mu_1 \{ (A_0 + A_1) \operatorname{ctg}^2 \theta_1 - B_1 \operatorname{ctg} \delta_1 \} = \\ = \lambda_2 A_2 (1 + \operatorname{ctg}^2 \theta_2) + 2\mu_2 (A_2 \operatorname{ctg}^2 \theta_2 + B_2 \operatorname{ctg} \delta_2). \end{aligned}$$

Если использовать (2.52), (2.53) и (2.117), то отсюда получим

$$\begin{aligned} \mu_1 (\operatorname{ctg}^2 \delta_1 - 1) (A_0 + A_1) - 2\mu_1 B_1 \operatorname{ctg} \delta_1 = \\ = \mu_2 (\operatorname{ctg}^2 \delta_2 - 1) A_2 + 2\mu_2 B_2 \operatorname{ctg} \delta_2. \end{aligned}$$

Непрерывность тангенциальных напряжений означает, что

$$\sigma_{xz}|_1 = \sigma_{xz}|_2 \quad \text{при } z = 0, \text{ т. е.}$$

$$\mu \left(2 \frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 \chi}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \chi}{\partial x^2} \right)$$

непрерывно; следовательно,

$$\begin{aligned} \mu_1 \{ 2(-A_0 + A_1) \operatorname{ctg} \theta_1 + B_1 (\operatorname{ctg}^2 \delta_1 - 1) \} = \\ = \mu_2 \{ -2A_2 \operatorname{ctg} \theta_2 + B_2 (\operatorname{ctg}^2 \delta_2 - 1) \}. \end{aligned}$$

Если произвести замену $a_i = \operatorname{ctg} \theta_i$, $b_i = \operatorname{ctg} \delta_i$, $c_i = b_i^2 - 1$, то записанные выше уравнения примут вид

$$-a_1 A_0 + a_1 A_1 - B_1 = -a_2 A_2 - B_2, \quad (2.118)$$

$$A_0 + A_1 + b_1 B_1 = A_2 - b_2 B_2, \quad (2.119)$$

$$\mu_1 c_1 A_0 + \mu_1 c_1 A_1 - 2\mu_1 b_1 B_1 = \mu_2 c_2 A_2 + 2\mu_2 b_2 B_2, \quad (2.120)$$

$$-2\mu_1 a_1 A_0 + 2\mu_1 a_1 A_1 + \mu_1 c_1 B_1 = -2\mu_2 a_2 A_2 + \mu_2 c_2 B_2. \quad (2.121)$$

Эти уравнения, полученные Кноттом [90], определяют амплитуды отраженных и преломленных волн, образовавшихся при па-

дении P -волны на плоскую границу, разделяющую две твердые среды. Аналогичные уравнения можно вывести для падающей S -волны и для сред других типов, например контактирующих твердой и жидкой сред [52].

2.4.3. Распределение энергии

Уравнения Кнотта обладают одним очень интересным свойством. Если перемножить соответствующие части первого и третьего уравнений, а также соответствующие части второго и четвертого уравнений, а затем сложить эти произведения, то в результате получим

$$(\rho_1 \operatorname{ctg} \theta_1) A_1^2 + (\rho_1 \operatorname{ctg} \delta_1) B_1^2 + (\rho_2 \operatorname{ctg} \theta_2) A_2^2 + (\rho_2 \operatorname{ctg} \delta_2) B_2^2 = \\ = (\rho_1 \operatorname{ctg} \theta_1) A_3^2. \quad (2.122)$$

Поскольку первое и третье уравнения относятся к нормальным смещениям и напряжениям с двух сторон от границы раздела, а второе и четвертое — к тангенциальным смещениям и напряжениям, их произведения имеют размерность энергии на единицу площади. Из этого мы делаем правильное предположение, что (2.122) выражает распределение энергии между различными отраженными и преломленными волнами. Для подтверждения повторим вывод (2.89) через потенциальную функцию ϕ (χ здесь не участвует, так как относится к S -волнам). При падении P -волны для кинетической энергии на единицу объема E_K имеем

$$\frac{\partial E_K}{\partial \mathcal{V}} = \frac{1}{2} \rho_1 \left\{ \left(\frac{\partial u}{\partial t} \right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial t} \right)^2 \right\} = \frac{1}{2} \rho_1 \left\{ \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial t} \right)^2 + \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial z \partial t} \right)^2 \right\}.$$

Используя (2.115) и (2.116) и замечая, что мы должны взять $\partial/\partial x = j\omega\rho$, $\partial/\partial z = -(j\omega \cos \theta_1)/\alpha_1$, $\partial/\partial t = -j\omega$, получаем при $z = 0$

$$\frac{\partial E_K}{\partial \mathcal{V}} = \frac{1}{2} \rho_1 \left\{ (+\omega^2 \rho A_0)^2 + \left(\frac{+\omega^2 (\cos \theta_1) A_0}{\alpha_1} \right)^2 \right\} \exp \{ j\omega [(x \sin \theta_1)/\alpha_1 - t] \}.$$

Беря максимум действительной части, находим выражение для плотности энергии E , т. е.

$$E = \frac{1}{2} \rho_1 \omega^4 (A_0/\alpha_1)^2. \quad (2.123)$$

Сравнение с (2.89) показывает, что

$$A_0 = (\alpha_1/\omega) \mathcal{A}_0, \quad (2.124)$$

где \mathcal{A}_0 — амплитуда смещения в направлении распространения волны.

Энергия, полученная единичной площадкой границы в единицу времени от падающей P -волны, будет равна энергии, заключенной в цилиндре длиной α_1 единичного поперечного сечения (измеренного параллельно границе) и наклоненного на угол θ_1 относительно нормали к поверхности, т. е.

$$\text{объем цилиндра} \times E = (\alpha_1 \cos \theta_1) (\rho_1 \omega^4 A_1^2 / 2a_1^2) = \frac{1}{2} \rho_1 \omega^4 A_0^2 \operatorname{ctg} \theta_1.$$

Поскольку аналогичные выражения должны существовать для энергии, переносимой другими волнами, мы видим, что для получения распределения энергии между различными волнами нам нужно лишь умножить каждый член в (2.122) на $\rho \omega^4 / 2$.

2.4.4. Уравнения Цёппритца

Если взять (2.124) в более общей форме, т. е. $A_0 = (\alpha_1 / \omega) \mathcal{A}_0$, $A_i = (\alpha_i / \omega) \mathcal{A}_i$, $B_i = (\beta_i / \omega) \mathcal{B}_i$, $i = 1, 2$, то амплитуды потенциала смещения в уравнениях Кнотта можно заменить амплитудами смещения \mathcal{A}_0 , \mathcal{A}_i , \mathcal{B}_i . (Точно так же, как в случае с A_0 , A_1 и т. д., амплитуды смещения не дают непосредственно амплитуды величин u и w ; вместо этого \mathcal{A} является амплитудой смещения в направлении распространения волны, а \mathcal{B} — амплитудой смещения по нормали к направлению распространения.) Заменяя A_0 , A_1 и т. д. в уравнениях Кнотта на \mathcal{A}_0 , \mathcal{A}_1 и т. д., мы приходим к следующим уравнениям, называемым *уравнениями Цёппритца* [226] (см. также задачу 2.22):

$$\mathcal{A}_1 \cos \theta_1 - \mathcal{B}_1 \sin \delta_1 + \mathcal{A}_2 \cos \theta_2 + \mathcal{B}_2 \sin \delta_2 = \mathcal{A}_0 \cos \theta_1, \quad (2.125)$$

$$\mathcal{A}_1 \sin \theta_1 + \mathcal{B}_1 \cos \delta_1 - \mathcal{A}_2 \sin \theta_2 + \mathcal{B}_2 \cos \delta_2 = -\mathcal{A}_0 \sin \theta_1, \quad (2.126)$$

$$\begin{aligned} \mathcal{A}_1 Z_1 \cos 2\delta_1 - \mathcal{B}_1 W_1 \sin 2\delta_1 - \mathcal{A}_2 Z_2 \cos 2\delta_2 - \\ - \mathcal{B}_2 W_2 \sin 2\delta_2 = -\mathcal{A}_0 Z_1 \cos 2\delta_1, \end{aligned} \quad (2.127)$$

$$\begin{aligned} \mathcal{A}_1 (\beta_1 / \alpha_1) W_1 \sin 2\theta_1 + \mathcal{B}_1 W_1 \cos 2\delta_1 + \\ + \mathcal{A}_2 (\beta_2 / \alpha_2) W_2 \sin 2\theta_2 - \mathcal{B}_2 W_2 \cos 2\delta_2 = \\ = \mathcal{A}_0 (\beta_1 / \alpha_1) W_1 \sin 2\theta_1, \end{aligned} \quad (2.128)$$

где

$$Z_i = \rho_i \alpha_i, \quad W_i = \rho_i \beta_i, \quad i = 1, 2.$$

Произведения плотности на скорость (Z_i и W_i) известны под названием *акустических жесткостей*. Чтобы можно было применить эти уравнения на границе раздела, мы должны знать плотности и скорости в каждой из сред; следовательно, Z_1 , Z_2 , W_1 и W_2 известны. Для заданных \mathcal{A}_0 и θ_1 мы можем из (2.117) вычислить θ_2 , δ_1 и δ_2 , а из (2.125)—(2.128)—четыре амплитуды \mathcal{A}_1 , \mathcal{A}_2 , \mathcal{B}_1 и \mathcal{B}_2 .

2.4.5. Распределение энергии при нормальном падении

При нормальном падении волн уравнения Цёппритца приобретают очень простой вид. Поскольку соответствующие кривые зависимости коэффициентов от угла при малых углах падения (примерно до 20°) меняются медленно, результаты, полученные для нормального падения, имеют широкую область применимости. Для P -волны при нормальном падении отсутствуют тангенциальные напряжения и смещения; следовательно, $\mathcal{B}_1 = \mathcal{B}_2 = 0$ и (2.125)–(2.128) сводятся к соотношениям

$$\begin{aligned}\mathcal{A}_1 + \mathcal{A}_2 &= \mathcal{A}_0, \\ Z_1 \mathcal{A}_1 - Z_2 \mathcal{A}_2 &= -Z_1 \mathcal{A}_0.\end{aligned}$$

Решением этих уравнений является

$$R = \frac{\mathcal{A}_1}{\mathcal{A}_0} = \frac{\alpha_2 \rho_2 - \alpha_1 \rho_1}{\alpha_2 \rho_2 + \alpha_1 \rho_1} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \approx \frac{\Delta Z}{2Z} \approx \frac{1}{2} \Delta(\ln Z), \quad (2.129)$$

$$T = \frac{\mathcal{A}_2}{\mathcal{A}_0} = \frac{2\alpha_1 \rho_1}{\alpha_2 \rho_2 + \alpha_1 \rho_1} = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1}, \quad (2.130)$$

Формулы (2.129) и (2.130) определяют коэффициент отражения R (называемый также отражательной способностью) и коэффициент прохождения T . Соотношение (2.129) показывает, что последовательность амплитуд отраженных волн определяет приращение логарифма акустических жесткостей. Этот вывод используется в производстве работ при сейсмическом каротаже (§ 9.4.5). Доли энергии, отраженной и проходящей, обозначаются E_R и E_T (иногда их тоже называют коэффициентами отражения и прохождения) и определяются формулами

$$E_R = \frac{\alpha_1 \rho_1 \omega^2 \mathcal{A}_1^2}{\alpha_1 \rho_1 \omega^2 \mathcal{A}_0^2} = \left(\frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \right)^2 = R^2, \quad (2.131)$$

$$E_T = \frac{\alpha_2 \rho_2 \omega^2 \mathcal{A}_2^2}{\alpha_1 \rho_1 \omega^2 \mathcal{A}_0^2} = \frac{4Z_1 Z_2}{(Z_2 + Z_1)^2} = \frac{Z_2}{Z_1} T^2. \quad (2.132)$$

Очевидно, что $E_R + E_T = 1$. Заметим, что (2.131) и (2.132) не изменятся, если Z_1 и Z_2 поменять местами; следовательно, распределение энергии не зависит от того, в какой среде находится падающая волна. Если $Z_2/Z_1 = 1$, $R = E_R = 0$ и вся энергия переходит через границу; при этом вовсе не требуется, чтобы $\rho_1 = \rho_2$ и $\alpha_1 = \alpha_2$. Когда отношение акустических жесткостей стремится к нулю или бесконечности, $T \rightarrow 0$ и $R \rightarrow 1$; таким образом, чем больше отношение акустических жесткостей отличается от единицы, тем больше энергии отражается.

В табл. 2.3 показано, как изменяется отраженная энергия при таких значениях отношения акустических жесткостей, которых можно ожидать внутри Земли. Поскольку для большинства встречающихся в недрах границ раздела различия как плотности, так и скорости малы, на каждой границе отражается лишь малая доля энергии; это иллюстрируют первые четыре строки таблицы. Границе «песчаник — известняк» приписано самое большое различие физических свойств, которое можно встретить в Земле, тогда как цифры, приведенные для «приповерхностной границы» и «глубокой границы», гораздо более типичны для большинства границ реальной Земли. Следовательно, на любой границе, как правило, отражается значительно меньше чем 1 % энергии. К основным исключениям относятся дно и поверхность океана и подошва зоны малых скоростей (см. § 2.2.6). От этих границ отражается гораздо больше энергии, и поэтому они играют особенно важную роль в создании многократных отражений (§ 4.2.2) и других явлений, с которыми мы встретимся в дальнейшем.

Таблица 2.3. Доля энергии, отражающейся на границе двух сред

Граница	Первая среда		Вторая среда		Z_1/Z_2	R	E_R
	Скорость	Плотность	Скорость	Плотность			
Песчаник на известняке	2,0	2,4	3,0	2,4	0,67	0,2	0,040
Известняк на песчанике	3,0	2,4	2,0	2,4	1,5	-0,2	0,000
Приповерхностная граница	2,1	2,4	2,3	2,4	0,93	0,045	0,0021
Глубокая граница	4,3	2,4	4,5	2,4	0,97	0,022	0,0005
«Мягкое» дно океана	1,5	1,0	1,5	2,0	0,50	0,33	0,11
«Жесткое» дно океана	1,5	1,0	3,0	2,5	0,20	0,67	0,44
Поверхность океана	1,5	1,0	0,36	0,0012	3800	-0,9994	0,9988
Подошва ЗМС	0,5	1,5	2,0	2,0	0,19	0,68	0,47
Глина над водоносным песком	2,4	2,3	2,5	2,3	0,96	0,02	0,0004
Глина над газоносным песком	2,4	2,3	2,2	1,8	1,39	-0,16	0,027
Газоносный песок над водоносным	2,2	1,8	2,5	2,3	0,69	0,18	0,034

Все скорости — в км/с, плотности — в г/см³, знак минус указывает на обращение фазы на 180°.

Следует сказать о том, что, хотя доли энергии E_R и E_T не зависят от того, с какой стороны от границы падает волна, этого нельзя сказать об амплитуде отраженных волн \mathcal{A}_1 , так как перестановка Z_1 и Z_2 в (2.129) изменяет знак отношения

$\mathcal{A}_1/\mathcal{A}_0$. Отрицательное значение \mathcal{A}_1 означает, что отраженная волна сдвинута по фазе на 180° относительно падающей; таким образом, при падении волны $\mathcal{A}_0 \cos \omega t$ отраженная волна будет иметь вид $\mathcal{A}_1 \cos(\omega t + \pi)$. В табл. 2.3 обращение фазы происходит в ситуациях, когда Z_1 превышает Z_2 .

2.4.6. Распределение энергии при наклонном падении

Обращаясь теперь к общему случаю, в котором угол падения волны не обязательно равен нулю, проиллюстрируем решения уравнений Цёппритца графиками, где изображено распределение энергии в функции угла падения при некоторых значениях параметров. Чтобы продемонстрировать изменения в распределении энергии в зависимости от угла падения, требуется множество кривых, поскольку могут меняться многие параметры: тип падающей волны — P , SH или SV , отношение скоростей P -волн, отношение плотностей и скоростей S -волн в каждой среде (или их эквивалент — коэффициент Пуассона для каждой среды). На рис. 2.26 приведены несколько случаев, являющихся характерными примерами огромного разнообразия возможных результатов.

Рис. 2.26, *а* иллюстрирует распределение энергии в зависимости от угла падения, когда P -волна падает на границу раздела со стороны высокоскоростной среды при отношении скоростей P -волн $\alpha_2/\alpha_1 = 0,5$, отношении плотностей $\rho_2/\rho_1 = 0,8$, $\sigma_1 = 0,30$, $\sigma_2 = 0,25$. При малых углах падения вся энергия распределяется между отраженными и проходящими P -волнами (соответственно E_{RP} и E_{TP}), а S -волны практически отсутствуют. С увеличением угла падения часть энергии переходит в отраженные и проходящие S -волны (соответственно E_{RS} и E_{TS}), в основном за счет отраженной P -волны. Заметим, что при промежуточных значениях угла падения отраженная S -волна переносит больше энергии, чем отраженная P -волна. Такие *обменные волны* (волны, образующиеся из-за перехода на границе раздела P -волн в S -волны или наоборот) иногда регистрируются на длинных дистанциях, где о них свидетельствуют прямолинейная форма осей синфазности и исчезновение осей при попытке проследить их на более коротких расстояниях (см. рис. 4.8, *б*). С приближением к скользящему падению энергия отраженных P -волн возрастает до тех пор, пока при скользящем падении вся энергия не будет заключена в отраженных P -волнах.

Противоположная ситуация изображена на рис. 2.26, *б*, где $\alpha_2/\alpha_1 = 2,0$, $\rho_2/\rho_1 = 0,5$, $\sigma_1 = 0,30$, $\sigma_2 = 0,25$. Поскольку $Z_1 = Z_2$, коэффициент отражения P -волн при малых углах падения практически равен нулю. При увеличении угла падения возрастает энергия S -волн. С приближением к критическому углу падения

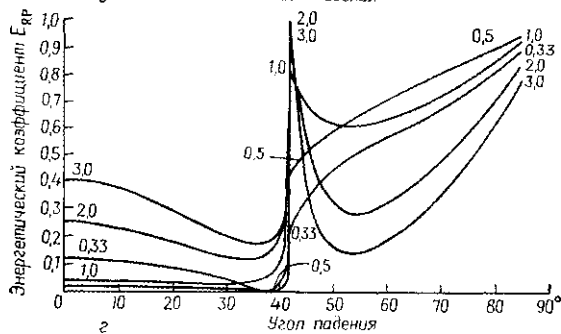
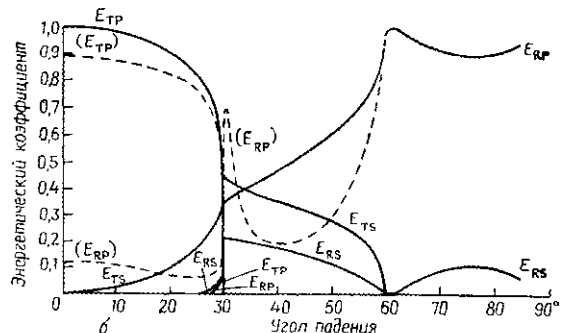
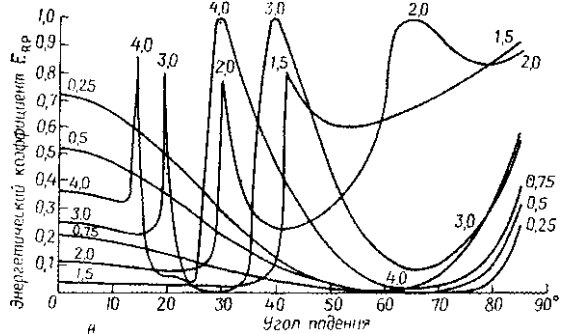
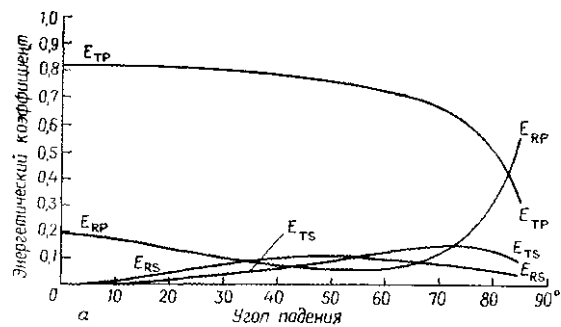


Рис. 2.26. Распределение энергии между проходящими и отраженными волнами как функция угла падения волны для случая падающей P -волны. E_{TP} — доля энергии, заключенной в проходящей P -волне, E_{RP} — доля энергии в отраженной P -волне, E_{TS} — в проходящей S -волне, E_{RS} — в отраженной S -волне. [205]. a — случай, когда в среде, где лежит падающая волна, скорость больше: $\alpha_2/\alpha_1 = 0,5$, $\rho_2/\rho_1 = 0,8$, $\sigma_1 = 0,3$, $\sigma_2 = 0,25$; b — случай, когда в среде, где лежит падающая волна, скорость меньше: $\alpha_2/\alpha_1 = 2,0$, $\rho_2/\rho_1 = 0,5$, $\sigma_1 = 0,3$, $\sigma_2 = 0,25$, для пунктирных кривых $\rho_2/\rho_1 = 1,0$; $в$ — доля энергии, отраженной в виде P -волны, при различных значениях отношения скоростей P -волн и $\rho_2/\rho_1 = 1,0$, $\sigma_1 = \sigma_2 = 0,25$; $г$ — доля энергии, отраженной в виде P -волны, при различных значениях отношений плотностей и $\alpha_2/\alpha_1 = 1,5$, $\sigma_1 = \sigma_2 = 0,25$.

для P -волн энергия проходящих P -волн быстро падает до нуля, и при больших углах падения проходящие P -волны не существуют. Наряду с этим по достижении критического угла для P -волн интенсивность отраженных как P -, так и S -волн сильно увеличивается; такое нарастание интенсивности отражений за критическим углом падения рассматривается как свидетельство появления *закритических отражений*. Иногда это явление помогает картировать отражающие горизонты по сигналам, записанным на больших удалениях, там, где их не удается проследить на малых удалениях [119]. При достижении критического угла падения для S -волн исчезают проходящие S -волны.

В случае если плотности сред не отличаются друг от друга, а все остальные параметры, указанные для рис. 2.26, б, имеют те же значения, должна существовать отраженная P -волна при малых углах падения (как показано пунктирной кривой), относительная энергия которой будет незначительно уменьшаться с увеличением угла падения.

На рис. 2.26, в приведена ситуация для коэффициента отражения P -волн при различных значениях отношения скоростей P -волн, когда $\rho_1 = \rho_2$ и $\sigma_1 = \sigma_2 = 0,25$. Отраженная энергия равна нулю при отношении скоростей, равном единице (акустические жесткости не отличаются друг от друга), и увеличивается, когда это отношение становится как больше, так и меньше единицы. При $\alpha_2/\alpha_1 > 1$ возникают два пика на критических углах для P - и S -волн соответственно. Рис. 2.26, г относится к энергии отраженной P -волны при различных отношениях плотностей сред, $\alpha_2/\alpha_1 = 1,5$ и $\sigma_1 = \sigma_2 = 0,25$.

В работе [92] приведено 100 таблиц коэффициентов отражения и прохождения продольных и поперечных волн и фазовых сдвигов при углах больше критического (см. § 2.3.4) в случае падения продольных волн.

2.4.7. Головные волны

В сейсмических исследованиях преломленными волнами используются волны, которые испытали преломление при критическом угле падения; их часто называют *головными волнами*. На рис. 2.27, а изображена P -волна, падающая на преломляющий горизонт под критическим углом Θ . После преломления эта волна распространяется вдоль границы раздела сред по нижней среде. Это создаст колебательное движение, распространяющееся параллельно границе, но непосредственно под ней (как показано стрелкой с двумя острями). Поскольку движение двух сред относительно друг друга невозможно, верхняя среда вынуждена колебаться синфазно с нижней. В верхней среде возмущение распространяется вдоль границы раздела с той же скоростью

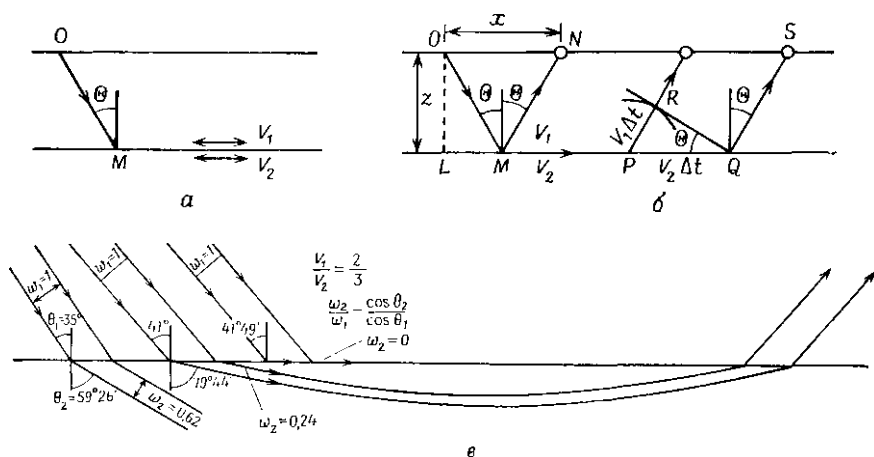


Рис. 2.27. Головные волны. *а* — движение на границе раздела; *б* — волна, появляющаяся при критическом угле падения и приходящая от преломляющего горизонта; *в* — изменения ширины пучка в процессе преломления и влияние градиента скорости в нижней среде (α_2 увеличивается вглубь).

V_2 , что и преломленная волна непосредственно под границей. Предположим, что эти возмущения, изображаемые стрелками, достигают точки P на рис. 2.27, *б* в момент времени t . Тогда в соответствии с принципом Гюйгенса точка P становится центром, от которого волна распространяется в верхнюю среду. По истечении последующего интервала времени Δt эта волна распространится на расстояние радиуса $V_1 \Delta t$, тогда как волна, скользящая вдоль преломляющей границы, достигнет точки Q , причем PQ равно $V_2 \Delta t$. Проводя касательную из Q к дуге радиуса $V_1 \Delta t$, мы получим волновой фронт RQ . Следовательно, прохождение преломленной волны вдоль границы в нижней среде возбуждает плоскую волну, распространяющуюся в верхней среде под углом θ , где

$$\sin \theta = \frac{V_1 \Delta t}{V_2 \Delta t} = \frac{V_1}{V_2}.$$

Таким образом, мы видим, что $\theta = \Theta$, и, значит, два наклонных участка пути расположены симметрично относительно нормали к преломляющей границе.

Головные волны называют также *коническими*, так как в среде с постоянным значением скорости их фронт имеет форму конуса, ось которого является перпендикуляром, опущенным из источника на границу раздела, т. е. эта коническая поверх-

ность образуется линией SQ при вращении рис. 2.27, б вокруг OL .

Кнотт и Цёппритц исследовали распределение энергии на границе раздела в предположении плоской падающей волны. Им не удалось предсказать образование головных волн, так как коэффициент прохождения T_p при критическом угле обращается в нуль. Отсюда можно было бы ожидать, что головные волны

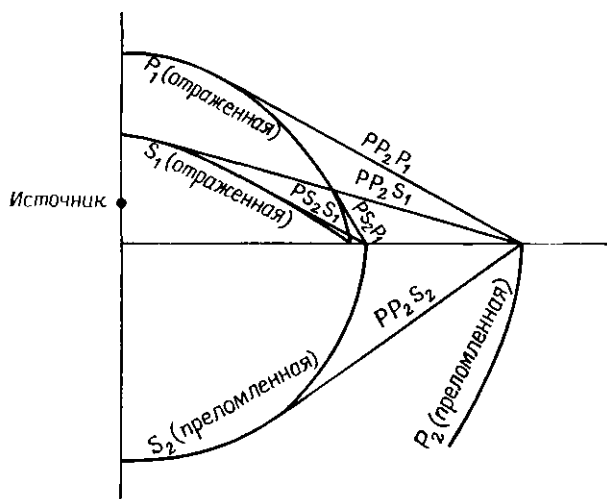


Рис. 2.28. Пять головных волн (PP_2P_1 , PP_2S_1 , PS_2P_1 , PS_2S_1 , PP_2S_2), образующихся при падении P -волны в случае, когда $\alpha_1 < \beta_2$ [35].

не переносят энергии. Тем не менее головные волны все же существуют и часто бывают весьма интенсивными. Таким образом, мы сталкиваемся с парадоксом теории, которая предсказывает правильную геометрию, но устанавливает нулевую интенсивность. Можно показать, что T_p обращается в нуль при критическом угле падения не потому, что уменьшается до нуля амплитуда преломленной волны, а из-за стремления к нулю ширины пучка преломленных волн при стремлении угла преломления к 90° (см. рис. 2.27, в). Непосредственно перед критическим углом падения энергия проходящей волны значительна, и даже небольшое нарастание скорости в нижней среде приведет к отклонению лучей обратно к границе раздела; их энергия послужит, таким образом, поддержанию энергии головной волны (рис. 2.27, в). Но и при отсутствии градиента скорости дифракция приведет к тому, что волновой фронт протянется вверх на небольшое

расстояние, разделяющее геометрическое окончание фронта преломленной волны и границу раздела. Аналогичные доводы применимы к преломленным под критическим углом S -волнам.

Решение этого парадокса нашли Джеффрис [81] и Каньяр [35], решившие задачу о падении сферической волны на плоскую границу раздела. Однако математический аппарат этого решения сложен (обзор метода дан в работах [47, 55, 67], упрощенные решения приведены в [25, 26]). Решение Каньяра предсказывает образование четырех восходящих головных волн на границе раздела двух твердых сред, где $\alpha_1 < \beta_2$, и одной проходящей головной волны (рис. 2.28).

2.4.8. Распространение нормальных мод

При некоторых обстоятельствах волновая энергия может захватываться каким-либо слоем, который в этом случае называется *волноводом*. Эта ситуация может создаваться граничными условиями двух типов: а) различие акустических жесткостей настолько велико, что коэффициент отражения близок к единице; б) внутри волновода волны падают на границу под углом, превышающим критический, в результате чего происходит полное внутреннее отражение и энергия не просачивается через границу (за исключением неоднородных волн, которыми можно пренебречь). Широко распространенными примерами являются водный слой в океане и залегающий на некоторой глубине горизонтальный угольный пласт (§ 5.3.9г). Распространение волн в волноводе называют *распространением нормальных мод*, и оно аналогично рсверберации в органных трубах — при этом водный слой соответствует открытой органной трубе, а угольный пласт — закрытой органной трубе. Нормальные моды эквивалентны основному тону и его гармоникам колебаний в органной трубе. Возникновение волн Лява и SV -волн в водном слое можно объяснить с помощью распространения нормальных мод [67, р. 81—85].

На рис. 2.29, а изображены различные волны, отражающиеся вверх-вниз под разными углами в пределах волновода. При большинстве углов различные волны интерферируют с ослаблением, но при некоторых углах они усиливаются в результате интерференции и вследствие этого происходит значительное увеличение энергии, отраженной под этими углами. На рис. 2.29, б волновой фронт AC был отражен вверх на нижней границе волновода под углом $\theta > \Theta$, где Θ — критический угол. Параллельный ему волновой фронт, занимавший то же самое положение AC раньше, затем отразился от верхней и нижней границ, следуя таким лучам, как $EFGH$ и $BDAI$, и теперь совпадает с более поздним фронтом в положении AC . Поскольку $EF + FG +$

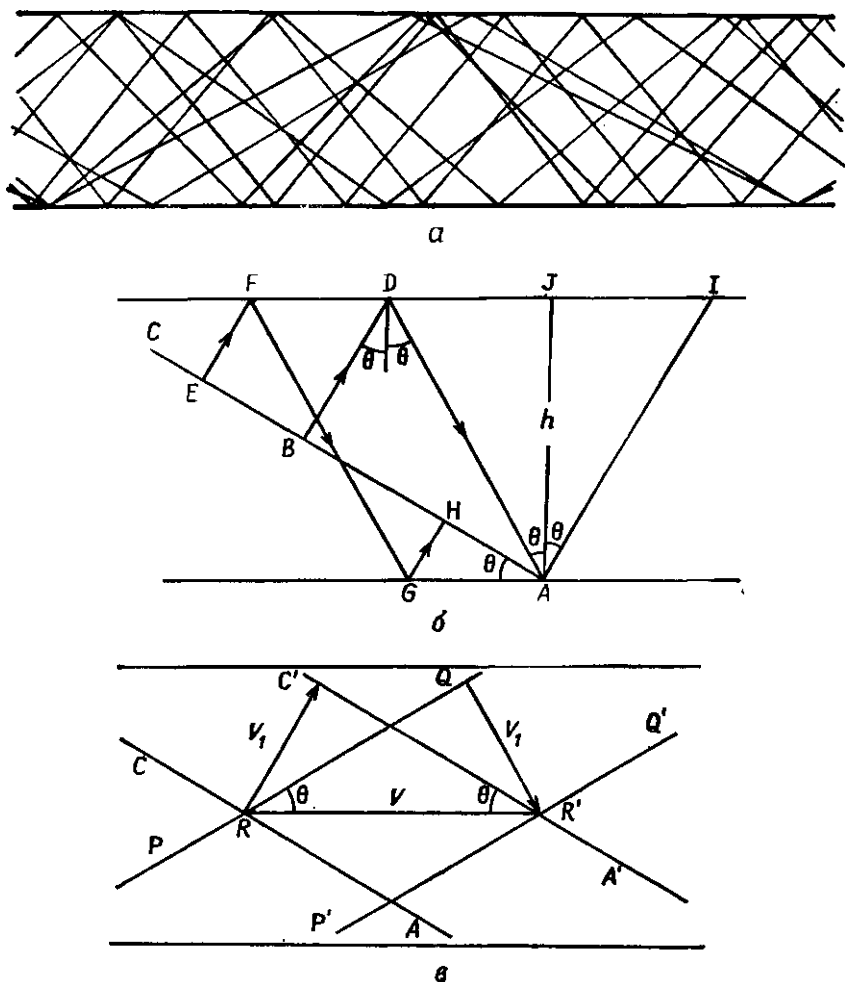


Рис. 2.29. Явление волноводного распространения. *a* — множество волн, переотражающихся вверх-вниз в слое, характеризующемся скоростью V_1 , благодаря почти идеальной отражательной способности его границ; *б* — построение для демонстрации условий усиления волн; *в* — соотношение между фазовой и групповой скоростями.

$+GH = BD + DA$, разность фаз между этими двумя волнами оказывается равной $\kappa(BD + DA) + m\pi + \epsilon$, где $m = 0$ или 1 , $m\pi$ — сумма всех фазовых сдвигов при отражениях от обеих границ, а ϵ — фазовый сдвиг, происходящий при $\theta > \Theta$ [136, р. 200—201). Для водного слоя $m = 1$, а для угольного пласта $m = 0$.

При усилении волн в результате интерференции мы должны иметь

$$\kappa_n(BD + DA) + m\pi + \epsilon = 2n\pi.$$

Поскольку

$$DA + BD = h/\cos \theta + (h/\cos \theta) \cos 2\theta = 2h \cos \theta,$$

мы имеем

$$2\kappa_n h \cos \theta = (4\pi h \nu_n / V_1) \cos \theta = (2n - m)\pi - \epsilon,$$

или

$$\nu_n = \{(2n - m) - (\epsilon/\pi)\} V_1 / (4h \cos \theta). \quad (2.133)$$

На время пренебрегая ϵ , мы получим, что интерференция с усилением происходит тогда, когда

$$\nu_n = (2n - m) V_1 / (4h \cos \theta). \quad (2.134)$$

Для водного слоя, где $m = 1$, отсюда получается

$$\begin{aligned} \nu_1 &= V_1 / 4h \cos \theta, \\ \nu_2 &= 3V_1 / 4h \cos \theta = 3\nu_1 \\ &\dots \\ \nu_n &= (2n - 1) \nu_1, \end{aligned} \quad (2.135)$$

что соответствует открытой органной трубе (если не считать множитель $\cos \theta$). Для угольного пласта, где $m = 0$,

$$\begin{aligned} \nu_1 &= V_1 / 2h \cos \theta, \\ \nu_2 &= 2V_1 / 2h \cos \theta = 2\nu_1, \\ &\dots \\ \nu_n &= n\nu_1, \end{aligned} \quad (2.136)$$

что аналогично закрытой органной трубе. Таким образом, при условии, что возбужденная источником исходная волна содержит подходящие частоты, распространение нормальных мод представлено сериями волн с частотами ν_1 и ее четными и нечетными гармониками, распространяющихся вдоль волновода за счет отражений под углами θ , которые удовлетворяют соотношениям (2.135) или (2.136).

Наряду с восходящими волнами, фронты которых перемещаются параллельно AC , имеется симметричная группа волн, распространяющихся вниз параллельно PQ на рис. 2.29, в; интерференция между этими двумя группами волн создает в направлении, перпендикулярном оси волновода, систему стоячих волн. В результате волновое движение распространяется параллельно границам волновода. Скорость V_1 является фазовой скоростью, направленной по нормали к волновым фронтам, но есть еще и другая фазовая скорость V , ориентированная в на-

правлении эффективного распространения волн. Как показано на рис. 2.29, в, волновые фронты AC и PQ пересекаются в точке R , где будет происходить локальное нарастание энергии. Этот максимум плотности энергии распространяется в направлении RR' . Если AC и $A'C'$, а также PQ и $P'Q'$ — положения фронтов на расстоянии единицы времени друг от друга, то фаза из R переместится в R' за единицу времени, так что $V = RR'$, т. е.

$$V = V_1 / \sin \theta. \quad (2.137)$$

Поскольку θ , как следует из (2.134)—(2.136), есть функция частоты, V также зависит от частоты, т. е. волны испытывают дисперсию.

Минимальным значением θ является Θ ; следовательно, существует минимальная граничная частота ν_0 , где (для случая водного слоя)

$$\nu_0 = V_1 / 4h \cos \Theta, \quad (2.138)$$

а соответствующая фазовая скорость V равна $V = V_1 / \sin \Theta = V_2$. Когда θ возрастает, ν возрастает, но V уменьшается. В пределе $\theta \rightarrow \pi/2$ (скользящий угол) $\nu \rightarrow \infty$ и $V \rightarrow V_1$.

Если мы не будем пренебрегать ϵ , то формулы будут более сложными, но результаты в принципе останутся теми же. Оффисер [136] показал, что при $\theta > \Theta$

$$\begin{aligned} \operatorname{tg}(\epsilon/2) &= (\rho_1/\rho_2) \{ \operatorname{tg}^2 \theta - (V_1/V_2 \cos \theta)^2 \}^{1/2}, \\ &= 0, \quad \theta = \Theta, \\ &= \pi, \quad \theta = \pi/2. \end{aligned} \quad (2.139)$$

Типичные кривые зависимости V от ν для водного слоя показаны на рис. 2.30, а при $n = 1, 2$.

Групповая скорость U определяется формулой (2.102), т. е.

$$U = V + \omega \frac{dV}{d\omega} = V + \nu \frac{dV}{d\nu}.$$

Для случая водного слоя из рис. 2.30, а следует, что член $\nu(dV/d\nu)$ никогда не бывает положительным, а значит, $U \leq V$. Кроме того, хотя $\nu(dV/d\nu)$ вначале возрастает по величине при увеличении ν от значения ν_0 , в конце концов этот член стремится к нулю, когда $\nu \rightarrow \infty$ (так как производная быстрее приближается к нулю, чем ν к бесконечности). В результате действия всех этих факторов U имеет значение V_2 при граничной частоте ν_0 , затем оно уменьшается до минимума U_m при некоторой частоте ν_m , после чего асимптотически возрастает, стремясь к значению V_1 при $\nu = \infty$.

На рис. 2.30, б приведен волновой пакет для случая распространения нормальных мод в водном слое. Первое вступление

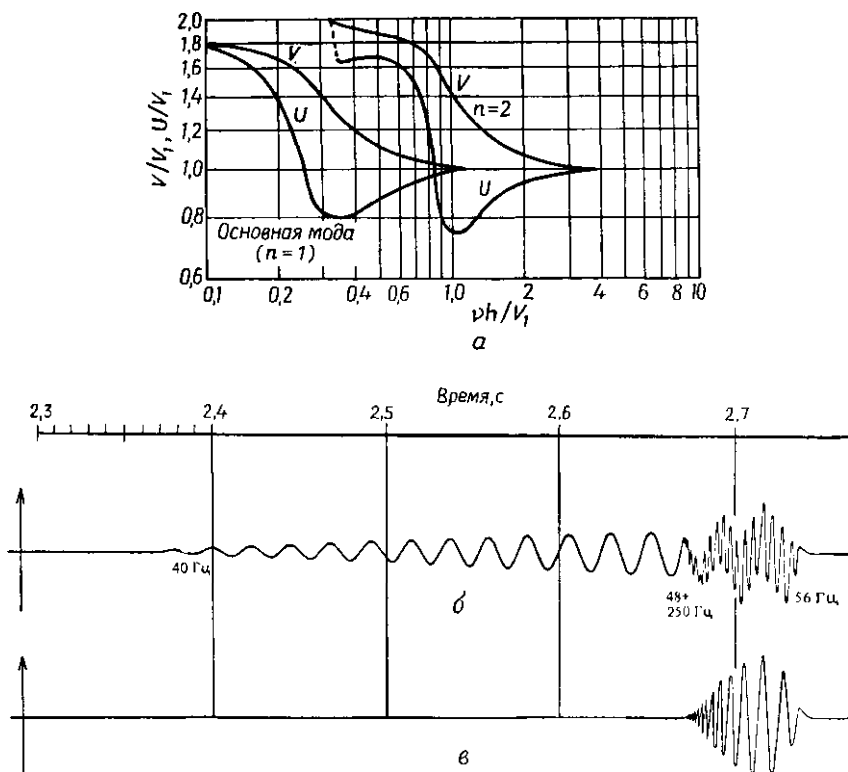


Рис. 2.30. Распространение нормальных мод. а — зависимости фазовой и групповой скоростей от нормированной частоты в случае жидкого слоя, залегающего на упругом субстрате, когда $\alpha_2/\alpha_1 = 2\sqrt{3}$, $\sigma_1 = 0.5$, $\sigma_2 = 0.25$, $\rho_2/\rho_1 = 2.5$ [55]; б — волновой пакет для первой моды колебаний, возбужденных источником на расстоянии 4 км; в — высокочастотная часть пакета б, называемая *водной волной*; ее первое вступление используется в работах МПВ для определения дистанции (см. задачу 3.14) [40].

представлено волной с частотой ν_0 , которая распространялась с максимальной групповой скоростью V_2 . За ней следуют волны с увеличивающейся ν и уменьшающейся U , до тех пор пока U не достигнет значения V_1 ; в этот момент на первую волну накладывается весьма высокочастотная волна, также распространявшаяся со скоростью V_1 . После этого частоты и групповые скорости данных двух волн стремятся соответственно к ν_m и U_m . Энергия, распространяющаяся со скоростью U_m , и часто бывающее резким окончание волнового пакета нормальных мод называются *фазой Эйри*.

Задачи

2.1. Куб из упругого изотропного вещества подвергается воздействию нормального напряжения σ_{xx} . Из соотношения (2.6) следует, что при вычислении относительной деформации используется модуль сдвига. Объясните, при чем тут сдвиг.

2.2. а) Подставляя в (2.6) $\sigma_{xx} > 0$, $\sigma_{yy} = \sigma_{zz} = 0$, покажите, что $\epsilon_{yy} = \epsilon_{zz}$, и подтвердите правильность (2.12). б) Складывая три уравнения из (а) для σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{zz} , выведите (2.11). в) Подставляя в (2.6) $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz} = -P$, получите (2.13).

2.3. Начиная с последнего ряда табл. 2.4, который выражает (2.11)—(2.13), выведите соотношения между упругими постоянными, приведенные в таблице. Каждое выражение связывает константу в головке таблицы с двумя константами в левом конце ряда.

Таблица 2.4. Соотношения между упругими постоянными

	E	σ	k	μ	λ
(E, σ)			$\frac{E}{3(1-2\sigma)}$	$\frac{E}{2(1+\sigma)}$	$\frac{E\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}$
(E, k)		$\frac{3k-E}{6k}$		$\frac{3kE}{9k-E}$	$3k\left(\frac{3k-E}{9k-E}\right)$
(E, μ)		$\frac{E-2\mu}{2\mu}$	$\frac{\mu E}{3(3\mu-E)}$		$\mu\left(\frac{E-2\mu}{3\mu-E}\right)$
(σ, k)	$3k(1-2\sigma)$			$\frac{3k}{2}\left(\frac{1-2\sigma}{1+\sigma}\right)$	$3k\left(\frac{\sigma}{1+\sigma}\right)$
(σ, μ)	$2\mu(1+\sigma)$		$\frac{2\mu(1+\sigma)}{3(1-2\sigma)}$		$\mu\left(\frac{2\sigma}{1-2\sigma}\right)$
(σ, λ)	$\mu\frac{(1+\sigma)(1-2\sigma)}{\sigma}$		$\lambda\left(\frac{1+\sigma}{3\sigma}\right)$	$\lambda\left(\frac{1-2\sigma}{2\sigma}\right)$	
(k, μ)	$\frac{9k\mu}{3k+\mu}$	$\frac{3k-2\mu}{2(3k+\mu)}$			$k-2\mu/3$
(k, λ)	$9k\left(\frac{k-\lambda}{3k-\lambda}\right)$	$\frac{\lambda}{3k-\lambda}$		$\frac{3}{2}(k-\lambda)$	
(μ, λ)	$\mu\left(\frac{3\lambda+2\mu}{\lambda+\mu}\right)$	$\frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)}$	$\lambda + \frac{2}{3}\mu$		

2.4. а) Срабатывание пневматического источника (§ 5.5.36) в воде создает на небольшом расстоянии от него импульс с давлением в пике 5 атм ($5 \cdot 10^5 \text{ Па}$). Если коэффициент сжимаемости воды равен $4,5 \cdot 10^{-10} \text{ Па}^{-1}$, каков пик плотности энергии?

б) Если такая же волна возбуждается в горной породе с $\lambda = \mu = 3 \cdot 10^{10}$ Па, каким будет пик плотности энергии? Пусть возбуждается симметричная P -волна с $\epsilon_{xx} = \epsilon_{yy} = \epsilon_{zz}$, $\epsilon_{ij} = 0$ при $i \neq j$.

2.5. Чтобы проиллюстрировать взаимосвязь упругих постоянных и их величину, закончите табл. 2.5. Отметим, что эти значения относятся к конкретным образцам: значения в целом для горных пород меняются в широких пределах, особенно если изменяются пористость и давление.

Таблица 2.5. Примеры значений упругих постоянных

	Вода	Вязкий ил	Песчаник	Известняк	Гранит
Модуль Юнга E , 10^9 Па			16	54	50
Объемный модуль k , 10^9 Па	2,1				
Модуль сдвига μ , 10^9 Па					
Постоянная Ламе λ , 10^9 Па					
Коэффициент Пуассона σ	0,5	0,43	0,34	0,25	0,20
Плотность ρ , г/см ³	1,0	1,5	1,9	2,5	2,7
Скорость P -волн α , км/с	1,5	1,6			
Скорость S -волн β , км/с					

2.6. а) Докажите, что ψ в (2.38) и (2.39) являются решениями уравнения (2.37). [Указание: пусть $\xi = x - Vt$; покажите, что тогда

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} = \frac{df}{d\xi} \frac{\partial \xi}{\partial x} = \frac{df}{d\xi} = f' \text{ и т. д.}]$$

б) Докажите, что ψ в (2.40) представляет собой решение уравнения (2.23). в) Используя ту же методику, что и в пп. (а) и (б), покажите, что ψ в (2.44) удовлетворяет уравнению (2.42). Сюда входят волны, направленные как к источнику, так и от источника.

2.7. а) Покажите, что волновое уравнение (2.23) можно записать в цилиндрических координатах ($x = r \cos \theta$, $y = r \sin \theta$, $z = z$; см. рис. 2.31, а) следующим образом:

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \psi}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \theta^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = \frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2}.$$

б) Используя в (2.23) следующее преобразование координат (рис. 2.31, б):

$$x = r \sin \theta \cos \varphi,$$

$$y = r \sin \theta \sin \varphi,$$

$$z = r \cos \theta,$$

докажите, что (2.41) является волновым уравнением. (О более легком решении см. задачу 10.6.)

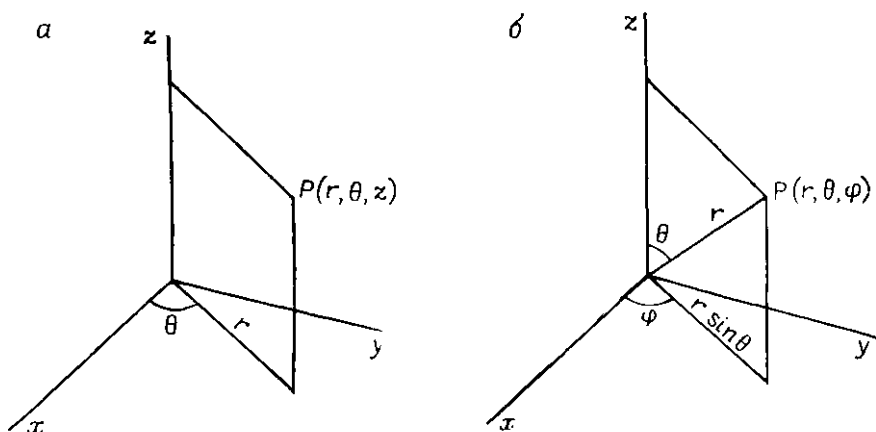


Рис. 2.31. Системы координат: а — цилиндрическая; б — сферическая.

2.8. При решении практических задач важно знать абсолютные величины T , v , λ , κ . Вычислите их для ситуаций, приведенных в табл. 2.6.

Таблица 2.6. Абсолютные значения параметров T , λ , κ

Среда	α , км/с	При $\nu=15$ Гц			При $\nu=60$ Гц		
		T , с	λ , м	κ , м ⁻¹	T , с	λ , м	κ , м ⁻¹
ЗМС (минимум)	0,1						
ЗМС (в среднем)	0,5						
Вода	1,5						
Слабо уплотненные пески и уплотненные глины на глубине 0,75 км	2,0						
Третичные обломочные породы на глубине 3,00 км	3,3						
Пористый известняк	4,3						
Плотный известняк	5,5						
Соль	4,6						
Ангидрит	6,1						

2.9. Покажите, что ϕ и χ в (2.56) удовлетворяют соответственно (2.21) и (2.26). [Указание: вычислите $\nabla \cdot \xi$ и $\nabla \times \xi$.]

2.10. Дайте физическое обоснование следующих граничных условий для различных комбинаций контактирующих сред: а) твердое тело — жидкость: нормальные напряжения и смещения непрерывны, тангенциальные напряжения в твердой среде на границе раздела обращаются в нуль; б) твердое тело — вакуум: нормальные и тангенциальные напряжения в твердой среде исчезают на границе раздела; в) жидкость — жидкость: нормальные напряжения и смещения непрерывны; г) жидкость — вакуум: нормальные напряжения в жидкости обращаются в нуль на границе.

2.11. Используя (2.1), (2.2), (2.5)—(2.7) и (2.57), покажите, что граничные условия в плоскости xy , разделяющей два твердых полупространства, требуют в случае волны, распространяющейся параллельно плоскости xz , непрерывности следующих функций: $\phi_z - \chi_x$, $\phi_x + \chi_z$, $\lambda \nabla^2 \phi + 2\mu(\phi_{zz} - \chi_{zz})$, $\mu(2\phi_{xz} + \chi_{zz} - \chi_{xx})$, где индексы обозначают частные производные (соответственно нормальные и тангенциальные смещения, нормальные и тангенциальные напряжения).

2.12. Источник сейсмических волн создает на сферической полости, внутри которой находится этот источник, смещение в виде ступенчатой функции

$$\begin{aligned} \text{step}_0(t) &= 0, & t < 0, \\ &= k, & t \geq 0. \end{aligned}$$

Исходя из (2.65), покажите, что такое смещение задается соотношением

$$u = \frac{r_0^2 k}{r} \left\{ \left(\frac{1}{r_0} - \frac{1}{r} \right) \exp(-V\xi/r_0) + \frac{1}{r} \right\}.$$

Будет ли движение колебательным? Каким является остаточное смещение на расстоянии r ?

2.13. Покажите, что для гармонической волны вида $\phi = (A/r) \cos \omega(r/V - t)$ два члена в (2.59) равнозначны на расстоянии $r = \lambda/2\pi$.

2.14. Выражения (2.71) и (2.72) для компонент смещений рэлеевской волны справедливы при $z = 0$, когда $\sigma = 1/4$. а) Покажите, что при $z \neq 0$ выражения для u , w принимают вид

$$\begin{aligned} u &= \kappa A (-e^{-0.848\kappa z} + 0.577e^{-0.393\kappa z}) \sin \kappa(x - V_R t), \\ w &= \kappa A (-0.848e^{-0.848\kappa z} + 1.468e^{-0.393\kappa z}) \cos \kappa(x - V_R t). \end{aligned}$$

б) Каковы значения u , w , θ при $z = 1/2\kappa$? При $z = 1/\kappa$? в) Является ли движение частиц обратным при всех значениях z ? (Указание: чтобы направление движения изменилось, амплитуда либо u , либо w должна изменить свой знак, т. е. пройти через нуль.) г) Чему равна скорость рэлеевских волн V_R при

$\sigma = 0,4$ и при $\sigma = 0,2$? Какими будут соответствующие значения констант в п. (а)?

2.15. Предположим, что три сейсмоприемника ориентированы таким образом, что при прохождении сейсмической волны один из них регистрирует только вертикальную составляющую смещения, другой — только горизонтальную составляющую в направлении на источник, а третий — только горизонтальную составляющую под прямым углом к предыдущей. Для случая простой формы волны изобразите реакцию этих трех сейсмоприемников в следующих ситуациях: а) P -волна распространяется непосредственно от источника взрыва к сейсмоприемникам; б) P -волна отражается от глубокого горизонта; в) S -волна, возбужденная при отражении P -волны на некоторой границе раздела; г) возбужденная взрывом рэлеевская волна; д) волна Лява. Сравните относительные величины компонент смещения при малых и больших удалениях.

2.16. а) Трубная волна распространяется со скоростью $1,05$ км/с. Заполняющая скважину жидкость имеет объемный модуль $2,15 \cdot 10^9$ Па и плотность $1,20$ г/см³. Околоскважинные породы имеют $\sigma = 0,25$, $\rho = 2,5$ г/см³. Вычислите μ и α для этих пород. б) Проведите те же расчеты для $V_T = 1,20$ и $1,30$ км/с. Какой вывод можно сделать о точности этого метода в отношении определения μ ?

2.17. Натуральный логарифм отношения амплитуд определяет единицу измерения — непер. Покажите, что один непер равен $8,686$ дБ.

2.18. Предположим, что преломленная сейсмическая волна, в основном гармоническая с частотой 40 Гп, имеет на расстояниях $2,50$ и $3,00$ км от пункта взрыва амплитуды записи $5,00$ и $4,57$ мм соответственно. Принимая скорость распространения этой волны $3,20$ км/с, независимость условий от глубины и идеальные условия регистрации, найдите отношение амплитуд на заданной трассе для первого и четвертого периодов. Какой процент энергии потерян за три периода колебаний? Чему равно h ?

2.19. Импульс состоит из двух частотных компонент $\omega_0 \pm \Delta\omega$ равных амплитуд. Запишем эти две компоненты в виде

$$A \cos(\kappa_1 x - \omega_1 t), \quad A \cos(\kappa_2 x - \omega_2 t),$$

где $\omega_1 = \omega_0 + \Delta\omega$, $\omega_2 = \omega_0 - \Delta\omega$, $\kappa_0 = \omega/\lambda_0 = \omega_0/V$,

$$\kappa_1 \approx \kappa_0 + \Delta\kappa \approx (\omega_0 + \Delta\omega)/V, \quad \kappa_2 \approx \kappa_0 - \Delta\kappa \approx (\omega_0 - \Delta\omega)/V.$$

а) Покажите, что импульс приблизительно задается выражением $\mathcal{A} \cos(\kappa_0 x - \omega_0 t)$, где $\mathcal{A} = 2A \cos \Delta\kappa \{x - (\Delta\omega/\Delta\kappa)t\}$. б) Почему мы считаем \mathcal{A} амплитудой? Покажите, что огибающая импульса определяется кривой графика \mathcal{A} плюс сдвинутая

вдоль оси x та же кривая. в) Покажите, что огибающая перемещается со скоростью U , где

$$U = \frac{\Delta\omega}{\Delta\kappa} \approx \frac{d\omega}{d\kappa} \approx V - \lambda \frac{dV}{d\lambda} \approx V + \omega \frac{dV}{d\omega}$$

(см. рис. 2.18).

2.20. Проверьте (2.113), используя (2.112).

2.21. а) Исходя либо из (2.118)—(2.121), либо из (2.125)—(2.128), покажите, что смещения на свободной поверхности при падении P -волны имеют вид

$$\begin{aligned} u/A_0 &= 4j\omega ab \exp\{j\omega(px - t)\} (c + 2)/(4ab + c^2), \\ \omega/A_0 &= -2j\omega ac \exp\{j\omega(px - t)\} (c + 2)/(4ab + c^2). \end{aligned}$$

Заметим, что a , b , c в этих соотношениях имеют тот же смысл, что и в (2.118)—(2.121). б) В случае нормального падения на свободную поверхность покажите, что при $z = 0$

$$u/A_0 = 0, \quad \omega/A_0 = -2j\omega/a.$$

в) Для свободной поверхности твердой среды и $\theta = 45^\circ$, $\alpha = 3$ км/с, $\alpha/\beta = \sqrt{2}$ покажите, что

$$u/A_0 = 0,598q, \quad \omega/A_0 = -0,345q,$$

где

$$q = j\omega \exp\{j\omega(px - t)\}.$$

г) Покажите, что для поверхности океана

$$u/A_0 = 0, \quad \omega/A_0 = -(2j\omega/a) \exp(j\omega px) \cos \theta.$$

2.22. Выведите уравнения Цёппритца, используя основные законы теории упругости. [Указание: выразите смещения, вызванные прохождением волны, в направлении лучей и перпендикулярно к ним как $\psi_i = \mathcal{A}_i \exp(j\omega\zeta_i)$ и $\chi_i = \mathcal{B}_i \exp(j\omega\zeta'_i)$ (ср. (2.115) и (2.116)), затем используйте граничные условия (§ 2.2.8), имея в виду, что

$$\begin{aligned} u_1 &= \psi_0 \sin \theta_1 + \psi_1 \sin \theta_1 + \chi_1 \cos \delta_1, \\ \omega_1 &= -\psi_0 \cos \theta_1 + \psi_1 \cos \theta_1 - \chi_1 \sin \delta_1, \\ u_2 &= \psi_2 \sin \theta_2 - \chi_2 \cos \delta_2, \\ \omega_2 &= -\psi_2 \cos \theta_2 - \chi_2 \sin \delta_2. \end{aligned}$$

Замечание: положительные направления смещений, вызванных поперечной волной (рис. 2.32), задаются правосторонним вращением относительно направления распространения.

2.23. а) Используя (2.50) для описания плоской волны, падающей на плоскую границу, покажите, что комплексный коэффициент отражения $R = a + jb$, $a^2 + b^2 < 1$, где R определяется по формуле (2.129), соответствует умножению амплитуды на множитель $\sqrt{a^2 + b^2}$ и опережению по фазе на $\arctg(b/a)$. б) Покажите, что минимй угол преломления θ_2 (см. § 2.3.4) в (2.125)—(2.128) ведет к комплексному значению R и, следовательно, к фазовым сдвигам.

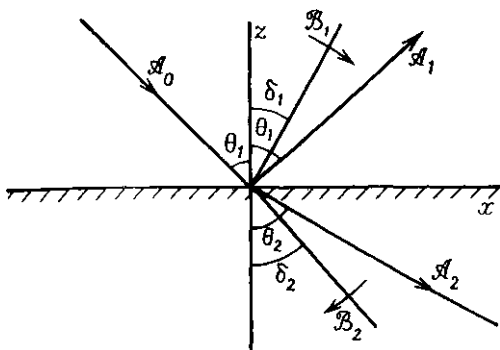


Рис. 2.32. Связь между амплитудой падающей волны и амплитудами порождаемых волн.

2.24. Вычислите коэффициенты отражения и прохождения R и T по (2.129) и (2.130) для границы, разделяющей песчаники и глины, когда а) $V_n = 2,43$, $V_r = 2,02$ км/с, $\rho_n = 2,08$ и $\rho_r = 2,23$ г/см³; б) $V_n = 3,35$, $V_r = 3,14$ км/с, $\rho_n = 2,21$, $\rho_r = 2,52$ г/см³; в) чему равны соответствующие значения в неперах и децибелах?

2.25. Рассмотрим горизонтально-слоистый разрез, содержащий следующие слои:

- слой S : $V = 0,60$ км/с, $\rho = 1,45$ г/см³, мощность 10 м;
- слой A : $V = 2,40$ км/с, $\rho = 2,35$ г/см³, мощность 600 м;
- слой B : $V = 3,20$ км/с, $\rho = 2,68$ г/см³, мощность 800 м;
- слой C : $V = 3,40$ км/с, $\rho = 2,70$ г/см³.

Предполагая, что взрыв произведен у подошвы зоны малых скоростей, найдите относительные амплитуды и плотности энергии: а) для первичных отражений от границ B и C ; б) для кратных отражений BSA , BAB и BSB ; в) сравните времена пробега, амплитуды и плотности энергии этих пяти волн.

2.26. Покажите, что, если углы в (2.125)—(2.128) настолько малы, что их квадраты и произведения пренебрежимо малы,

(2.129) и (2.130) все еще остаются справедливыми и

$$\frac{B_1}{A_0} = \frac{2W_2q + 4Z_1r}{(W_1 + W_2)(Z_1 + Z_2)}, \quad \frac{B_2}{A_0} = \frac{2W_1q - 4Z_1r}{(W_1 + W_2)(Z_1 + Z_2)},$$

$$q = (Z_1\theta_2 - Z_2\theta_1), \quad r = (W_1\delta_1 - W_2\delta_2).$$

2.27. Для SH -волны (падающая SH -компонента, перпендикулярная плоскости чертежа на рис. 2.25) запишите граничные условия и найдите амплитуды всех отраженных и преломленных волн. При анализе S -волн важно отсутствие P -волн.

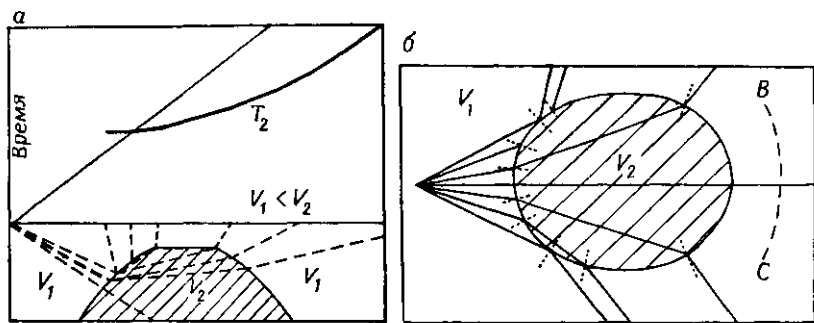


Рис. 2.33. Пути пробега волн через соляной купол согласно закону Снеллиуса [15]. а — вертикальный разрез; б — вид в плане.

2.28. а) Выведите уравнения Кнотта и Цёппритца для P -волны, падающей на поверхность раздела жидкой и твердой сред, когда падающая волна проходит 1) по жидкости, 2) по твердой среде. б) Вычислите амплитуды отраженных и проходящих P - и S -волн, когда P -волна падает на границу раздела со стороны водного слоя ($\alpha = 1,5$ км/с, $\beta = 0$, $\rho = 1,0$ г/см³) под углом 20° , а морское дно 1) «мягкое» ($\alpha = 2,0$ км/с, $\beta = 1,0$ км/с, $\rho = 2,0$ г/см³); 2) «жесткое» ($\alpha = 4,0$ км/с, $\beta = 2,5$ км/с, $\rho = 2,5$ г/см³). в) Повторите расчет (б) для угла падения 30° .

2.29. Выведите уравнения Цёппритца для падающей SV -волны.

2.30. Покажите, что максимальная амплитуда суммарной волны, образованной падающей волной и ее отражением от поверхности океана, достигается на глубине $\lambda/4 \cos \theta$, где θ — угол падения. Для этого выразите \mathcal{P} в форме (2.115) и (2.116) и примените подходящие граничные условия.

2.31. В ранних разведочных работах методом преломленных волн на соляные купола в случаях, когда купол располагался непосредственно на прямой, соединяющей пункт взрыва и сейс-

на рис. 2.33), т. е. вступления часто были настолько слабыми, что их невозможно было выявить. Эти явления называли «поглощением волн» соляным куполом. Дайте правильное объяснение этого «поглощения».

2.32. а) На рис. 2.30, а используйте $\nu_0 = 40$ Гц; найдите глубину воды по данным, приведенным для этого рисунка; б) найдите частоты, которые усиливаются, когда лучи отражаются под углами 30 и 40° к вертикали; в) вычислите θ для последовательных мод с частотами 215 и 300 Гц; г) определите V для случаев (а), (б) и (в). [Изменение фазы при отражении от морского дна не учитывайте.]

Геометрия сейсмических лучей

Общий обзор

В этой главе на основе положений геометрической оптики дается вывод фундаментальных соотношений между временами пробега и глубинами залегания отражающих и преломляющих границ; такой подход используется в большинстве методов структурной интерпретации.

Для выполнения детальной интерпретации данных метода отраженных волн необходимо знать скорость во всех точках пути распространения волн. Однако, если бы даже мы располагали такими детальными сведениями о скоростях, расчеты оказались бы слишком громоздкими, и поэтому в большинстве случаев мы принимаем простой закон распределения скорости, достаточно близко аппроксимирующий реальное распределение и обеспечивающий приемлемые результаты. Простейшее допущение, сделанное в § 3.1, состоит в том, что в слое между поверхностью наблюдений и отражающей границей скорость неизменна. Разумеется, это допущение редко выполняется даже приблизительно, но оно приводит к простым формулам, которые дают результаты, обеспечивающие во многих случаях требуемую точность.

Главная задача сейсмических исследований МОВ — определить положение пласта, на котором образовалась отраженная волна, записанная на сейсмограмме. В общем случае это трехмерная задача. Однако наклон пластов часто весьма невелик и направление профилирования, как правило, практически совпадает с направлением либо падения, либо простирания пластов. В таких случаях естественно принять двумерную модель строения среды. Между временем прихода и удалением приемников в случае плоской отражающей границы и постоянной скорости в покрывающей среде существует гиперболическая зависимость. Глубину залегания отражающей границы можно определить, исходя из времен прихода отраженной волны в точке взрыва, если скорость в среде известна. Приращение времени прихода волны при удалении приемника от пункта взрыва, называемое нормальным кинематическим сдвигом, обеспечивает наиболее важный критерий идентификации отраженных волн и способ определения скорости. Наклон границы находят по разности времен при-

хода отраженной волны к различным точкам профиля, сохраняющейся после ввода кинематических поправок; эта разность времен связана с наклоном границы, а также с углом подхода волнового фронта к поверхности и с кажущейся скоростью. Углы падения и простираения можно определить по компонентам «углового» кинематического сдвига (*dip moveout*), наблюдаемого на пересечении сейсмических профилей.

В § 3.2 описаны лучевые траектории отраженных волн в средах, где скорость изменяется по вертикали, что приводит к изменениям в направлении лучей. Один путь решения задачи в этом случае состоит в использовании эффективной средней скорости. Влияние плоскопараллельных слоев с постоянной скоростью на форму годографа приводит к понятию среднеквадратичной (*rms*) скорости. Скорость по вертикали часто представляют в виде функции от времени пробега или от глубины. В средах, где скорость изменяется с глубиной по линейному закону, волновые фронты имеют сферическую форму и лучи являются дугами окружности; это обстоятельство можно использовать при графическом построении глубинных разрезов.

В § 3.3 рассмотрена геометрия лучей для головных волн, используемых в сейсморазведке МПВ. В большинстве случаев мы принимаем модель, состоящую из серии пластов одного и того же простираения, характеризующихся постоянной скоростью, причем скорость увеличивается при переходе к более глубоким слоям. На основе такой модели можно вывести формулы, связывающие время пробега, удаление от пункта взрыва (ПВ), глубину, угол падения границ и скорости. Рассмотрены модели среды с одной горизонтальной преломляющей границей, несколькими горизонтальными границами, одной наклонной границей и несколькими наклонными границами. Скорости можно определить по наклону годографов, глубины — по временам t_0 , полученным при продолжении годографов до пересечения с осью t над пунктом взрыва, а угол падения границ — по разнице глубин под соседними пунктами взрыва. Рассмотрена также геометрия лучей преломленных волн в случае линейного увеличения скорости с глубиной в покрывающей толще.

3.1. Траектории отраженных волн в случае неизменной скорости

3.1.1. Горизонтальная отражающая граница; нормальный кинематический сдвиг

Простейшей двумерной задачей можно считать горизонтальный (с нулевым наклоном) пласт, представленный в нижней части рис. 3.1. Отражающая граница AB находится на глубине h под

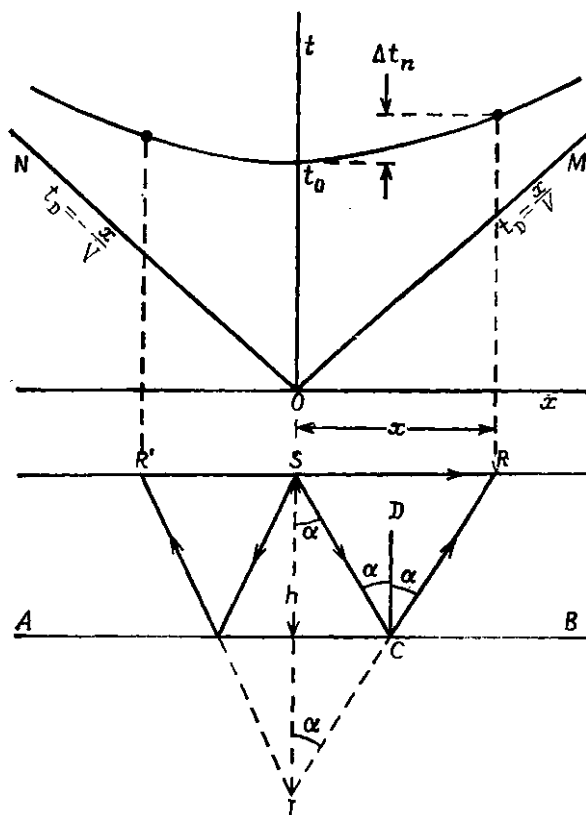


Рис. 3.1. Годографы в случае горизонтальной отражающей границы.

пунктом взрыва S . Энергия, выходящая из источника S по направлению SC , отразится в таком направлении, чтобы угол отражения был равен углу падения.

Отраженный луч CR можно найти, отложив в точке C угол, равный α ; однако легче воспользоваться понятием *мнимого источника*, располагающегося на той же нормали к отражающей границе, что и S , и на том же расстоянии ниже границы, на котором S лежит выше нее. Если соединить точку I с C и продолжить эту прямую до R , то CR будет отраженным лучом (поскольку CD параллельно SI и все помеченные углы равны α).

Обозначим среднюю скорость буквой V . Тогда время пробега t для отраженной волны будет равно $(SC + CR)/V$. Но $SC = CI$, поэтому отрезок IR по длине равен действительной траектории SCR . Следовательно, $t = IR/V$, и по отношению к x , расстоянию

приемник — источник (*удалению*), можно записать уравнение

$$V^2 t^2 = x^2 + 4h^2, \quad (3.1)$$

или

$$V^2 t^2 / 4h^2 - x^2 / 4h^2 = 1. \quad (3.2)$$

Таким образом, годограф отраженной волны представляет собой гиперболу, изображенную в верхней части рис. 3.1.

Сейсмоприемник, установленный в точке R , регистрирует также прямую волну, которая распространяется вдоль пути SR . Поскольку SR всегда меньше ($SC + CR$), прямая волна подходит к приемнику первой. Ее время прихода $t_D = x/V$, а годографы представляют собой прямые линии OM и ON , выходящие из источника с наклоном $\pm 1/V$.

Когда расстояние x становится очень большим, разница между SR и ($SC + CR$) уменьшается и годограф отраженной волны асимптотически приближается к годографу прямой волны.

Глубина отражающего горизонта определяется по значению времени пробега t_0 , зафиксированному приемником в пункте взрыва. Положив $x = 0$ в уравнении (3.1), получим

$$h = \frac{1}{2} V t_0. \quad (3.3)$$

Уравнение (3.1) можно переписать в виде

$$t^2 = x^2/V^2 + 4h^2/V^2 = x^2/V^2 + t_0^2. \quad (3.4)$$

Если нанести на график зависимость t^2 от x^2 (вместо t от x , как на рис. 3.1), мы получим прямую линию с наклоном $1/V^2$, отсекающую на оси t^2 отрезок t_0^2 . Это дает основание для построения хорошо известной схемы определения V , а именно «метода $X^2 - T^2$ » *. Этот метод будет описан в § 7.3.3а.

Уравнение (3.1) можно разрешить относительно t — времени пробега, измеренного на сейсмической записи. Как правило, $2h$ заметно превышает x , поэтому можно использовать биномиальное разложение

$$\begin{aligned} t &= (2h/V) \{1 + (x/2h)^2\}^{1/2} = t_0 \{1 + (x/Vt_0)^2\}^{1/2} = \\ &= t_0 \{1 + \frac{1}{2} (x/Vt_0)^2 - \frac{1}{8} (x/Vt_0)^4 + \dots\} \end{aligned} \quad (3.5)$$

Если t_1, t_2 — два значения времени пробега, соответствующие двум удалениям x_1 и x_2 , то в первом приближении имеем

$$\Delta t = t_2 - t_1 \approx (x_2^2 - x_1^2) / 2V^2 t_1. \quad (3.6)$$

* В отечественной литературе известен как метод квадратичных координат. -- *Прим. перев.*

В частном случае, когда один из приемников находится в пункте взрыва, Δt носит название *нормального кинематического сдвига* (NMO), который мы обозначим Δt_n . При этом

$$\Delta t_n \approx x^2/2V^2t_0. \quad (3.7)$$

В некоторых случаях требуется удержать последующие члены разложения (см. также задачу 3.1 в). Тогда

$$\Delta t_n \approx (x^2/2V^2t_0) - (x^4/8V^4t_0^3) = (x^2/2V^2t_0) \{1 - (x/4h)^2\}. \quad (3.8)$$

Заметим, что в (3.7) нормальный кинематический сдвиг увеличивается прямо пропорционально квадрату удаления и обратно пропорционально квадрату скорости и первой степени времени пробега (или глубины — см. (3.3)). Таким образом, крутизна годографа отраженной волны быстро возрастает по мере перехода к более удаленным приемникам, в то же время годограф существенно выполаживается с увеличением времени записи.

Нормальный кинематический сдвиг — чрезвычайно важное понятие. Это основной критерий, по которому мы решаем, соответствует ли выделенная на сейсмической записи ось синфазности отраженной волне. Если нормальный кинематический сдвиг отличается от значения, отвечающего уравнению (3.7), больше, чем на величину допустимой экспериментальной ошибки, мы не можем быть уверены, что рассматриваемая ось синфазности образована отраженной волной. Одной из наиболее значимых величин в интерпретации сейсмических данных является приращение времени пробега, обусловленное наклоном границы; чтобы найти эту величину, нужно исключить из наблюдаемых значений времени нормальный кинематический сдвиг. Нормальный кинематический сдвиг необходимо вычесть и перед суммированием записей по методу общей глубинной точки (см. § 5.3.1). Наконец, по измерениям x , t_0 и Δt_n из выражения (3.7) можно определить V ; на этом основан метод $T - \Delta T$ нахождения скорости (см. § 7.3.36), а также метод анализа скоростей (§ 8.2.3). Брауном [31] предложены уточнения для случаев наклонных границ и больших удалений.

3.1.2. Наклонная отражающая граница; угловой кинематический сдвиг

Когда профиль расположен в направлении падения пласта, мы сталкиваемся с ситуацией, изображенной на рис. 3.2, где ξ — угол наклона, а h — глубина по нормали к границе («эхо-глубина»). Чтобы изобразить лучевую траекторию отраженной волны, подходящей к приемнику R , соединим мнимый источник I с точкой R прямой линией, которая пересечет границу в точке

С. Лучевая траектория будет соответствовать тогда пути SCR и $t = (SC + CR)/V$; поскольку $(SC + CR) = IR$, из треугольника SIR по закону косинуса можно записать

$$V^2 t^2 = IR^2 = x^2 + 4h^2 - 4hx \cos(\pi/2 + \xi) = x^2 + 4h^2 + 4hx \sin \xi. \quad (3.9)$$

Выделив квадраты, получим

$$\frac{V^2 t^2}{(2h \cos \xi)^2} - \frac{(x + 2h \sin \xi)^2}{(2h \cos \xi)^2} = 1.$$

Таким образом, мы видим, что годограф, как и раньше, можно описать уравнением гиперболы, но осью симметрии теперь служит прямая $x = -2h \sin \xi$, а не ось t . Это означает, что

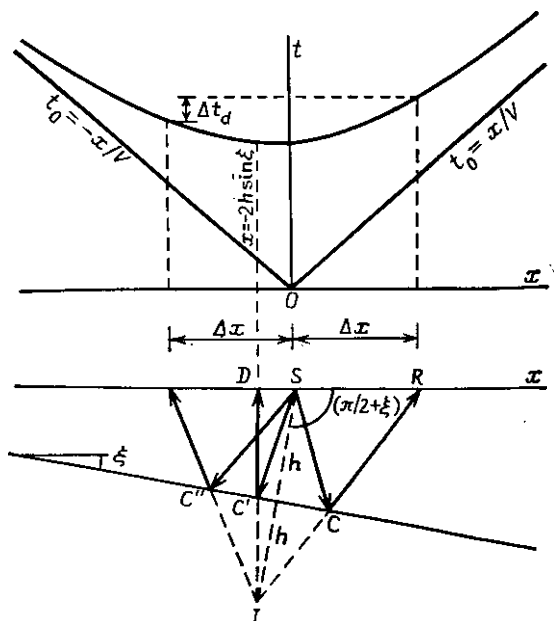


Рис. 3.2. Годографы в случае наклонной отражающей границы.

в отличие от случая горизонтальной границы в точках приема, расположенных симметрично с двух сторон от источника, t принимает разные значения.

Подставив $x = 0$ в (3.9), мы получим то же значение h , что и следует из выражения (3.3); заметим, однако, что h измеряется теперь не по вертикали, как это было в предыдущем случае. Точки C, C', C'' на рис. 3.2, где углы падения и отражения равны, мы будем называть отражающими точками (иногда их

называют «глубинными точками», но этот термин используется также для точки, проекция которой на поверхность лежит посередине между источником и приемником; последнюю мы будем называть *срединной точкой*, а чтобы избежать путаницы, постараемся не употреблять термин «глубинная точка»). Смещение вверх по восстанию пласта отражающих точек относительно срединных точек для наклонных отражающих границ играет важную роль при проведении миграционного преобразования данных (§ 5.6.3) и в методе общей глубинной точки (§ 5.3.1).

Чтобы найти угол наклона пласта ξ , решим уравнение (3.9) относительно t , принимая, что $2h > x$, и разлагая полученное выражение в ряд, как в (3.5). Возьмем только первый член разложения:

$$t = \frac{2h}{V} \left(1 + \frac{x^2 + 4hx \sin \xi}{4h^2} \right)^{1/2} \approx t_0 \left(1 + \frac{x^2 + 4hx \sin \xi}{8h^2} \right). \quad (3.10)$$

Простейший способ определения угла ξ основан на измерении разности времен пробега для двух приемников, расположенных на равном расстоянии, но по разные стороны от пункта взрыва. Пусть x принимает значения $+\Delta x$ для приемника, расположенного вииз по падению, и $-\Delta x$ для сейсмоприемника вверх по восстанию границы. Обозначив соответствующие времена пробега t_1 и t_2 , запишем

$$\begin{aligned} t_1 &\approx t_0 \left(1 + \frac{(\Delta x)^2 + 4h \Delta x \sin \xi}{8h^2} \right), \\ t_2 &\approx t_0 \left(1 + \frac{(\Delta x)^2 - 4h \Delta x \sin \xi}{8h^2} \right), \\ \Delta t_d = t_1 - t_2 &\approx t_0 \left(\frac{\Delta x \sin \xi}{h} \right) \approx \frac{2\Delta x}{V} \sin \xi. \end{aligned}$$

Отсюда угол наклона определяется выражением

$$\sin \xi \approx 1/2 V \left(\frac{\Delta t_d}{\Delta x} \right). \quad (3.11)$$

Величина $\Delta t_d / \Delta x$ называется угловым *кинематическим сдвигом*. Заметим, что размерность углового кинематического сдвига есть время/расстояние, тогда как размерностью нормального кинематического сдвига является время. Для малых углов величина ξ приблизительно равна $\sin \xi$; следовательно, при этих условиях угол наклона прямо пропорционален Δt_d . Чтобы как можно точнее определить угол наклона, возьмем столь большое значение Δx , какое только позволяет качество данных. Для симметричных расстановок (§ 5.3.2) измерим угловой кинематический сдвиг между группами приемников, располагающимися на противоположных концах расстановки; при этом Δx составляет половину длины расстановки (рис. 3.2).

Угловой кинематический сдвиг можно также измерить по разности времен t_0 в различных пунктах взрыва. Как показано на рис. 3.3, $\Delta t_d = t_{01} - t_{02}$ и

$$\sin \xi = \frac{1}{2} V \left(\frac{\Delta t_d}{\Delta x} \right), \quad (3.12)$$

где Δx — расстояние между пунктами взрыва. Если наклон измеряется по временному разрезу (§ 5.6.3), то Δx — расстояние между любыми двумя удобными для измерений точками.

Следует заметить, что при выводе (3.11) уже исключен нормальный кинематический сдвиг. Члены, содержащие $(\Delta x)^2$, которые исчезли при вычитании, и представляют собой нормальный кинематический сдвиг.

Рис. 3.4 схематически иллюстрирует зависимость между нормальным кинематическим сдвигом и угловым. Сейсмограмма *A* соответствует отражению от наклонного пласта: ось синфазности искривлена и асимметрична относительно пункта взрыва. Сейсмограмма *B* показывает, какая картина наблюдалась бы в случае горизонтальной границы: ось синфазности криволинейна и симметрична относительно положения пункта взрыва, что обусловлено нормальным кинематическим сдвигом. Последний меняется от 0 до 13 мс (1 миллисекунда = 1 мс = 10^{-3} с — единица времени, принятая при сейсмических исследованиях) на удалении 400 м. Сейсмограмма *C* получена вычитанием нормального кинематического сдвига, определенного по сейсмограмме *B*, из времен пробега сейсмограммы *A*. Результирующая ось показывает влияние только наклона границы; она прямолинейна и характеризуется временной задержкой 10 мс между крайними точками, т. е. $\Delta t_d = 10$ мс при $\Delta x = 400$ м. Таким образом, мы находим, что угол наклона составляет $2500(10 \cdot 10^{-3}/800) = 0,031$ рад = $1,8^\circ$.

Метод исключения нормального кинематического сдвига, представленный на рис. 3.4, используется для демонстрации различия между нормальным и угловым кинематическим сдвигом. Если нам нужна только величина Δt_d , следует просто взять разность времен прихода для двух крайних приемников на графике *A*.

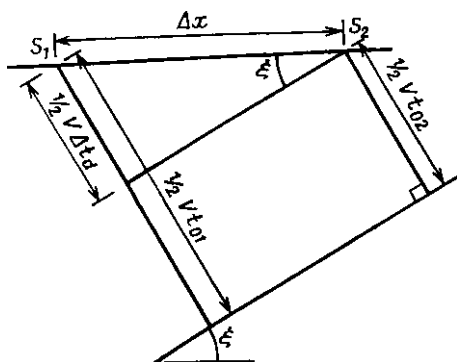


Рис. 3.3. Измерение углового кинематического сдвига между пунктами взрыва или по сейсмическому временному разрезу.

Довольно часто применяют несимметричные расстановки и определяют угловой кинематический сдвиг, убирая влияние нормального кинематического сдвига. В качестве примера рассмотрим на рис. 3.4 сейсмограмму *D*, которая представляет собой

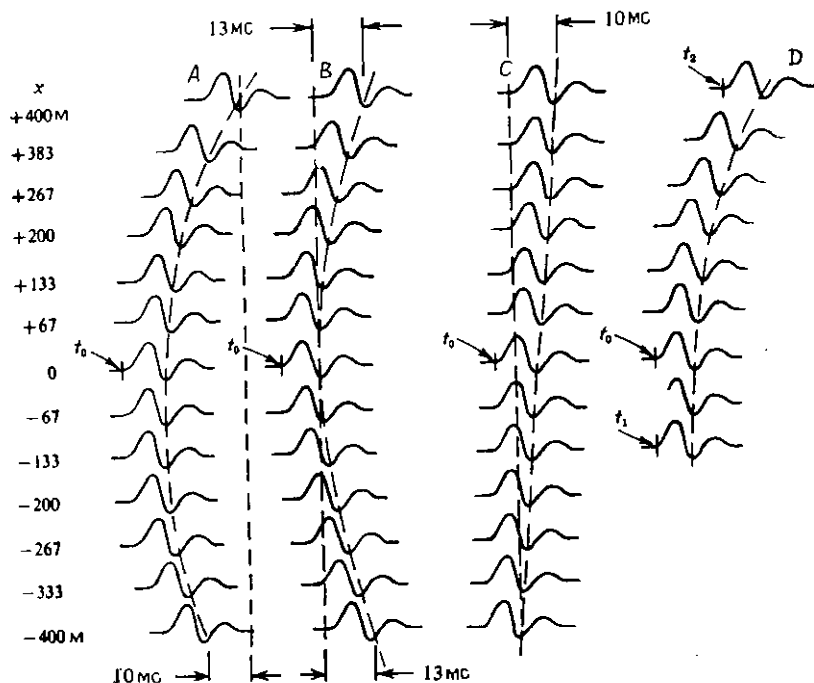


Рис. 3.4. Связь между нормальным и угловым кинематическим сдвигом. Для сейсмограмм *A*, *B* и *C* $t_0 = 1,000$ с, $V = 2500$ м/с. Для сейсмограммы *D* $t_0 = 1,225$ с, $t_1 = 1,223$ с, $t_2 = 1,242$ с, $V = 2800$ м/с.

отраженный сигнал, наблюдаемый с помощью расстановки приборов от $x = -133$ м до $x = +400$ м. Пусть $t_0 = 1,225$ с, $t_1 = 1,223$ с, $t_2 = 1,242$ с, $V = 2800$ м/с. Из формулы (3.7) при удалениях 133 и 400 м получаем, что значения Δt_n равны соответственно 1 и 8 мс (с округлением до миллисекунды, поскольку такова обычная точность измерения времен на сейсмической записи). Вычитая эти значения, получим уточненные времена пробега $t_1 = 1,222$ с, $t_2 = 1,234$ с. Следовательно, угловой кинематический сдвиг составляет 12 мс/(533 м/2). Соответствующий угол наклона $\xi = 2800 (12 \cdot 10^{-3}/533) = 0,063$ рад = $3,6^\circ$.

Наряду с описанным способом можно воспользоваться временами пробега при $x = \pm 133$ м. Это приводит к получению симметричной расстановки и устраняет необходимость рассчи-

тывать нормальный кинематический сдвиг. Однако применение такого способа уменьшило бы эффективную длину расстановки с 533 до 266 м и, следовательно, понизило бы точность вычисления отношения $\Delta t_d/\Delta x$.

Кажущаяся скорость перемещения волнового фронта V_a — это отношение расстояния Δx между двумя точками на поверхности наблюдений (обычно это земная поверхность) к разности времен прихода Δt одной и той же волны к этим двум точкам. Она определяется выражением

$$V_a = \Delta x / \Delta t = V / \sin \alpha, \quad (3.13)$$

где α — *угол выхода* (рис. 3.5); иногда его называют *кажущимся углом наклона* границы. Это соотношение в какой-то мере подобно (3.11) и (3.12). Отличие состоит в том, что в него

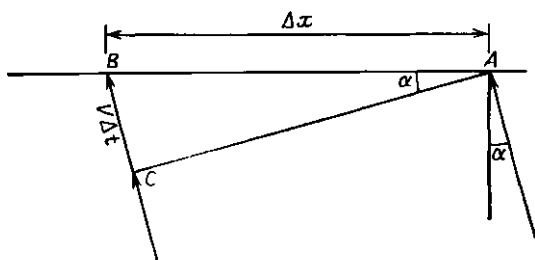


Рис. 3.5. Определение угла выхода волны

входит направление распространения плоской волны, когда она достигает расстановки приборов, причем V — средняя скорость распространения волны между точкой C и поверхностью. В уравнениях же (3.11) и (3.12) V — эффективная скорость в толще над отражающей границей, а угол ξ — угол наклона границы. Поскольку $\sin \alpha$ может быть очень малой величиной, V_a может принимать очень большие значения, и для энергии, подходящей к поверхности по вертикали, $V_a = \infty$.

3.1.3. Крестовые расстановки

Если профиль наблюдений составляет заметный угол с направлением падения пластов, определение последнего становится трехмерной задачей и для ее решения следует применять более сложные методы аналитической геометрии. На рис. 3.6 показаны горизонтальная плоскость xy и ось z , направленная вертикально вниз. Отрезок прямой OP длиной h перпендикулярен наклонному плоскому слою, который при достаточном его продолжении выходит на поверхность (т. е. пересекает плоскость xy) по прямой MN .

Если имеется расстановка приемников и вдоль оси y (крестовая расстановка), то

$$m = \cos \theta_2 \approx \frac{1}{2} V \left(\frac{\Delta t_y}{\Delta y} \right), \quad (3.15)$$

где Δt_y — разность времен между приемниками, находящимися на расстоянии $2\Delta y$ и симметричными относительно пункта взрыва. Следовательно,

$$n = \cos \xi = \{1 - (l^2 + m^2)\}^{1/2},$$

$$\sin \xi = (1 - n^2)^{1/2} = (l^2 + m^2)^{1/2} = \frac{1}{2} V \left\{ \left(\frac{\Delta t_x}{\Delta x} \right)^2 + \left(\frac{\Delta t_y}{\Delta y} \right)^2 \right\}^{1/2}. \quad (3.16)$$

Компоненты углового кинематического сдвига $\Delta t_x/\Delta x$ и $\Delta t_y/\Delta y$ также называют *кажущимися наклонами* границы.

Для определения угла простираения Ξ вначале обратимся к уравнению плоскости (т. е. отражающей поверхности), перпендикуляр к которой, проведенный из источника, имеет длину h и направляющие косинусы l , m , n , т. е.

$$lx + my + nz = h.$$

Полагая $z = 0$, получим уравнение линии пересечения отражающей плоскости с поверхностью наблюдений, т. е. линии простираения

$$lx + my = h.$$

Эта линия отсекает на осях x и y отрезки h/l и h/m . Обращаясь к рис. 3.7, находим, что

$$\operatorname{tg} \Xi = \frac{h/m}{h/l} = \frac{l}{m} = \frac{\Delta t_x/\Delta x}{\Delta t_y/\Delta y}. \quad (3.17)$$

Рассмотрим случай, когда линии профилей не взаимно перпендикулярны; например, пусть они проложены в направлениях \mathbf{r}_1 и \mathbf{r}_2 (рис. 3.8, а), а пласт падает в направлении \mathbf{r}_0 . Выразим угловой кинематический сдвиг как вектор $(dt/dx)\mathbf{r}_0 = \mathbf{AO}$. Проекцию углового кинематического сдвига на линию профиля в направлении \mathbf{r}_2 можно записать как $(dt/dx)\mathbf{r}_0 \cdot \mathbf{r}_2 = (dt/dx) \cos \beta = = |\mathbf{OB}|$ (см. задачу 3.2а в конце главы). Обратную задачу нахождения полного углового кинематического сдвига по измерениям его проекций \mathbf{OB} и \mathbf{OC} можно решить графически, как показано на рис. 3.8, б (см. также задачу 3.2б), или алгебраически следующим образом. Расположим один профиль вдоль оси x , а

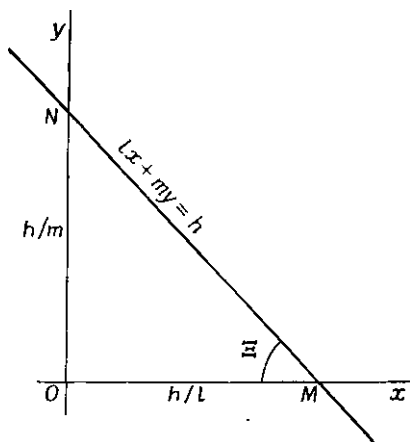


Рис. 3.7. Определение угла простираения.

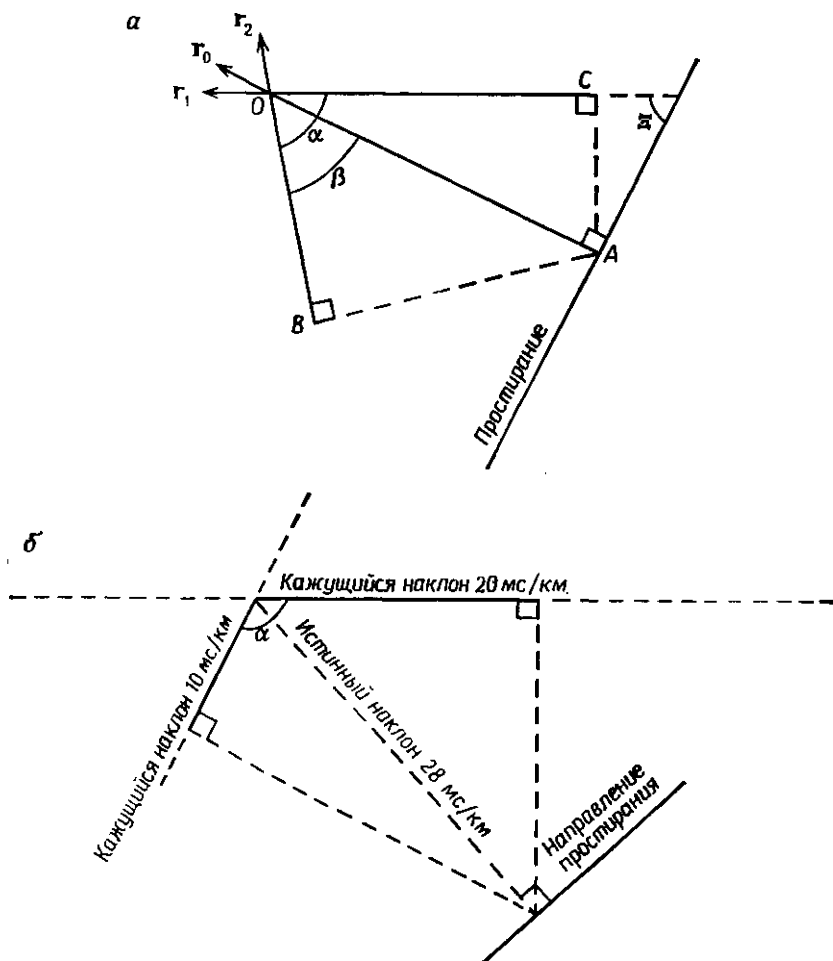


Рис. 3.8. Определение углов падения и простираения, когда линия наблюдений не перпендикулярна простираанию пласта. а — связь между точкой наблюдения O и точкой отражения A (точка A всегда смещена по восстанию относительно точки O); б — пример графического решения.

другой вдоль оси y' , проходящей под углом α к оси x . Если принять длину симметричной расстановки вдоль оси y' равной $2\Delta y'$, то координаты концов расстановки (по отношению к осям x и y) будут $\pm\Delta y' \cos \alpha$, $\pm\Delta y' \sin \alpha$. Тогда

$$\begin{aligned} V^2 t_{\pm}^2 &= (2hl \pm \Delta y' \cos \alpha)^2 + (2hm \pm \Delta y' \sin \alpha)^2 + (2hn)^2 = \\ &= (\Delta y')^2 + 4h^2 \pm 4h \Delta y' (l \cos \alpha + m \sin \alpha). \end{aligned}$$

Угловой кинематический сдвиг вдоль профиля $\Delta t'/\Delta y'$ запишется как

$$\Delta t'/\Delta y' = (l \cos \alpha + m \sin \alpha)/2V. \quad (3.18)$$

Поскольку угол α известен, то l можно найти, если известно $\Delta t/\Delta x$, а m получить из (3.18).

3.2. Вертикальный градиент скорости и кривизна лучевых траекторий

3.2.1. Влияние переменной скорости

Допущение о постоянстве скорости сплошь и рядом не выполняется, так как в разных точках среды скорость, как правило, различна. В нефтяной разведке обычно имеют дело с более или менее плоским напластованием пород, и градиент скорости сейсмических волн в горизонтальном направлении по большей части мал, что является результатом медленных изменений плотности и упругих свойств пород в пределах слоя. Изменения в горизонтальном направлении в целом происходят гораздо медленнее, чем в вертикальном, так как в последнем случае мы переходим от пласта к пласту с последовательной литологической сменой пород и ростом давления с увеличением глубины. Поскольку горизонтальные изменения постепенны, часто их удается учесть, разделив область исследований на блоки меньшего размера, внутри каждого из которых горизонтальным градиентом можно пренебречь и использовать один и тот же закон изменения скорости по вертикали. Эти блоки, как правило, достаточно велики и могут включать ряд структур таких размеров, какие представляют интерес для нефтяной разведки, поэтому при переходе от одной скоростной функции к другой у интерпретатора обычно не возникает серьезных затруднений.

3.2.2. Эффективная средняя скорость

Вертикальные изменения скорости можно учесть различными путями. Простейший состоит в модификации модели среды с неизменной скоростью. Принимается допущение, что реальную среду, заключенную между поверхностью наблюдений и некоторым отражающим горизонтом, можно заменить одним эквивалентным слоем с постоянной скоростью \bar{V} , равной средней скорости в толще, лежащей между поверхностью и отражающим горизонтом; величина \bar{V} носит название *эффективной* (эквивалентной) *средней скорости*. Эта скорость обычно задается в виде функции глубины (или t_0 , что почти то же самое, если не считать случай крутопадающих границ). Таким образом, разрез

описывается набором значений постоянной скорости соответственно каждой отражающей границе, содержащейся в нем. Несмотря на некоторую противоречивость, такой способ аппроксимации среды очень полезен и широко применяется. Изменение средней скорости с ростом t_0 определяется с помощью одного из методов, описанных в § 7.3. Для наблюдаемых времен пробега t_0 выбираем среднюю скорость \bar{V} , соответствующую данной отражающей границе. Используя значения t_0 , углового кинематического сдвига $\Delta t_d/\Delta x$ и \bar{V} , рассчитываем, воспользовавшись выражениями (3.3) и (3.11), глубину h и угол падения ξ .

3.2.3. Модель пластовых скоростей

Учесть вариации скорости позволяет также широко известный способ аппроксимации среды, состоящий в замене реального скоростного распределения некоторой моделью, соответствующей набору горизонтальных пластов, каждый из которых характеризуется различной, но постоянной скоростью. В этом случае

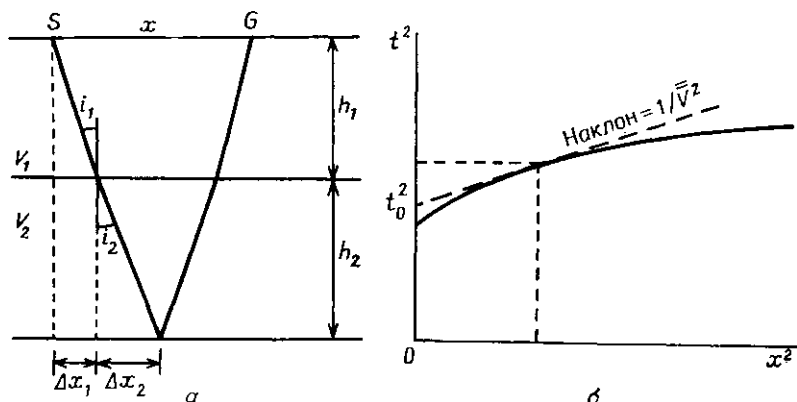


Рис. 3.9. К выводу формулы для среднеквадратичной (rms) скорости \bar{V} в двухслойной среде. а — траектория отраженной волны; б — кривая $x^2 - T^2$.

простые уравнения типа (3.3) и (3.11) больше неприменимы, поскольку на каждой границе лучи преломляются. Для отыскания глубины и угла наклона границ можно использовать графический метод. Для этого удобно воспользоваться лучевыми диаграммами. Расчет и применение таких диаграмм будут описаны в § 5.6.3. По существу в этом методе действительные лучевые траектории заменяются ломаной линией, отрезки которой прямолинейны в пределах каждого слоя, но на границах между слоями происходит резкая смена их направлений. Дикс [48] показал, что в результате такой аппроксимации в выражении (3.4)

средняя скорость \bar{V} заменяется ее среднеквадратическим (rms) значением $\bar{\bar{V}}$. Формулу для $\bar{\bar{V}}$ Дикс вывел следующим образом. На рис. 3.9, б график $x^2(t^2)$ для отраженной волны, траектория которой приведена на рис. 3.9, а, имеет криволинейную форму. Для данного удаления x запишем уравнение касательной

$$t^2 = x^2/\bar{V}^2 + \bar{t}_0^2;$$

следовательно,

$$\frac{dt}{dx} = \frac{x}{\bar{V}^2 t}. \quad (3.19)$$

Угол подхода i_1 задается уравнением

$$\sin i_1 = V_1 \frac{dt}{dx} = \frac{V_1 x}{\bar{V}^2 t} \quad (3.20)$$

с учетом (3.19). Кроме того, обозначив Δt_i время пробега по вертикали в одну сторону через i -й слой и считая x достаточно малым, запишем, принимая во внимание (3.20), уравнение

$$\begin{aligned} x/2 = \Delta x_1 + \Delta x_2 &= h_1 \operatorname{tg} i_1 + h_2 \operatorname{tg} i_2 \approx V_1 \Delta t_1 \sin i_1 + V_2 \Delta t_2 \sin i_2 \approx \\ &\approx (V_1^2 \Delta t_1 + V_2^2 \Delta t_2) \sin i_1 / V_1 \approx (V_1^2 \Delta t_1 + V_2^2 \Delta t_2) x / \bar{V}^2 t. \end{aligned}$$

Поскольку $t \approx 2(\Delta t_1 + \Delta t_2)$, получаем

$$\bar{V}^2 \approx \sum_{i=1}^2 V_i^2 \Delta t_i / \sum_{i=1}^2 \Delta t_i.$$

Это уравнение можно обобщить на n горизонтальных слоев, положив

$$t^2 \approx x^2/\bar{V}^2 + \bar{t}_0^2, \quad (3.21)$$

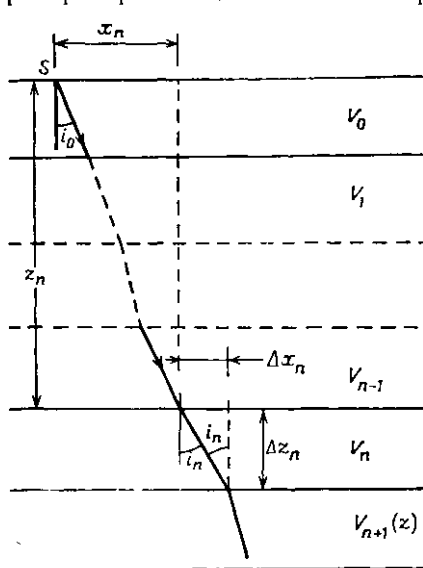
$$\bar{V}^2 \approx \sum_{i=1}^n V_i^2 \Delta t_i / \sum_{i=1}^n \Delta t_i \quad (3.22)$$

(см. работу [177], где описаны аппроксимации более высокого порядка, необходимые для достижения большей точности в случае больших значений x).

3.2.4. Скоростные функции

Иногда делается допущение, что скорость меняется постепенно, и, следовательно, ее можно представить в виде непрерывной функции. Реальная скорость, как правило, меняется очень быстро на протяжении коротких интервалов, что видно, например, на диаграммах акустического каротажа (см. § 7.3.2); однако если интегрировать эти изменения на интервале, приблизительно равном длине волны (30—100 м), то получится функция в ос-

новном гладкая, кроме тех разрывов, которые отмечают смену литологического состава пород. Если скачки скорости малы, распределение скорости с достаточной степенью точности удается представить гладкой скоростной функцией. Лучевая траектория распространяющейся в такой среде волны определяется в этом



случае двумя интегральными уравнениями.

Для вывода этих уравнений допустим, что среда состоит из большого числа тонких слоев, в каждом из которых скорость постоянна; если принять, что число слоев стремится к бесконечности, а мощность каждого слоя — к бесконечно малой величине, распределение скорости станет непрерывной функцией глубины. Обращаясь к рис. 3.10, мы можем записать для n -го слоя следующие соотношения:

$$\frac{\sin i_n}{V_n} = \frac{\sin i_0}{V_0} = p,$$

$$V_n = V_n(z),$$

$$\Delta x_n = \Delta z_n \cdot \operatorname{tg} i_n,$$

$$\Delta t_n = \frac{\Delta z_n}{V_n \cos i_n}.$$

Рис. 3.10. Лучевая траектория в среде со скоростью, меняющейся с глубиной.

Лучевой параметр p (см. (2.103)) — величина постоянная, зависящая от направления, в котором луч выходит из источника, т. е. от i_0 .

В пределе, когда n стремится к бесконечности, получаем

$$\frac{\sin i}{V} = \frac{\sin i_0}{V_0} = p, \quad V = V(z), \quad (3.23)$$

$$\frac{dx}{dz} = \operatorname{tg} i, \quad \frac{dt}{dz} = \frac{1}{V \cos i}.$$

$$x = \int_0^z \operatorname{tg} i \, dz, \quad t = \int_0^z \frac{dz}{V \cos i}.$$

Отсюда

$$\left. \begin{aligned} x &= \int_0^z \frac{pV \, dz}{\{1 - (pV)^2\}^{1/2}}, \\ t &= \int_0^z \frac{dz}{V \{1 - (pV)^2\}^{1/2}}. \end{aligned} \right\} \quad (3.24)$$

Поскольку V — функция от z , система (3.24) дает два интегральных уравнения, связывающих x и t с глубиной z . Эти уравнения можно решить численными методами, если мы располагаем таблицей значений V в зависимости от глубины.

3.2.5. Линейное возрастание скорости с глубиной

В некоторых случаях удается записать V как непрерывную функцию от z и проинтегрировать систему (3.24). Это можно сделать, например, в очень важном в прикладном отношении случае линейного увеличения скорости с глубиной, а именно

$$V = V_0 + az,$$

где V_0 — скорость на горизонтальном уровне приведения, V — скорость на глубине z ниже уровня приведения и a — постоянная величина, значение которой в общем случае лежит между 0,3 и 1,3 с^{-1} .

Введем новую переменную $u = pV = \sin i$. Тогда $du = pdV = pa dz$, и систему (3.24) можно разрешить относительно x и t следующим образом (p — лучевой параметр):

$$\begin{aligned} x &= \frac{1}{pa} \int_{u_0}^u \frac{u du}{(1-u^2)^{1/2}} = \frac{1}{pa} (1-u^2)^{1/2} \Big|_{u_0}^u = \frac{1}{pa} \cos i \Big|_{i_0}^i = \\ &= \frac{1}{pa} (\cos i_0 - \cos i), \end{aligned} \quad (3.25)$$

$$\begin{aligned} t &= \frac{1}{a} \int_{u_0}^u \frac{du}{u(1-u^2)^{1/2}} = \frac{1}{a} \ln \left\{ \frac{u}{1+(1-u^2)^{1/2}} \right\} \Big|_{u_0}^u = \\ &= \frac{1}{a} \ln \left[\frac{\sin i}{\sin i_0} \left(\frac{1+\cos i_0}{1+\cos i} \right) \right] = \frac{1}{a} \ln \left(\frac{\text{tg } 1/2 i}{\text{tg } 1/2 i_0} \right). \end{aligned} \quad (3.26)$$

Следовательно,

$$i = 2 \arctg (e^{at} \text{tg } 1/2 i_0), \quad (3.27)$$

$$z = (V - V_0)/a = (\sin i - \sin i_0)/pa. \quad (3.28)$$

Параметрические уравнения (3.25) и (3.28) определяют координаты x и z , причем параметр i связан с временем пробега t в одну сторону уравнениями (3.26) или (3.27).

Лучевая траектория, задаваемая уравнениями (3.25) и (3.28), представляет собой окружность. Это можно продемонстрировать, рассчитав радиус кривизны ρ , который оказывается постоянным:

$$\rho = (1 + x'^2)^{3/2} / x'',$$

где $x' = \frac{dx}{dz} = \text{tg } i$ (учитывая (3.25) и (3.28)),

$$x'' = \frac{d^2 x}{dz^2} = \frac{d}{di} (\text{tg } i) \frac{di}{dz} = \sec^2 i \frac{di}{dz} = pa \sec^3 i \text{ (учитывая (3.28))}.$$

Отсюда

$$\rho = \frac{(1 + \lg^2 i)^{3/2}}{\rho a \sec^3 i} = \frac{1}{\rho a} = \left(\frac{V_0}{a}\right) \frac{1}{\sin i_0} = \text{const.}$$

На рис. 3.11 показан луч, выходящий из расположенного на поверхности источника под углом i_0 . Центр кривизны луча O лежит над земной поверхностью на расстоянии $\rho \sin i_0$, т. е.

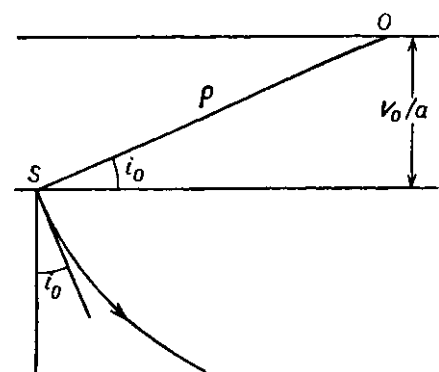


Рис. 3.11. Луч в виде дуги окружности, выходящий из источника под углом i_0 .

V_0/a . Поскольку это выражение не зависит от i_0 , центры кривизны всех лучей лежат на одной и той же горизонтальной прямой, расположенной на том уровне, где скорость равнялась бы нулю, если бы мы экстраполировали скоростную функцию вверх (поскольку на этом уровне $z = -V_0/a$).

Для нахождения формы волнового фронта обратимся к рис. 3.12. Лучевые траектории SA и SB представляют собой дуги окружностей с центрами O_1 и O_2 соответственно. Если продол-

жить эти дуги вверх до пересечения с вертикалью, проведенной через S (точка S'), прямая O_1O_2 разделит отрезок $S'S$ под прямым углом. Выберем затем любую точку C на продолжении прямой $S'S$ вниз и проведем через нее касательные к нашим двум дугам CA и CB . Из планиметрии известно, что квадрат длины касательной к окружности, проведенной из внешней точки (например, $(CA)^2$), равен произведению двух отрезков любой хорды, проходящей через ту же точку ($CS \cdot CS'$ на рис. 3.12). Рассматривая две окружности, мы видим, что $CS \cdot CS' = (CA)^2 = (CB)^2$; следовательно, $CA = CB$. Значит, окружность с центром C и радиусом $R = CA$ пересекает оба луча под прямыми углами. Поскольку SA и SB выбраны произвольно, а волновой фронт определяется как поверхность, которая перпендикулярна всем лучам, окружность с центром в C должна являться волновым фронтом, проходящим через A и B . Хотя дуга SA длиннее дуги SB , большая длина дуги в точности компенсируется более высоким значением скорости на большей глубине, которой соответствует лучевая траектория SA .

Можно построить волновой фронт для любого значения t , если мы располагаем значениями H и R (см. рис. 3.12). Таким образом, величины H и R равны значениям z и x для луча, ко-

торый характеризуется $i = \pi/2$ на времени t , т. е. для луча SD на рис. 3.12. Подставляя $i = \pi/2$ в соотношения (3.25), (3.27) и (3.28), получаем

$$\left. \begin{aligned} \operatorname{tg} \frac{1}{2} i_0 &= e^{-at}, \quad \sin i_0 = \operatorname{sech} at, \quad \cos i_0 = \operatorname{th} at, \\ H &= (1/pa)(1 - \sin i_0) = \\ &= (V_0/a) \{ (1/\sin i_0) - 1 \} = (V_0/a)(\operatorname{ch} at - 1), \\ R &= (1/pa) \cos i_0 = (V_0/a) \operatorname{ctg} i_0 = (V_0/a) \operatorname{sh} at. \end{aligned} \right\} \quad (3.29)$$

Система уравнений (3.29) показывает, что по мере увеличения времени центр волнового фронта сдвигается вниз, а радиус растёт.

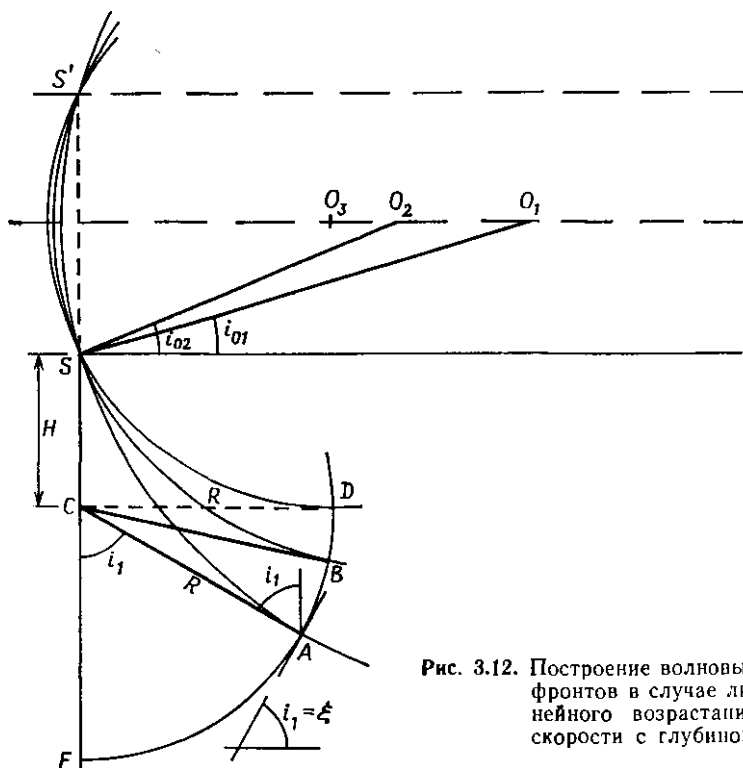


Рис. 3.12. Построение волновых фронтов в случае линейного возрастания скорости с глубиной.

Полевые измерения дают значения времени пробега в пункте взрыва t_0 и углового кинематического сдвига $\Delta t_d/\Delta x$. Поскольку луч, который возвращается в точку взрыва, должен падать на отражающий горизонт по нормали и снова проходить по той же траектории до исходной точки, угол наклона пласта равен углу

i_1 на времени $t = t_0/2$. Таким образом, для построения отражающей площадки, соответствующей паре значений t_0 и $\Delta t_d/\Delta x$, сделаем следующие расчеты:

$$\text{а) } t = t_0/2, \quad \text{б) } i_0 = \arcsin \left(V_0 \frac{\Delta t_d}{\Delta x} \right).$$

$$\text{в) } i_1 = 2 \operatorname{arctg} (e^{at} \operatorname{tg} 1/2 i_0), \quad \text{г) } H = (V_0/a) (\operatorname{ch} at - 1),$$

$$\text{д) } R = (V_0/a) \operatorname{sh} at.$$

По этим величинам найдем точку C , отложим радиус R под углом i_1 и проведем отражающую площадку, перпендикулярную радиусу, как показано на рис. 3.12 в точке A . Этот способ легко реализовать на простом графопостроителе [42] или сочетать с использованием лучевых диаграмм [4].

Преломление волн в случае линейного закона возрастания скорости в покрывающей толще рассматривается в § 3.3.5.

3.3. Лучевые траектории преломленных волн

3.3.1. Одна горизонтальная преломляющая граница

Сейсмика преломленных волн включает изучение головных волн, которые были определены в § 2.4.7. В случае одной горизонтальной преломляющей границы легко вывести формулу, связывающую время пробега с удалением приемника, глубиной границы и скоростями. Внизу на рис. 3.13 показана модель среды с плоской горизонтальной преломляющей границей, разделяющей два слоя со скоростями V_1 и V_2 , где $V_2 > V_1$. Для приемника в точке R траектория преломленной волны будет $OMPR$, причем Θ — критический угол падения. Уравнение годографа можно записать как

$$\begin{aligned} t &= \frac{OM}{V_1} + \frac{MP}{V_2} + \frac{PR}{V_1} = \frac{MP}{V_2} + 2 \frac{OM}{V_1} = \\ &= \frac{x - 2h \operatorname{tg} \Theta}{V_2} + \frac{2h}{V_1 \cos \Theta} = \frac{x}{V_2} + \frac{2h}{V_1 \cos \Theta} \left(1 - \frac{V_1}{V_2} \sin \Theta \right) = \\ &= \frac{x}{V_2} + \frac{2h \cos \Theta}{V_1}. \quad (3.30) \end{aligned}$$

В последнем равенстве мы воспользовались соотношением $\sin \Theta = V_1/V_2$. Это уравнение можно также записать в виде

$$t = (x/V_2) + t_1, \quad (3.31)$$

$$\text{где} \quad t_1 = (2h \cos \Theta)/V_1,$$

$$\text{или} \quad h = 1/2 V_1 t_1 / \cos \Theta. \quad (3.32)$$

Очевидно, что головная волна не будет наблюдаться на расстояниях, меньших *критического расстояния* OQ (рис. 3.13). Запишем выражение для критического расстояния x' :

$$x' = OQ = 2h \operatorname{tg} \Theta = 2h \operatorname{tg} \{\arcsin (V_1/V_2)\} = 2h \{(V_2/V_1)^2 - 1\}^{-1/2}. \quad (3.33)$$

На рис. 3.14 показана зависимость между x'/h и V_2/V_1 . При росте V_2/V_1 величина x' уменьшается. Когда $V_2/V_1 = 1,4$, x' становится равным $2h$. Согласно одному практическому правилу,

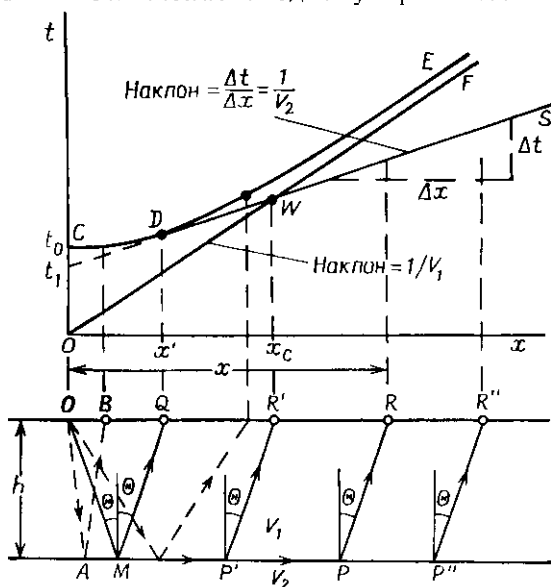


Рис. 3.13. Схема лучей и годографы отраженных и преломленных волн.

для того чтобы можно было наблюдать преломленные волны, не замаскированные чрезмерной интерференцией с головными волнами от более близких к поверхности границ, удаления сейсмодетекторов должны более чем вдвое превышать глубину залегания исследуемого преломляющего горизонта.

Уравнения (3.30) и (3.31) описывают линию с наклоном $1/V_2$ и временем над пунктом взрыва t_1 . Это видно на рис. 3.13, где OMQ , $OMP'R'$, $OMPR$ и $OMP''R''$ представляют собой лучевые траектории преломленных волн, а DWS — соответствующий им годограф. Заметим, что при удалениях, меньших чем x' , это уравнение прямой не имеет физического смысла, поскольку преломленная волна не существует для таких значений x ; независимо от этого мы можем продолжить данную прямую до пересечения с осью времен и найдем t_1 .

Задача, которую обычно приходится решать, состоит в определении глубины h и двух скоростей V_1 и V_2 . Наклон годографа прямой волны — величина, обратная V_1 ; таким же способом можно найти скорость преломленной волны V_2 . Затем из соотношения $\Theta = \arcsin(V_1/V_2)$ можно рассчитать критический угол Θ и, зная время над пунктом взрыва t_1 , вычислить h с помощью формулы (3.32).

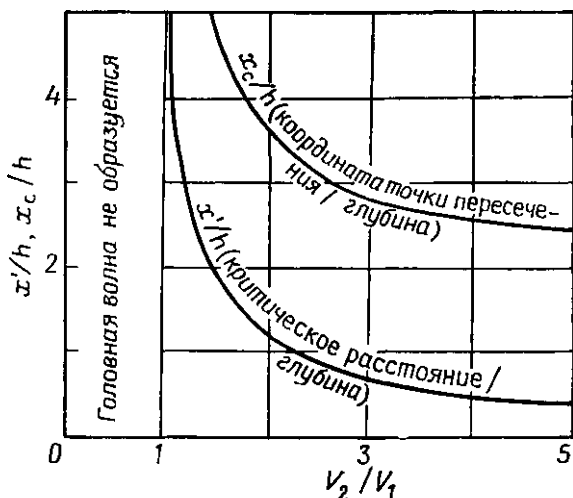


Рис. 3.14. Зависимость между критическим расстоянием x' , координатой точки пересечения годографов x_c и скачком скорости.

На рис. 3.13 годографы отраженной от границы AP'' волны и прямой волны представлены гиперболой CDE и прямой OF соответственно. Поскольку траекторию OMQ можно отнести как к отраженной, так и к преломленной волне, годографы отраженной и преломленной волн будут иметь общую точку при $x = x'$, т. е. точку D . Продифференцировав затем выражение (3.1), находим наклон годографа отраженной волны при $x = x'$:

$$\begin{aligned} \left[\frac{dt}{dx} \right]_{x=x'} &= \left[\frac{x}{V_1^2 t} \right]_{x=x'} = \frac{1}{V_1} \left[\frac{OQ}{OM + MQ} \right] = \\ &= \frac{1}{V} \left(\frac{\frac{1}{2} OQ}{OM} \right) = \frac{1}{V_1} \sin \Theta = \frac{1}{V_2}. \end{aligned}$$

Таким образом, мы получили, что в точке D годографы отраженной и преломленной волн имеют один и тот же наклон, и, сле-

довательно, годограф преломленной волны касателен к годографу отраженной при $x = x'$.

Сравнивая отраженную и преломленную волны, образовавшиеся на одной и той же границе и подходящие к тому же приемнику, мы замечаем, что время прихода преломленной волны всегда меньше, чем отраженной (исключая точку D). Время над пунктом взрыва t_1 для преломленной волны меньше, чем t_0 — время прихода отраженной волны в точке взрыва, поскольку

$$t_1 = (2h/V_1) \cos \Theta, \quad t_0 = (2h/V_1);$$

следовательно, $t_1 < t_0$.

Мы видим, что вблизи точки Q прямая волна приходит раньше отраженной и преломленной волн, поскольку ее траектория наиболее короткая. Однако часть своего пути преломленная волна проходит со скоростью V_2 , поэтому при увеличении x она в некоторой точке обгонит прямую волну. На графике 3.13 эти два значения времени равны в точке W . Если обозначить удаление, соответствующее точке W , через x_c , то можно записать

$$\frac{x_c}{V_1} = \frac{x_c}{V_2} + \frac{2h}{V_1} \cos \Theta;$$

отсюда

$$h = \frac{x_c}{2} \left(1 - \frac{V_1}{V_2} \right) / \cos \Theta = \frac{x_c}{2} \left(\frac{V_2 - V_1}{V_2} \right) \frac{V_2}{(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}},$$

$$h = \frac{x_c}{2} \left(\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1} \right)^{1/2}. \quad (3.34)$$

Это соотношение иногда используют для нахождения h по измерениям скоростей и координаты точки пересечения годографов прямой и преломленной волн x_c . Однако, как правило, t_1 можно определить более точно, чем x_c , и поэтому лучший способ определения h дает формула (3.32). Зависимость между x_c/h и V_2/V_1 иллюстрирует рис. 3.14.

3.3.2. Несколько горизонтальных преломляющих границ

Если все слои горизонтальны, формулу (3.30) можно обобщить на случай более чем одного преломляющего горизонта. Рассмотрим модель среды, изображенную на рис. 3.15 и состоящую из трех слоев со скоростями V_1 , V_2 и V_3 . Если $V_2 > V_1$, преломленная волна распространяется по пути $OMPR$ и ей соответствует ветвь годографа WS точно так же, как и на рис. 3.13. Если $V_3 > V_2 > V_1$, то волна, преломленная в кровле слоя со скоростью V_3 , на некотором расстоянии обгонит преломленную

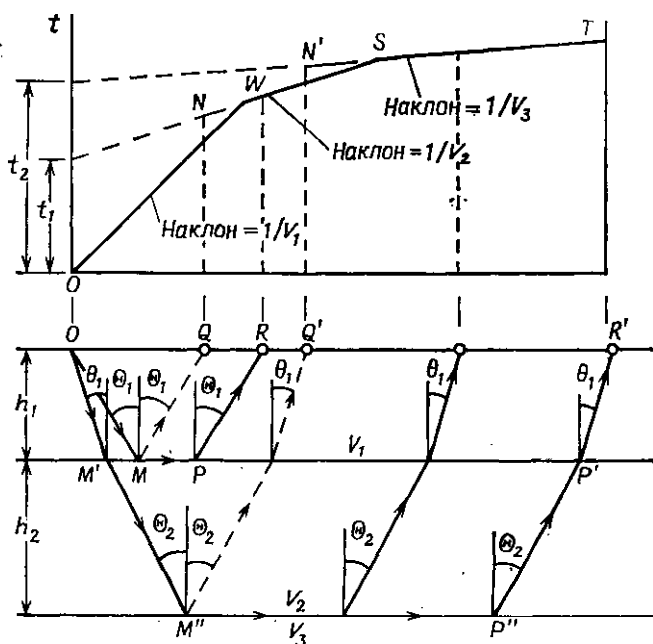


Рис. 3.15. Лучевые траектории и годографы для случая двух преломляющих границ.

волну, образованную в кровле слоя с V_2 . Траектории преломленных волн типа $OM'M''P''P'R'$ определяются законом Снеллиуса

$$\frac{\sin \theta_1}{V_1} = \frac{\sin \theta_2}{V_2} = \frac{1}{V_3},$$

где θ_2 — критический угол для нижнего слоя, а θ_1 — угол, меньший критического для верхнего слоя. Выражение для годографа ST получается, как и раньше:

$$\begin{aligned} t &= \frac{OM' + R'P'}{V_1} + \frac{M'M'' + P'P''}{V_2} + \frac{M''P''}{V_3} = \\ &= \frac{2h_1}{V_1 \cos \theta_1} + \frac{2h_2}{V_2 \cos \theta_2} + \frac{x - 2h_1 \operatorname{tg} \theta_1 - 2h_2 \operatorname{tg} \theta_2}{V_3} = \\ &= \frac{x}{V_3} + \frac{2h_2}{V_2 \cos \theta_2} \left(1 - \frac{V_2}{V_3} \sin \theta_2 \right) + \\ &\quad + \frac{2h_1}{V_1 \cos \theta_1} \left(1 - \frac{V_1}{V_3} \sin \theta_1 \right) = \\ &= \frac{x}{V_3} + \frac{2h_2}{V_2} \cos \theta_2 + \frac{2h_1}{V_1} \cos \theta_1 = \end{aligned} \quad (3.35)$$

Следовательно, годограф преломленной волны такого типа также является прямой линией, наклон которой равен обратной величине скорости непосредственно под преломляющей границей, а время над пунктом взрыва равно сумме членов вида $(2h_i \cos \theta_i / V_i)$ для каждого слоя выше преломляющей границы. Формулу (3.35) можно обобщить на случай n слоев:

$$t = \frac{x}{V_n} + \sum_i \frac{2h_i}{V_i} \cos \theta_i, \quad (3.36)$$

где $\theta_i = \arcsin(V_i/V_n)$. Это выражение можно использовать для нахождения скоростей и мощностей каждого из пачки горизонтальных преломляющих слоев, характеризующихся постоянной в пределах слоя, но растущей с глубиной скоростью, при условии, что вклад каждого слоя в годограф достаточен для того, чтобы его можно было правильно идентифицировать. Можно найти все скорости (следовательно, и углы θ_i), измеряя углы наклона различных участков годографа, и затем вычислить мощности слоев, воспользовавшись значениями времен над пунктом взрыва:

$$h_n = \frac{V_n}{2 \cos \theta_n} \left(t_n - \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2h_i \cos \theta_i}{V_i} \right). \quad (3.37)$$

3.3.3. Наклонная преломляющая граница

Простые модели, на которых основаны формулы (3.30)—(3.37), представляют часто лишь ограниченный интерес, так как не соответствуют реальным ситуациям. Одним из наиболее серьезных недостатков этих моделей является то, что в них не учитывается наклон границ, который резко меняет вид годографов головных волн. Внизу на рис. 3.16 показан вертикальный разрез через наклонный преломляющий горизонт. Пусть t — время пробега вдоль траектории $OMPO'$. Тогда можно записать

$$\begin{aligned} t &= \frac{OM + O'P}{V_1} + \frac{MP}{V_2} = \frac{h_d + h_u}{V_1 \cos \Theta} + \frac{OQ - (h_d + h_u) \operatorname{tg} \Theta}{V_2} = \\ &= \frac{x \cos \xi}{V_2} + \frac{h_d + h_u}{V_1} \cos \Theta. \end{aligned} \quad (3.38)$$

Если поместить источник в точку O , а приемник в O' , то будет отработан профиль по падению пласта. В этом случае удобно связать t с расстоянием h_d от пункта взрыва до преломляющей границы; далее мы исключим h_u , используя соотношения

$$h_u = h_d + x \sin \xi.$$

Записывая t_d для годографа по падению, получаем

$$\begin{aligned}
 t_d &= (x/V_2) \cos \xi + (x/V_1) \cos \Theta \sin \xi + (2h_d/V_1) \cos \Theta = \\
 &= (x/V_1) \sin (\Theta + \xi) + (2h_d/V_1) \cos \Theta = \\
 &= (x/V_1) \sin (\Theta + \xi) + t_{1d}, \quad \left. \begin{aligned} & \\ & t_{1d} = (2h_d/V_1) \cos \Theta. \end{aligned} \right\} \quad (3.39)
 \end{aligned}$$

Годограф в направлении восстания пласта можно получить подобным же образом, если исключить h_d :

$$\left. \begin{aligned} & t_u = (x/V_1) \sin (\Theta - \xi) + t_{1u}, \\ & t_{1u} = (2h_u/V_1) \cos \Theta. \end{aligned} \right\} \quad (3.40)$$

Заметим, что время пробега преломленной волны вниз по падению пласта от O до O' равно времени пробега вверх по восстанию пласта от O' до O ; это время пробега от одного пункта

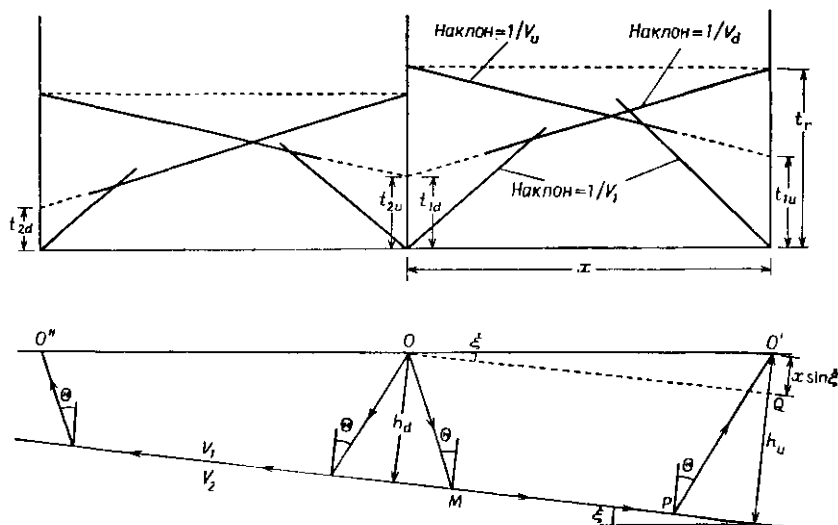


Рис. 3.16. Лучевые траектории и годографы для случая наклонной преломляющей границы.

взрыва до другого называют *взаимным временем* и обозначают t_r . Утверждение, что время пробега вдоль траектории остается одним и тем же независимо от направления распространения, является примером выполнения *принципа взаимности*.

Эти соотношения можно записать в виде, подобном (3.31):

$$t_d = (x/V_d) + t_{1d}, \quad (3.41)$$

$$t_u = (x/V_u) + t_{1u}, \quad (3.42)$$

где

$$V_d = V_1 / \sin(\Theta + \xi), \quad V_u = V_1 / \sin(\Theta - \xi). \quad (3.43)$$

Величины V_d и V_u представляют собой кажущиеся скорости и равны величине, обратной наклону годографов.

Для встречных профилей, подобных представленным на рис. 3.16, формулы (3.43) можно разрешить относительно угла падения ξ и критического угла Θ (и, следовательно, граничной скорости V_2):

$$\left. \begin{aligned} \Theta &= 1/2 \{ \arcsin(V_1/V_d) + \arcsin(V_1/V_u) \}, \\ \xi &= 1/2 \{ \arcsin(V_1/V_d) - \arcsin(V_1/V_u) \}. \end{aligned} \right\} \quad (3.44)$$

Расстояния до преломляющей границы h_d и h_u можно теперь найти с помощью формул (3.39) и (3.40), если известны времена над пунктом взрыва.

Уравнение (3.43) можно упростить, если угол ξ достаточно мал, так что можно принять $\cos \xi \approx 1$ и $\sin \xi \approx \xi$. При этих допущениях формула (3.43) принимает вид

$$\begin{aligned} V_1/V_d &= \sin(\Theta + \xi) \approx \sin \Theta + \xi \cos \Theta; \\ V_1/V_u &= \sin(\Theta - \xi) \approx \sin \Theta - \xi \cos \Theta. \end{aligned}$$

Следовательно,

$$\sin \Theta = (V_1/V_2) \approx 1/2 V_1 \{ (1/V_d) + (1/V_u) \}$$

и

$$1/V_2 \approx 1/2 (1/V_d + 1/V_u). \quad (3.45)$$

Еще более простая приближенная формула для V_2 (хотя и несколько менее точная) получается, если применить биномиальное разложение к формуле (3.43), считая угол ξ достаточно малым, чтобы пренебречь членами высших степеней ξ :

$$\begin{aligned} V_d &= (V_1 / \sin \Theta) (\cos \xi + \operatorname{ctg} \Theta \sin \xi)^{-1} \approx V_2 (1 - \xi \operatorname{ctg} \Theta), \\ V_u &\approx V_2 (1 + \xi \operatorname{ctg} \Theta); \end{aligned}$$

отсюда

$$V_2 \approx 1/2 (V_d + V_u). \quad (3.46)$$

3.3.4. Несколько наклонных преломляющих граней одного простирания ↵

Уравнения вида (3.36) были получены для случая нескольких слоев, характеризующихся одним и тем же простиранием, но различным падением. Представляет интерес формула, выведенная Адачн [2] с применением не обычно используемых параметров, а вертикальных мощностей и углов падения и преломления волн, измеренных относительно вертикали (рис. 3.17). Вы

вод формулы Адачи несложен, но содержит длинные тригонометрические преобразования (см. статью Джонсона [84]), поэтому мы приведем лишь конечный результат:

$$t_n = \frac{x \sin \beta_1}{V_1} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{h_i}{V_i} (\cos \alpha_i + \cos \beta_i), \quad (3.47)$$

где t_n — время пробега волны, преломленной на n -й границе (разделяющей слои со скоростями V_n и V_{n+1}), α_i и β_i — углы, образованные с вертикалью нисходящим и восходящим лучами

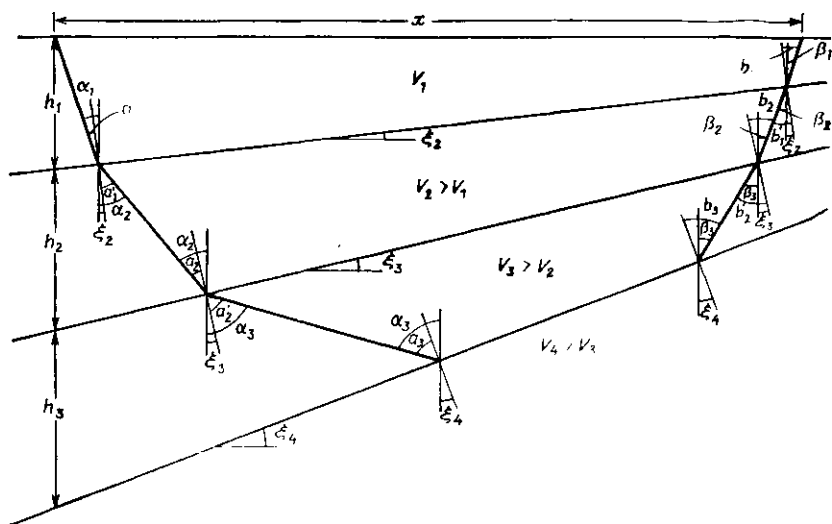


Рис. 3.17. Обозначения, принятые в формуле Адачи.

в i -м слое, h_i — вертикальная мощность i -го слоя. Обозначим a_i , b_i (рис. 3.17) углы падения, a'_i , b'_i — углы преломления, причем все они измерены относительно нормали к границе, и ξ_{i+1} — угол наклона i -й границы. Тогда

$$\begin{aligned} a'_i &= \arcsin \{ (V_{i+1}/V_i) \sin a_i \}, \\ b'_i &= \arcsin \{ (V_{i+1}/V_i) \sin b_i \}, \\ a_i &= a'_i + \xi_{i+1}, & \beta_i &= a_i - \xi_{i+1}, \\ a_{i+1} &= a'_i + \xi_{i+1}, & \beta_{i+1} &= b'_i - \xi_{i+1}. \end{aligned}$$

Для преломленной волны, распространяющейся вдоль n -й границы, $a_n = b_n = \Theta_n$, т. е. критическому углу.

Располагая годографами по встречным профилям, измеряем, как обычно, V_1 , кажущиеся скорости V_{2a} и V_{2u} и времена над пунктами взрыва t_{1u} и t_{1a} . Для первой границы

$$\begin{aligned}\alpha_1 &= \arcsin(V_1/V_{2a}), & \beta_1 &= \arcsin(V_1/V_{2u}), \\ \Theta_1 &= a_1 = b_1 = 1/2(\alpha_1 + \beta_1), \\ \xi_2 &= 1/2(\alpha_1 - \beta_1) \text{ (из (3.44))}, \\ V_2 &= V_1/\sin \Theta_1, & h_1 &= V_1 t_{1u}/(\cos \alpha_1 + \cos \beta_1).\end{aligned}$$

Переходя ко второй границе, вычисляем новые значения α_1 , β_1 и затем находим другие углы (заметим, что угол ξ_2 теперь известен):

$$\begin{aligned}\alpha_1 &= \arcsin(V_1/V_{3d}), & \beta_1 &= \arcsin(V_1/V_{3u}), \\ a_1 &= \alpha_1 - \xi_2, & b_1 &= \beta_1 + \xi_2, \\ a'_2 &= \arcsin\{(V_2/V_1) \sin a_1\}, \\ b'_2 &= \arcsin\{(V_2/V_1) \sin b_1\}, \\ \alpha_2 &= a'_2 + \xi_2, & \beta_2 &= b'_2 - \xi_2, \\ \alpha_2 &= b_2 = \Theta_2 = 1/2(\alpha_2 + \beta_2) = 1/2(a'_2 + b'_2), \\ V_3 &= V_2/\sin \Theta_2, & \xi_3 &= 1/2(\alpha_2 - \beta_2), \\ t_{2u} &= (h_1/V_1)(\cos \alpha_1 + \cos \beta_1) + (h_2/V_2)(\cos \alpha_2 + \cos \beta_2).\end{aligned}$$

Из последнего выражения определяется h_2 . В принципе этот итеративный процесс можно продолжить бесконечно, но на практике, как и во всех схемах решения задачи для преломленных волн, ошибки и громоздкие вычисления быстро накапливаются по мере роста числа слоев.

Формула Адачи лучше всего подходит к простым случаям, когда преломляющие границы плоские, нет никаких скоростных или структурных аномалий и преломляющие границы залегают на небольшой глубине. Когда перечисленные условия не выполняются, эта формула наряду с другими ей подобными может представлять лишь ограниченный интерес. Часто нельзя с уверенностью считать, что формулы применимы к конкретной реальной ситуации. Если в разрезе имеется более двух преломляющих горизонтов, иногда бывает трудно идентифицировать эквивалентные участки годографа, соответствующие падению и восстанию границы, особенно когда преломляющие границы не являются плоскими или когда меняются углы падения и простира-

3.3.5. Линейное возрастание скорости в покрывающей толще

Случай линейного непрерывного увеличения скорости с глубиной был рассмотрен в § 3.2.5. Из рис. 3.12 следует, что дуги лучей в некоторый момент вновь достигнут поверхности наблюдений,

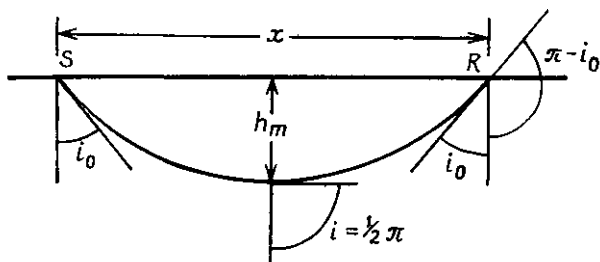


Рис. 3.18. Лучевая траектория в случае линейного возрастания скорости с глубиной.

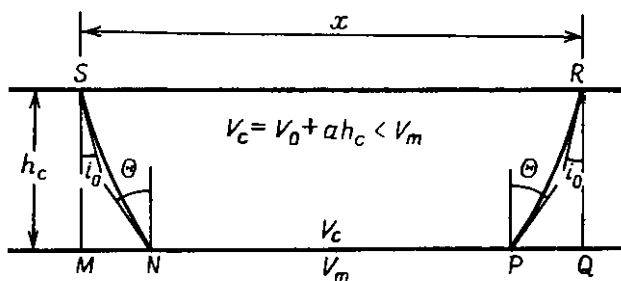


Рис. 3.19. Преломленная волна в случае линейного возрастания скорости с глубиной в верхнем слое.

как показано на рис. 3.18. Для этого случая формулы (3.25) и (3.26) приобретают вид (см. задачу 3.18)

$$\begin{aligned} x &= (2V_0/a) \operatorname{ctg} i_0 = (2V_0/a) \operatorname{sh}^{1/2} at, \\ t &= (2/a) \ln (\operatorname{ctg}^{1/2} i_0). \end{aligned} \quad (3.48)$$

Луч достигает своей максимальной глубины проникновения h_m при $i = \pi/2$. Следовательно, исходя из формул (3.28) и (3.48),

$$h_m = (V_0/a) (\operatorname{ch}^{1/2} at - 1). \quad (3.49)$$

Значительный практический интерес представляет случай высокоскоростного пласта, перекрытого слоем, в котором скорость увеличивается с глубиной по линейному закону (рис. 3.19). Связь между t и x для горизонтальной преломляющей границы можно найти следующим образом. Время прихода волны равно

$$t = t_{SN} + t_{NP} + t_{PR} = 2t_{SN} + (x - 2MN)/V_m.$$

Замечая, что $(\sin i_0)/V_0 = (\sin \Theta)/V_c = 1/V_m$, из формулы (3.26) находим

$$t_{SN} = \frac{1}{a} \ln \left(\frac{\operatorname{tg}^{1/2} \Theta}{\operatorname{tg}^{1/2} i_0} \right) = \frac{1}{a} \ln \left\{ \frac{V_c}{V_m + (V_m^2 - V_c^2)^{1/2}} \frac{V_m + (V_m^2 - V_0^2)^{1/2}}{V_0} \right\} = \\ = \frac{1}{a} \left\{ \operatorname{Ar ch} \left(\frac{V_m}{V_0} \right) - \operatorname{Ar ch} \left(\frac{V_m}{V_c} \right) \right\},$$

где использовано тождество $\operatorname{Ar ch} x = \ln \{x + (x^2 - 1)^{1/2}\}$. Из формулы (3.25) получаем

$$MN = (1/pa) (\cos i_0 - \cos \Theta) = (1/pa) [1 - (V_0/V_m)^2]^{1/2} - \\ - \{1 - (V_c/V_m)^2\}^{1/2}].$$

Подстановка в первое выражение для t дает

$$t = (x/V_m) + t_0, \quad (3.50)$$

где t_0 — время над пунктом взрыва:

$$t_0 = (2/a) [\operatorname{Ar ch} (V_m/V_0) - \operatorname{Ar ch} (V_m/V_c)] - \{1 - (V_0/V_m)^2\}^{1/2} + \\ + \{1 - (V_c/V_m)^2\}^{1/2}. \quad (3.51)$$

По наклону годографа получаем значение V_m . Строят график зависимости t_0 от h_c (или V_c) для данных значений V_0 и a и определяют по этой кривой h_c и V_c для конкретных измеренных значений.

Задачи

3.1. а) Рассчитайте Δt_n в точке приема, расположенной в 600 м от пункта взрыва, для отраженной волны при $t_0 = 2,358$ с, если задано, что $\bar{V} = 2,90$ км/с. б) Типичные ошибки в определении x , \bar{V} , t_0 могут достигать значений 0,6 м, 0,2 км/с и 5 мс; вычислите приблизительно соответствующие ошибки в определении Δt_n . Какой вывод можно сделать о точности вычисления Δt_n ? в) Покажите, что формулу (3.8) можно записать следующим образом:

$$\Delta t_{nn} = \Delta t_n (1 - \Delta t_n / 2t_0),$$

где Δt_n задается формулой (3.7), Δt_{nn} — второе приближение. Когда это выражение можно считать применимым, если иметь в виду ошибки определения величин x , \bar{V} , t_0 ?

3.2. а) Покажите, что величину dt/dx можно рассматривать как вектор или компоненту вектора в зависимости от того, соответствует ли dt полному наклону или его компоненте. б) Воспользовавшись рис. 3.20, докажете, что построение, приведенное на рис. 3.8, б, дает те же результаты, что и формула (3.18). (Указание: выразите l , m и OC через OA .)

3.3. а) Рассчитайте \bar{V} и \bar{V}' последовательно для каждого пласта, воспользовавшись данными таблицы. Почему эти величины различаются (дайте геометрическое объяснение)?

Глубина, км	Скорость, км/с
0—1,00	2,0
1,00—2,50	3,00
2,50—2,80	6,00
2,80—4,80	4,00

б) Отражение от границы на глубине 2,5 км характеризуется угловым кинематическим сдвигом 104 мс/км. Вычислите углы

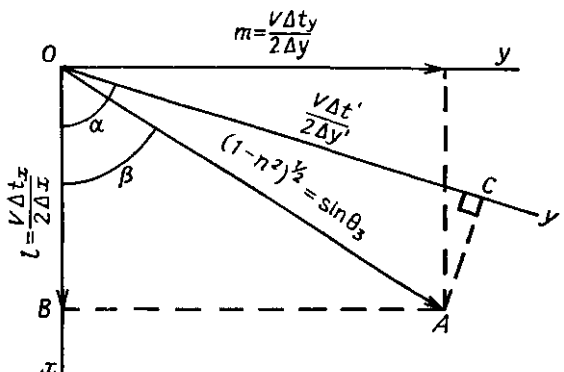


Рис. 3.20. Объединение компонент угла наклона границы.

наклона границы по \bar{V} и по \bar{V}' и сравните их с углом, полученным в случае симметричной расстановки. Почему три значения различаются?

3.4. Покажите, что при замене h на h_c — глубину по нормали к границе в срединной точке между пунктом взрыва и приемником (рис. 3.21) формула (3.9) принимает вид [61]

$$(Vl)^2 = (2x \cos \xi)^2 + 4h_c^2.$$

3.5. а) Воспользовавшись формулой (3.11) и результатами задачи 3.4, получите следующий результат (который, согласно Диксу [48], принадлежит Фавру):

$$\operatorname{tg} \xi \approx t / (t_{AB}^2 - t_0^2)^{1/2},$$

где ξ — угол падения пласта, $t = t_{SA} - t_{SB}$, t_{AB} — время пробега между пунктом взрыва A и приемником B , t_0 — время пробега

на пункте взрыва S (см. рис. 3.21). б) Используя формулу (3.9), покажите, что

$$\sin \xi = V^2(t_{SA}^2 - t_{SB}^2)/8h_c x.$$

в) При каком условии результат, полученный в (б), будет подобен выражению (3.11), а также совместим с (а)?

3.6. Чтобы получить выражение (3.11) для угла наклона пласта через угловой кинематический сдвиг, нужно отбросить члены выше второго порядка в разложении, использованном для получения формулы (3.10). Как изменится выражение (3.11),

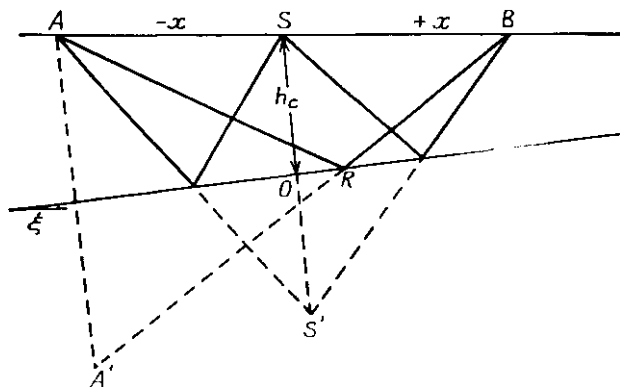


Рис. 3.21. К выводу соотношения $X^2 - T^2$ для наклонного пласта.

если сохранить добавочный член в этом разложении? Каково изменение угла наклона в процентном выражении?

3.7. а) Пункты взрыва B и C находятся в 600 м к северу и в 500 м к востоку от пункта взрыва A соответственно. Времена пробега в точках A , B , C для некоторой отраженной волны таковы: $t_0 = 1,750$; 1,825 и 1,796 с. Какими будут углы падения и простираения горизонта, если $V = 3,25$ км/с? б) Как изменяются углы падения и простираения, если линия AC будет иметь азимут 80° СВ?

3.8. а) Две пересекающиеся сейсмические расстановки расположены по азимутам 10° СВ и 140° СВ. Зная, что первая расстановка фиксирует отраженную волну на времени $t_0 = 1,760$ с с угловым кинематическим сдвигом 56 мс/км, а вторая регистрирует ту же волну с угловым кинематическим сдвигом 32 мс/км, найдите истинный угол падения, глубину и простираение отражающей поверхности, считая при этом, что 1) углы наклона направлены к югу и западу; 2) угол наклона, определенный по первой расстановке, направлен к югу, а по второй — к юго-востоку. Значение средней скорости примите равным 3 км/с.

б) Определите положение отражающей точки (с учетом сейсмического сноса) по каждой расстановке отдельно, для случая (1), как если бы информации на пересечении расстановок не было и считалось, что каждая расстановка дает полный кинематический сдвиг; сравните с результатами, полученными в (а). Увеличится или уменьшится величина ошибок, если те же расчеты провести для наиболее распространенной ситуации, когда скорость увеличивается с глубиной?

3.9. Воспользовавшись данными из задачи 3.3, а, постройте графики зависимости V и \bar{V} от глубины и от времени пробега и найдите для этих четырех случаев прямые, наилучшим образом осредняющие эти зависимости. Каковы основные задачи аппроксимации данных с помощью функциональных зависимостей?

3.10. а) Принимая плоскослоистую модель, рассчитайте глубины, соответствующие $t_0 = 1,0; 2,0; 2,1$ и $3,1$ с, используя следующие скоростные функции: 1) V из задачи 3.3, а; 2) \bar{V} из задачи 3.3, а; 3) наилучшим образом осредняющие функции, полученные в задаче 3.9. б) Какие ошибки внесены в найденные выше результаты в отношении глубин, заданных в задаче 3.3, а.

3.11. а) Повторите расчеты задачи 3.10, а для плоскослоистой скоростной модели, но с угловым кинематическим сдвигом 104 мс/км и найдите угол падения слоев в каждом случае. б) Используя данные о скоростях, приведенные в таблице к задаче 3.3, а, проследите нисходящий через различные пласты луч и найдите время пробега, отражающие точки и углы падения отражающих границ, расположенных на глубинах, соответствующих скачкам скорости.

3.12. Пункты взрыва A и B расположены на концах расстановки из 16 сейсмоприемников, имеющей длину 225 м. Воспользовавшись данными приведенной ниже таблицы, найдите скорости, угол падения и глубину преломляющей границы.

x_A , м	t_A , мс	t_B , мс	x_B , м	x_A , м	t_A , мс	t_B , мс	x_B , м
0	0	98	225	120	70	52	105
15	10	92	210	135	73	46	90
30	21	87	195	150	78	43	75
45	30	81	180	165	81	37	60
60	41	75	165	180	85	31	45
75	50	71	150	195	89	21	30
90	59	65	135	210	94	10	15
105	65	60	120	225	98	0	0

3.13. а) Покажите, что двум моделям геологического разреза, приведенным на рис. 3.22, соответствуют одинаковые го-

дографы. б) Какова была бы кажущаяся глубина нижней границы на рис. 3.22, а, б, если принять V_3 равным 3,15 км/с вместо 6 км/с?

3.14. На рис. 3.23 показан профиль МПВ, зарегистрированный при удалении от радиобуя корабля-взрывпункта, оснащенного воздушной пушкой. Проследите прямую волну через толщу воды и используйте наклон ее годографа для определения расстояний источник — радиобуй (считайте скорость в воде равной 1,5 км/с). а) Выделите хорошо различимые вступления головных воли, определите по ним скорости, время над пунктом

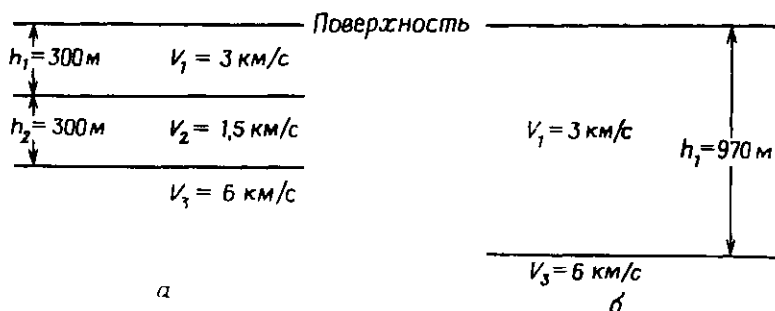


Рис. 3.22. Два различных геологических разреза, которым соответствует один и тот же годограф преломленной волны.

взрыва и глубину преломляющих границ, принимая плоско-слоистую модель и считая, что отсутствуют инверсии скорости. б) Какова глубина воды? Проследите многократные волны и объясните их возможные траектории распространения (их оси оказались в правом верхнем углу в результате особенностей печатающего устройства ЭВМ и в действительности должны располагаться на записи ниже осей основных волн).

3.15. Годографы, изображенные на рис. 3.24, получены при инженерно-геофизических наблюдениях по методу преломленных волн. а) Решите обратную задачу для первого слоя по двум системам встречных годографов и покажите, что слой имеет мощность приблизительно 2,9 и 3,8 м под пунктами взрыва А и С соответственно (угол падения около $0,3^\circ$). б) Примените формулу (3.35) для вычисления приближенной мощности третьего слоя. в) Каков угол падения более глубокой границы? г) Почему результаты, полученные в (б) и (в), приближенные?

3.16. Найдите глубину залегания коренных пород при наблюдениях на плотине, если измерены времена пробега от пункта взрыва до 12 сейсмоприемников, расположенных на

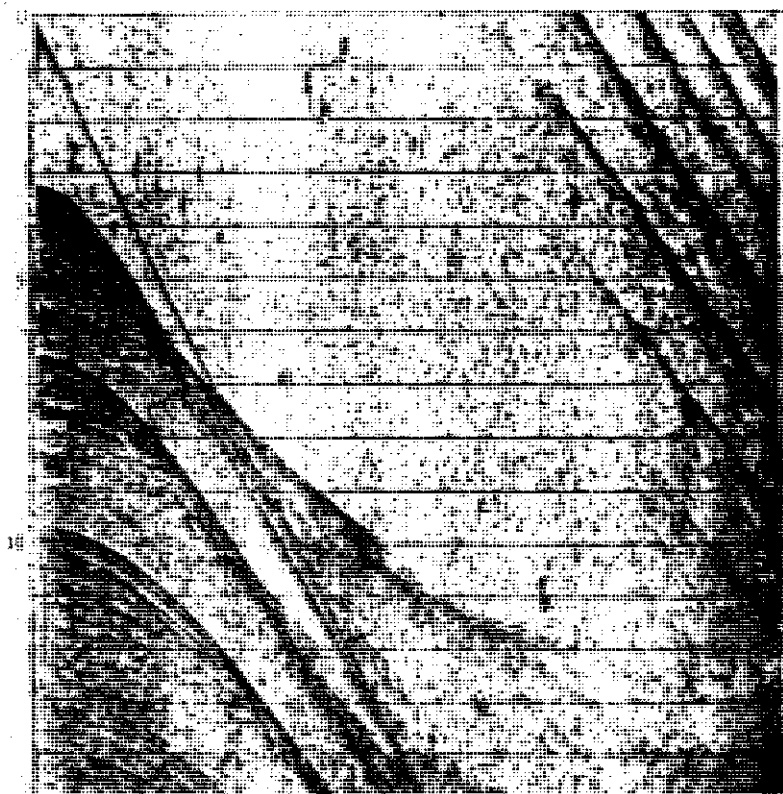


Рис. 3.23. Профиль МПВ с радиобуем в Баффиновом заливе, пройденный с воздушной пушкой объемом 1000 дюйм³. [С разрешения фирмы «Фэрфилд индастрис»]

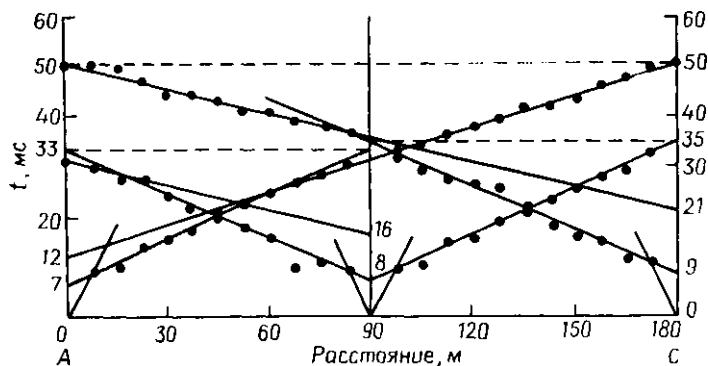


Рис. 3.24. Профиль МПВ для целей инженерной геологии.

прямолинейном профиле, проходящем через пункт взрыва, с интервалом 15 м. Удаления x меняются в диапазоне от 15 до 180 м. Определите мощность покрывающей толщи по данным таблицы. Как изменится мощность, если для решения задачи выбрать вместо трехслойной модели двухслойную?

x , м	t , мс	x , м	t , мс	x , м	t , мс
15	19	75	59	135	72
30	29	90	62	150	76
45	39	105	65	165	78
60	50	120	68	180	83

3.17. Используя следующие данные для встречных профилей МПВ с пунктами взрыва A , B , примените метод Адачи для нахождения скоростей, глубин и углов падения пластов.

x , км	0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0
t_A , с	0,00	0,25	0,50	0,74	0,98	1,24	1,50	1,70	1,81	1,91	2,02
t_B , с	3,00	2,90	2,80	2,68	2,52	2,41	2,31	2,20	2,07	1,91	1,80

x , км	5,5	6,0	6,5	7,0	7,5	8,0	8,5	9,0	9,5	10,0
t_A , с	2,16	2,28	2,38	2,44	2,56	2,64	2,72	2,80	2,89	3,00
t_B , с	1,65	1,50	1,40	1,25	1,12	1,00	0,75	0,49	0,23	0,00

3.18. Получите выражения (3.48) и (3.49) из формул (3.25)—(3.28).

3.19. а) Задана скоростная функция $V = (1,60 + 0,60z)$ км/с (z — в км). Найдите угол падения отражающей границы, глубину и снос точки отражения, если $t_0 = 4,420$ с и $\Delta t/\Delta x = 0,311$ с/км. б) Какую интерпретацию вы дали бы результату в п. (а)? Если эта отражающая граница отсутствует и луч продолжается без отражения, когда и где он выйдет на поверхность? Какой кинематический сдвиг наблюдался бы на записи регистрирующей расстановки? в) Рассчитайте максимальную глубину проникновения луча, если вместо значений t_0 и $\Delta t/\Delta x$ в (а) были бы заданы результаты п. (б).

3.20. Постройте годограф, считая, что скоростная функция, заданная в задаче 3.19, относится к толще над горизонтальной

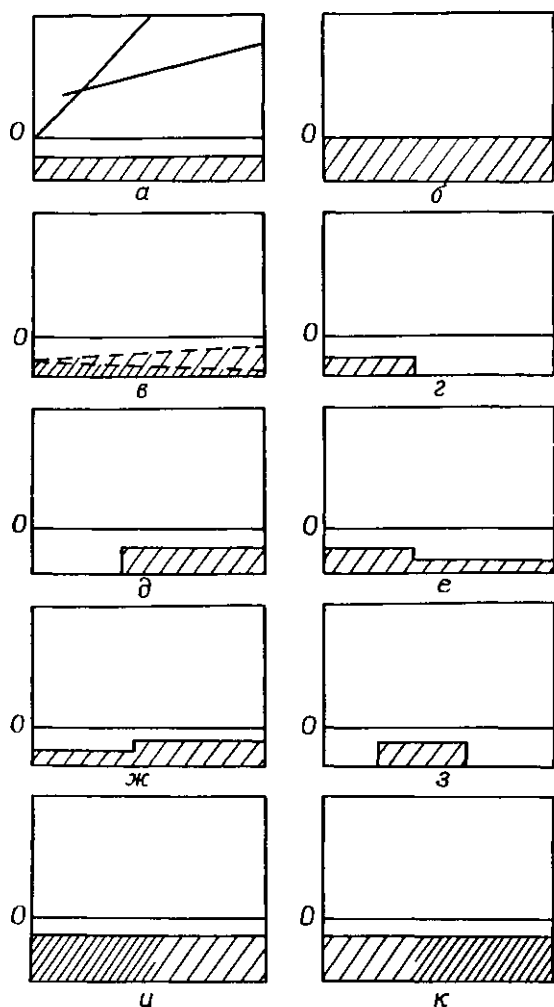


Рис. 3.25. Подографы в случае различных двухслойных моделей. Рисунок составлен по иллюстрациям к статье [15], первой публикации на английском языке по сейсмическому методу. В верхней части (выше точки O) каждой схемы оставлено место для построения подографов соответственно моделям, представленным на разрезе ниже точки O . Схема a иллюстрирует, что именно требуется сделать. В схеме $в$ предлагаются две альтернативы, поэтому должны быть изображены два набора кривых. В схемах $и$ и $к$ предполагается, что скорости меняются в горизонтальном направлении пропорционально плотности штриховки; в каждом из этих случаев скорость в пределах заштрихованного участка больше, чем в вышележащем слое.

преломляющей границей, залегающей на глубине 2,4 км, а граничная скорость равна 4,25 км/с.

3.21. Для заданных моделей a — $з$ (рис. 3.25), состоящих из одних и тех же двух типов пород, постройте соответствующие годографы. На схеме $в$ показаны два случая падения слоя в противоположных направлениях. На схемах $и$ и $к$ скорость в нижней среде меняется по горизонтали согласно плотности штриховки.

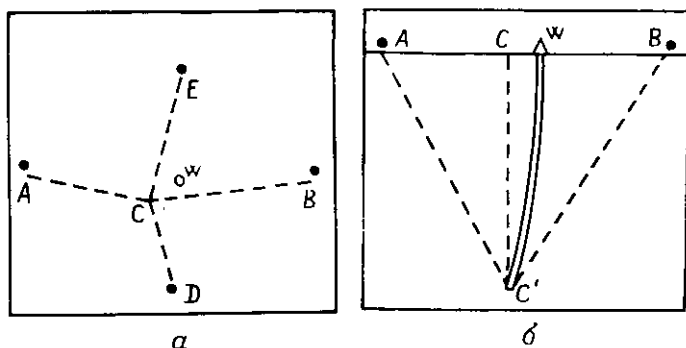


Рис. 3.26. Картирование искривленной скважины по измерению времени пробега до сейсмоприемника, расположенного в точке C внутри скважины [15]. a —вид сверху; $б$ —вертикальный разрез по AWB .

3.22. В работе [15] Бартон рассматривает возможность регистрации волн от взрывов с помощью приемника, помещенного в скважину (рис. 3.26), как способ для определения положения забоя скважины. а) Пункты взрыва A , B , D , E находятся на равных расстояниях от W в направлениях по странам света. Принимая прямолинейность траекторий волн при средней скорости V и равенство времен пробега от пунктов взрыва D и E (рис. 3.26, a), получите выражения для CC' и CW (рис. 3.26, $б$) через времена пробега $t_{AC'}$ и $t_{BC'}$ от взрыва в скважинах A и B . б) Каковы значения t_{AC} и t_{BC} при $V = 2,5$ км/с, $AW = BW = CC = 1000$ м, $CW = 200$ м? в) Насколько чувствителен этот метод, т. е. каковы $\Delta(CC')/\Delta t_{AC'}$ и $\Delta(CW)/\Delta t_{AC'}$? Для конкретной ситуации, описанной в (б), насколько изменяются WC и CC' за счет ошибки в $t_{AC'}$ в 1 мс? г) Измените допущения в п. (б), взяв скорость 1,5 км/с для первых 500 м и 3,5 км/с для нижних 500 м. Каковы будут теперь действительные времена пробега и как их можно было бы проинтерпретировать, если допустить прямолинейность траекторий в п. (а)?

Характеристики сейсмической записи

Общий обзор

Основной задачей интерпретации сейсмических записей является выделение осей синфазности однократных отраженных (или преломленных) волн, преобразование времен их прихода в глубины и элементы залегания границ и картирование отражающих (преломляющих) горизонтов. Одновременно интерпретатор должен учитывать особенности волновой картины, например изменения амплитуд и характера записи, а также другие типы волн, такие, как многократные отражения и дифрагированные волны, с помощью которых можно получить ценную информацию. Эта глава посвящена изучению особенностей сейсмической записи.

О характеристиках, которые позволяют выделять и идентифицировать волны, — когерентность, разрастание амплитуд, форма записи, наклон осей синфазности и кинематический сдвиг — говорится в § 4.1. Разность времен прихода волн на различных удалениях источника от приемника дает особенно плодотворный метод распознавания отраженных, преломленных, многократных и других типов волн на записи.

В § 4.2 рассмотрены характеристики нескольких классов многократных отраженных волн. Дифрагированные волны отличаются большими значениями кинематического сдвига, чем отраженные, и образуют криволинейные оси на суммированных разрезах без миграции. Они определенным образом связаны с отраженными волнами от границ, прерывание которых и порождает дифрагированные волны. В случае простых скоростных функций вершина дифракционной оси дает положение точки дифракции; определение точки дифракции важно для выяснения элементов выклинивания слоев, которое наблюдается, например, вблизи разломов и на крыльях соляных куполов. Дифракционные явления объясняют также механизм проникновения сейсмической энергии в те области разреза, в которые согласно законам геометрической оптики сейсмические волны не проникают.

Многократные волны классифицируют как волны с большой временной задержкой, если они образуют отдельные оси синфазности на записи, или как волны с малой задержкой, если их действие приводит лишь к изменению формы импульса однослойных отраженных волн. Многократные отражения в тонких слоях являются важным фактором, определяющим изменение формы волны и потери высоких частот с увеличением времени пробега. Многократные волны с большой временной задержкой, если их правильно не опознать, искажают результаты интерпретации. Характеристики поверхностных волн завершают § 4.2.

§ 4.3 посвящен характеристикам отраженных волн. Кривизна отражающей границы оказывает влияние на амплитуды волн. Когда центр кривизны границы синклинального типа (вогнутой) находится ниже уровня наблюдений, образуется погребенный фокус и появляется обратная ветвь годографа. Обратная ветвь является выпуклой и имеет противоположную полярность. Колебание в области обратной ветви сдвинуто по фазе относительно прямой ветви.

Разрешенность записи определяет способность интерпретатора различить соседние объекты. Вертикальная разрешенность соответствует минимально возможному расстоянию между поверхностями, при котором их можно наблюдать как отдельные отражающие границы. Предельная разрешенность составляет примерно четверть длины волны. Горизонтальная разрешенность определяет минимальное расстояние между прослеживаемыми особенностями границ, при котором их можно разделить. Она примерно соответствует ширине первой зоны Френеля.

Форма сейсмического волнового пакета меняется с ростом времени пробега за счет поглощения и многократных отражений в тонких слоях, а также за счет фильтрующего действия регистрирующей и обрабатывающей аппаратуры. Минимально-фазовые импульсы отличаются от нуль-фазовых, причем наиболее часто используется нуль-фазовый импульс Ринкера.

Проводится различие между когерентными и некогерентными помехами, а также повторяемыми и случайными помехами. В конце главы рассмотрены способы ослабления помех.

4.1. Особенности осей синфазности волн различных типов

Распознавание и идентификация сейсмических волн на записи основаны на их пяти характеристиках: а) когерентности, б) разрастании амплитуд, в) характере, г) наклоне осей, д) нормальном кинематическом сдвиге. Первая характеристика наиболее важна для прослеживания волн. Когда некоторая волна достигает расстановки приборов, она оказывает примерно одно и то

же воздействие на каждый сейсмоприемник. Если волна достаточно интенсивна, чтобы перекрыть колебания других типов, подходящих в это же самое время, трассы в пределах интервала прослеживания волны будут выглядеть более или менее сходно; это сходство вида волны от трассы к трассе называется *когерентностью* (рис. 4.1) и является необходимым условием для прослеживания волн любого типа. *Разрастанием амплитуд*

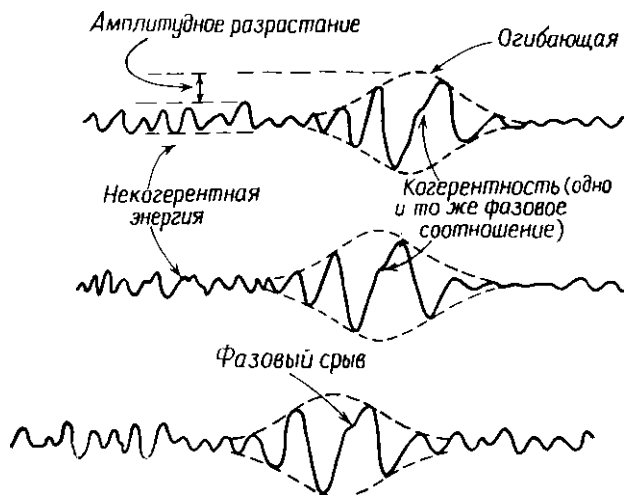


Рис. 4.1. Характеристики сейсмической записи.

называют увеличение амплитуды волнового пакета, возникающее в результате когерентного подхода энергии; оно отмечается не всегда, особенно если при регистрации используется АРУ (см. § 5.4.5). *Характером* записи называют отличительный вид формы волны, который позволяет выделить конкретную ось синфазности; сюда относятся в первую очередь форма огибающей волнового пакета, число периодов колебаний с возросшей амплитудой и искажения отдельных фаз в результате интерференции между волнами, составляющими волновой пакет. *Кинематический сдвиг*, обозначающий систематическую разницу во времени прихода от трассы к трассе для одной и той же волны, уже был рассмотрен в § 3.1.1 и 3.1.2.

Когерентность колебаний и амплитудное разрастание свидетельствуют только о присутствии на записи достаточно интенсивной сейсмической волны, но они ничего не говорят о типе волны. Наиболее информативным критерием для идентификации природы волн служит кинематический сдвиг. Часто очень важен и характер записи, в особенности частотный состав и

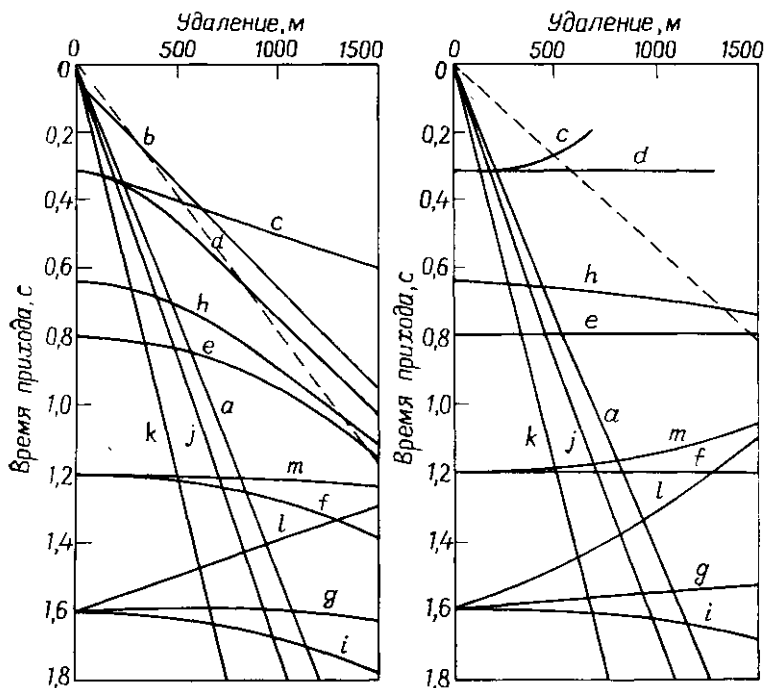


Рис. 4.2. Типы волн на сейсмической записи. Годографы волн обозначены. *a* — прямая волна, $V = 650$ м/с; *b* — преломленная в подошве зоны выветривания, $V_H = 1640$ м/с; *c* — преломленная на плоской границе, $V_R = 4920$ м/с; *d* — отраженная от той же преломляющей границы, что и *c*, $V = 1640$ м/с; *e* — отраженная от плоской границы, $V = 1970$ м/с; *f* — отраженная от плоской границы, $V = 2300$ м/с; *g* — отраженная от наклонной границы, $V = 2630$ м/с; *h* — кратное отражение для *d*; *i* — кратное отражение для *e*; *j* — поверхностные волны, $V_R = 575$ м/с; *k* — воздушная волна, $V = 330$ м/с; *l* — отраженно-преломленная волна от нарушения преломляющей границы, которой соответствует годограф *c*; *m* — отраженно-преломленная волна от бокового нарушения преломляющей границы для волны *c*. После правильного ввода кинематических поправок (справа) однократные отражения обратились в прямые линии. В процессе обработки данные обычно обнуляют в начальной части записи; эта процедура — *мьютинг* — состоит в установке нулевых значений на трассе до некоторого предела мьютинга (на рисунке он показан пунктирной линией). Поэтому оси синфазности, которые могли бы в противном случае появиться в верхнем правом треугольнике, обычно не видны на записи.

число периодов колебаний. Отраженные волны характеризуются кинематическим сдвигом, который должен меняться в определенных пределах в зависимости от распределения скорости в среде. Этот сдвиг обычно мал, но иногда оси синфазности

отраженных волн имеют огромный наклон (например, в случае отражений от плоскости сброса). Отраженные волны редко включают более двух-трех периодов и часто различаются по частотному составу при общем диапазоне 15—60 Гц; глубокие отражения иногда обладают значительной энергией даже при более низких частотах.

Для идентификации отраженных, дифрагированных, отраженно-преломленных и кратных волн очень полезно вывести на дисплей данные после введения поправок а) за зону малых скоростей и превышение рельефа (*статические поправки*, так как вводится одна и та же поправка на всех временах для данной трассы; см. § 5.6.2) и б) за нормальное приращение времени (*кинематические поправки*, так как величина поправки уменьшается с увеличением времени прихода волны). Такие скорректированные записи можно получить в процессе обработки данных. Если кинематический сдвиг устранен правильным образом, оси синфазности отраженных волн обращаются в прямолинейные (рис. 4.2), тогда как оси дифрагированных и кратных волн все еще сохраняют некоторую кривизну (поскольку у них нормальный кинематический сдвиг больше, чем у однократных отраженных волн), а оси преломленных и других волн, имевшие до введения поправок прямолинейный вид, приобретают обратную кривизну.

4.2. Волны, отличные от однократных отражений

4.2.1. Дифрагированные волны

Явление дифракции рассматривалось в § 2.3.5. Было показано, что отражение от полуплоскости и дифракция от ее края характеризуются непрерывным годографом и неразличимы по виду записи. Дифрагированные волны обычно обладают характерным кинематическим приращением времени. На рис. 4.3, а для всех точек взрыва и положений сейсмоприемников, при которых точка отражения находится слева от точки дифракции, годограф отраженной волны задается уравнением (3.4), т. е.

$$t_r = (1/V)(x^2 + 4h^2)^{1/2} \approx 2h/V + x^2/4Vh = t_0 + \Delta t_n,$$

при условии что $x < h$. Годограф отраженной волны, как показано на рис. 3.1, представляет собой гиперболу. В случае когда источник колебаний расположен непосредственно над точкой дифракции (S_2 на рис. 4.3, б), годограф дифрагированной волны можно описать уравнением

$$t_d = (1/V)\{h + (x^2 + h^2)^{1/2}\} \approx 2h/V + x^2/2Vh = t_0 + 2\Delta t_n. \quad (4.1)$$

Следовательно, нормальный кинематический сдвиг для дифрагированной волны, показанной на рис. 4.3, б, вдвое больше, чем для отраженной волны при одном и том же удалении от источника; отраженная волна относится к мнимому источнику на глубине $2h$, а дифрагированная приходит от источника, расположенного на глубине h . Минимальное время прихода на годографе дифрагированной волны соответствует трассе, зарегистрированной непосредственно над точкой дифракции (за исключением случаев аномального распределения скорости), однако

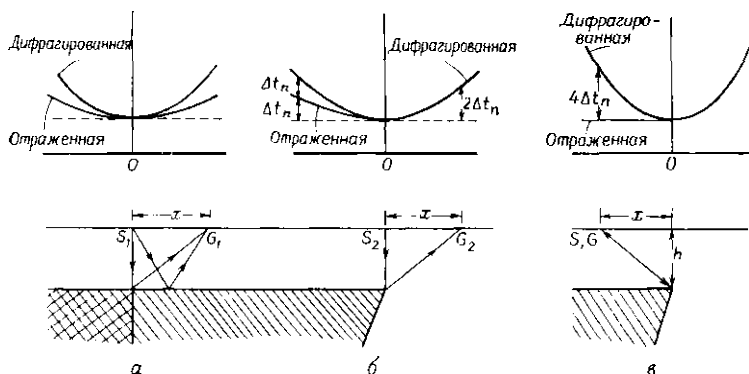


Рис. 4.3. Годографы дифрагированных волн. а, б — одиночный источник и расстановка сейсмоприемников; в — источник и приемник совмещены в одной точке.

дифрагированная волна не обязательно будет иметь максимум амплитуды на этой трассе. Член $x^2/2Vh$, описывающий кинематический сдвиг за счет дифракции в уравнении (4.1), уменьшается с увеличением глубины дифрагирующей точки h ; следовательно, кривизна годографа дифрагированной волны уменьшается с глубиной. Если представить себе разрез, полученный при совмещенном положении источник — приемник и изображенный на рис. 4.3, в, годограф дифрагированной волны можно будет описать уравнением

$$t'_d = 2(x^2 + h^2)^{1/2}/V \approx 2h/V + x^2/Vh = t_0 + 4\Delta t_n. \quad (4.2)$$

Это как раз соответствует тому типу разреза, который стремятся получить суммированием по методу общей глубинной точки. Дифрагированные волны на таком разрезе изобразятся в виде криволинейных осей с наклоном, приблизительно равным $\pm 2/V$ для больших x (см. задачу 4.1 в конце главы).

Рассмотрим три полуплоскости, расположенные на одной и той же глубине, но обладающие разным наклоном (рис. 4.4).

В положении, соответствующем краю полуплоскости, годографы дифрагированных волн для всех трех случаев имеют одинаковую кривизну, и в этой точке они касаются годографов отраженных волн, а годографы дифрагированных волн имеют здесь максимальную амплитуду. Таким образом, вершина годо-

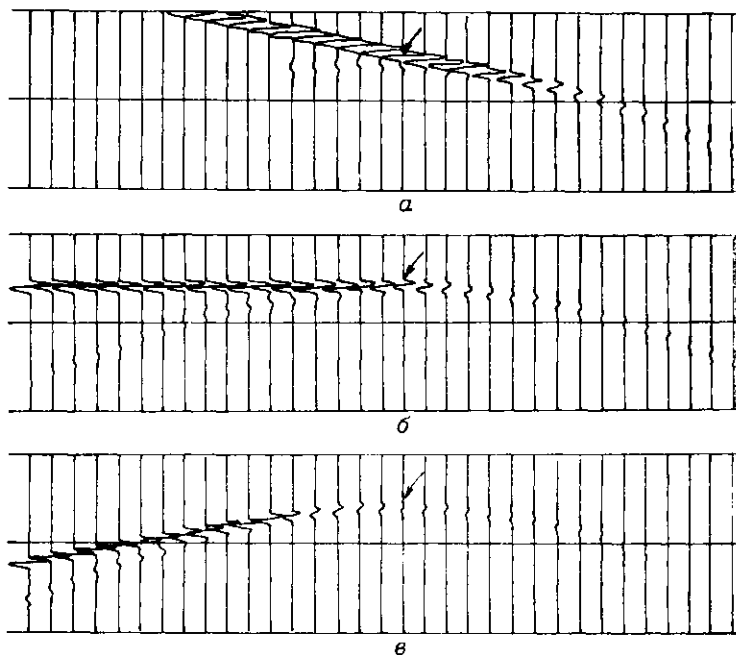
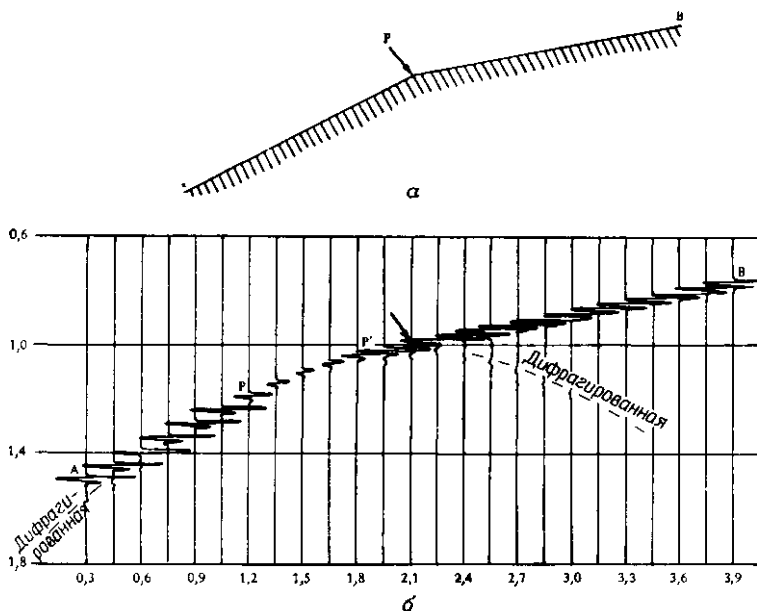


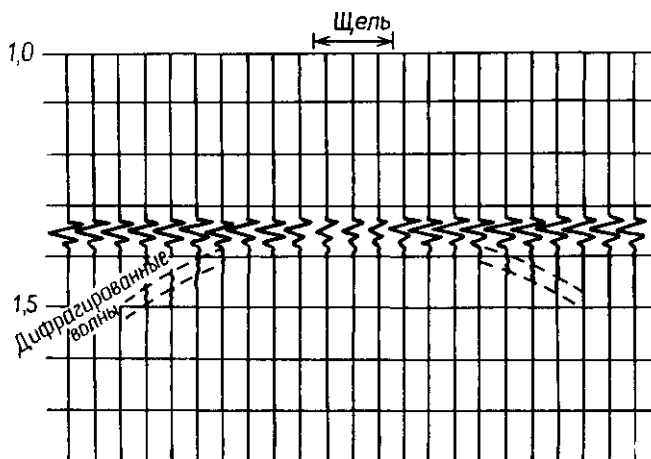
Рис. 4.4. Отражение и дифракция от полуплоскости, обрывающейся в положениях, обозначенных стрелкой [С разрешения фирмы «Шеврон»]
 а — обрыв в случае погружения полуплоскости; б — горизонтальная полуплоскость; в — обрыв в случае воздымания полуплоскости.

графа дифрагированных волн определяет положение точки дифракции, кривизна годографа зависит от глубины и скорости в среде над дифрагирующей точкой, а распределение амплитуд вдоль годографа определяется положением полуплоскости.

Резко отражающую границу, имеющую излом (рис. 4.5, а), можно представить как наложение двух наклонных полуплоскостей, каждая из которых обрывается в точке перегиба границы. Тогда две оси дифрагированных волн будут совпадать по времени вступлений, и волны интерферируют, усиливая друг друга в области между соответствующими отражениями. На рис. 4.5, б отражающая граница вправо от точки $x = 2,1$ км порождает ось $P'B$, отражающая граница влево от $x = 2,1$ дает



4.5. Отражение и дифракция от границы с резким изломом. Смена наклона с 31° на 11° в точке профиля $x = 2,1$ км. [С разрешения «Шеврон»] а — модель; б — отраженные волны и дифрагированная (пунктирная кривая)



4.6. Эффект разрыва в отражающей границе. [С разрешения «Шеврон»]

ось AP ; дифрагированная волна заполняет разрыв PP' и делает сейсмическую ось синфазности непрерывной без резкого излома.

Еще одним примером эффекта дифракции является отражение от границы, имеющей разрыв (рис. 4.6). Дифракция стремится заполнить этот разрыв.

Рис. 4.7 демонстрирует положение и амплитуду волнового движения вскоре после того, как плоский волновой фронт прошел угловую точку клина, обладающего идеальными отражающими свойствами. Фронт отраженных волн связан с соответствующей осью дифрагированных волн BAC , а участок волнового фронта, который не попал на клин, также связан с осью дифракции FDE . Участок DE дает энергию, которая попала в зону тени, скрытую от падающих волн отражающей границей. Дифракция представляет собой механизм проникновения сейсмической энергии в области, куда по законам геометрической оптики энергия попасть не может.

Разумеется, нисходящая дифрагированная волна FDE на рис. 4.7 может затем отразиться от другой границы и образовывать отраженно-дифрагированную волну, а восходящая отраженная волна может претерпеть дифракцию и породить дифрагированно-отраженную волну и т. д. Кривизна сложных дифракционных осей такого типа отличается от кривизны простых осей дифракции, которые наблюдаются на тех же временах прихода. Дополнительные лучевые траектории сложных волн показаны на рис. 4.31.

На рис. 4.8, *а* показана модель вертикальной ступени. На верхнем крае ступени A образуется дифрагированная волна D_1 , видная на рис. 4.8, *б*. Нижний край ступени B также создаст дифрагированную волну D'_1 , но участок оси синфазности, соответствующий этой волне, вправо от B будет частично характеризоваться более низкой скоростью, чем скорость отраженной волны влево от ступени.

Отраженная волна от левой части основания модели будет приходить раньше, чем отражение от правой части, поскольку большая часть ее пути проходит в среде с более высокой скоростью. Кроме того, каждая из этих осей отраженных волн будет сопровождаться соответствующей дифракционной ветвью, будто бы порожденной точкой C , хотя основание модели непрерывно; такие оси дифракции носят название «призраков» (фантомов) и являются результатом горизонтальных изменений скорости в среде, покрывающей отражающую границу. Рассмотрим сейсмоприемник, расположенный несколько правее точки, находящейся непосредственно над ступенью на рис. 4.8, *а*. Траектория распространения волны, отраженной от основания модели, показана штриховой линией; однако некоторая часть

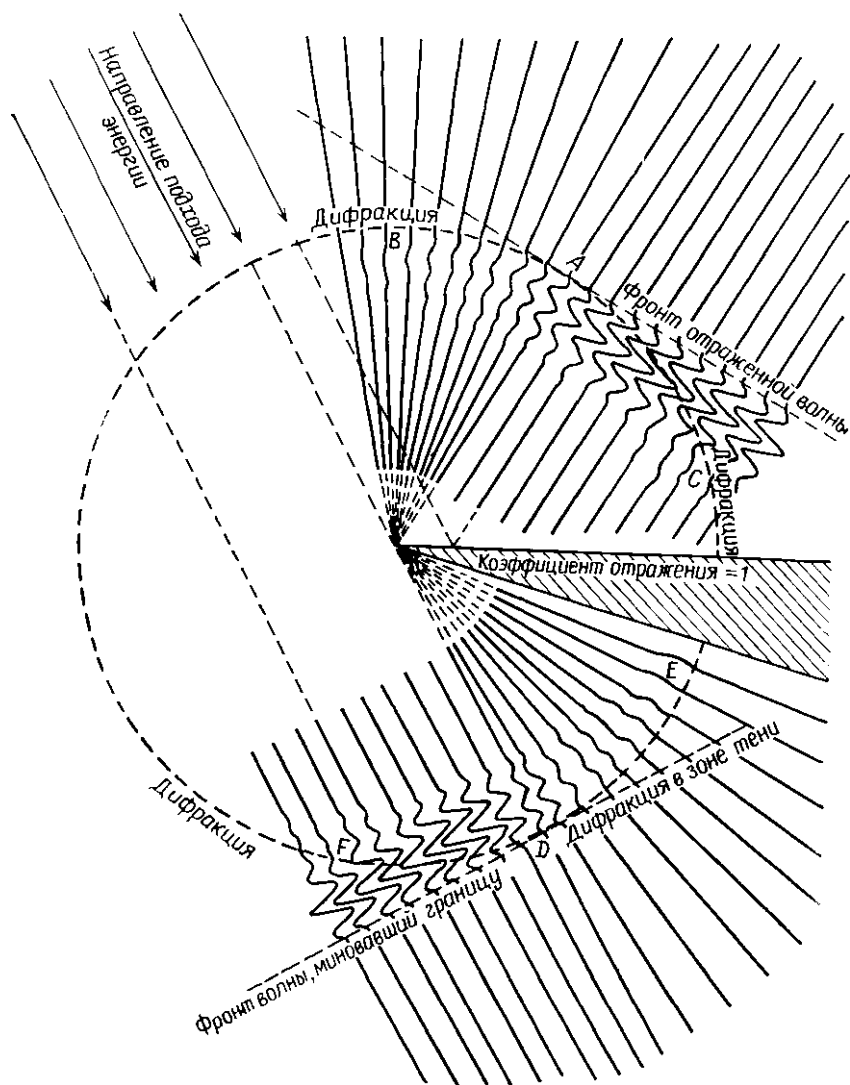


Рис. 4.7. Дифракция от идеально отражающего клина. [С разрешения «Шеврон»]

энергии будет перемещаться по пути, показанному пунктиром, и придет раньше, чем отраженная волна. Так образуется фантомная дифракция (энергия дифракции не всегда подчиняется законам геометрической оптики). На сейсмических записях

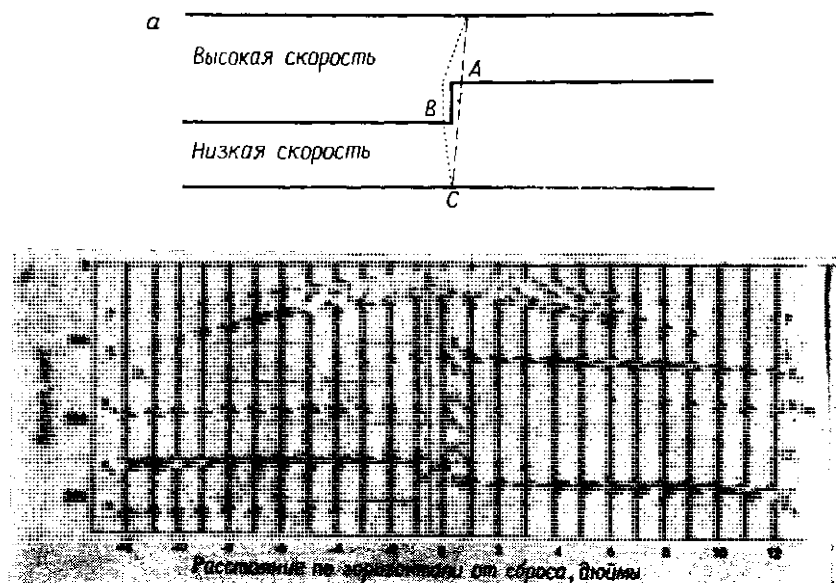


Рис. 4.8. Эффект ступени [7]. *a* — модель; *б* — запись в случае центральной расстановки приемников с источником над ступенью: P — прямая волна, S — поверхностная, R_t и R_b — волны, отраженные от верхней и нижней поверхности ступени, R_b — отраженные волны от основания модели, D_1 и D'_1 — дифрагированные волны на верхнем и нижнем краях ступени, M — кратные отражения, $(R)_{PS}$ — обменная волна. Имеется и дифрагированная волна-призрак (D'_1), которая продолжает отражение R_b за центр расстановки.

обычно видны такие фантомные дифрагированные волны, в особенности в областях развития надвигов, где некоторая часть лучевых траекторий проходит через надвинутые пласты, а другая часть не проходит.

4.2.2. Кратные волны

а) Разделение на типы. Кратными (или многократными) называют волны, претерпевшие более одного отражения. Поскольку амплитуда кратных волн пропорциональна произведению коэффициентов отражения для каждой пройденной отражающей границы и для большинства границ R очень мало, кратные волны достаточной интенсивности для формирования самостоятельных осей синфазности образуются только на границах с очень большим скачком акустической жесткости.

Выделим два класса кратных волн, которые будем называть кратными с большой временной задержкой и кратными с малой временной задержкой. Первые из них — это волны, пути распространения которых достаточно велики по сравнению с путями пробега однократных отражений от тех же самых глубоких границ. Благодаря этому они появляются на сейсмических записях с достаточной временной задержкой по отношению к однократным волнам, проявляясь в виде отдельных осей синфазности. Ко второму классу относятся волны, приходящие с такой малой

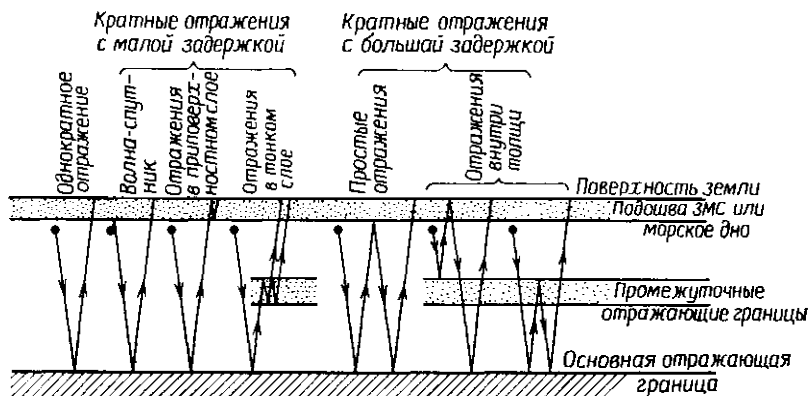


Рис. 4.9. Типы кратных волн.

временной задержкой вслед за соответствующим однократным отражением от той же глубокой границы, что они интерферируют с однократно-отраженной волной и увеличивают ее длительность. Поэтому их влияние приводит в основном к изменению формы записи, а не к появлению самостоятельных осей синфазности. Возможные лучевые траектории для волн этих двух классов показаны на рис. 4.9.

б) Кратные волны с малой задержкой. Кратные волны, которые последовательно отражаются от кровли и подошвы тонких пластов (рис. 4.10, а) на пути к породившей их отражающей границе (или от нее), часто называемые многократными в тонком слое, играют важную роль в создании формы волн, зарегистрированных на сейсмограмме. Эти многократные волны как бы задерживают во времени некоторую часть энергии и, следовательно, удлиняют волновой пакет. Более интенсивные многократные волны часто имеют тот же знак вступления, что и однократные, поскольку последовательные большие скачки акустической жесткости, как правило, имеют противоположные знаки (в противном случае нарастающие большие значения

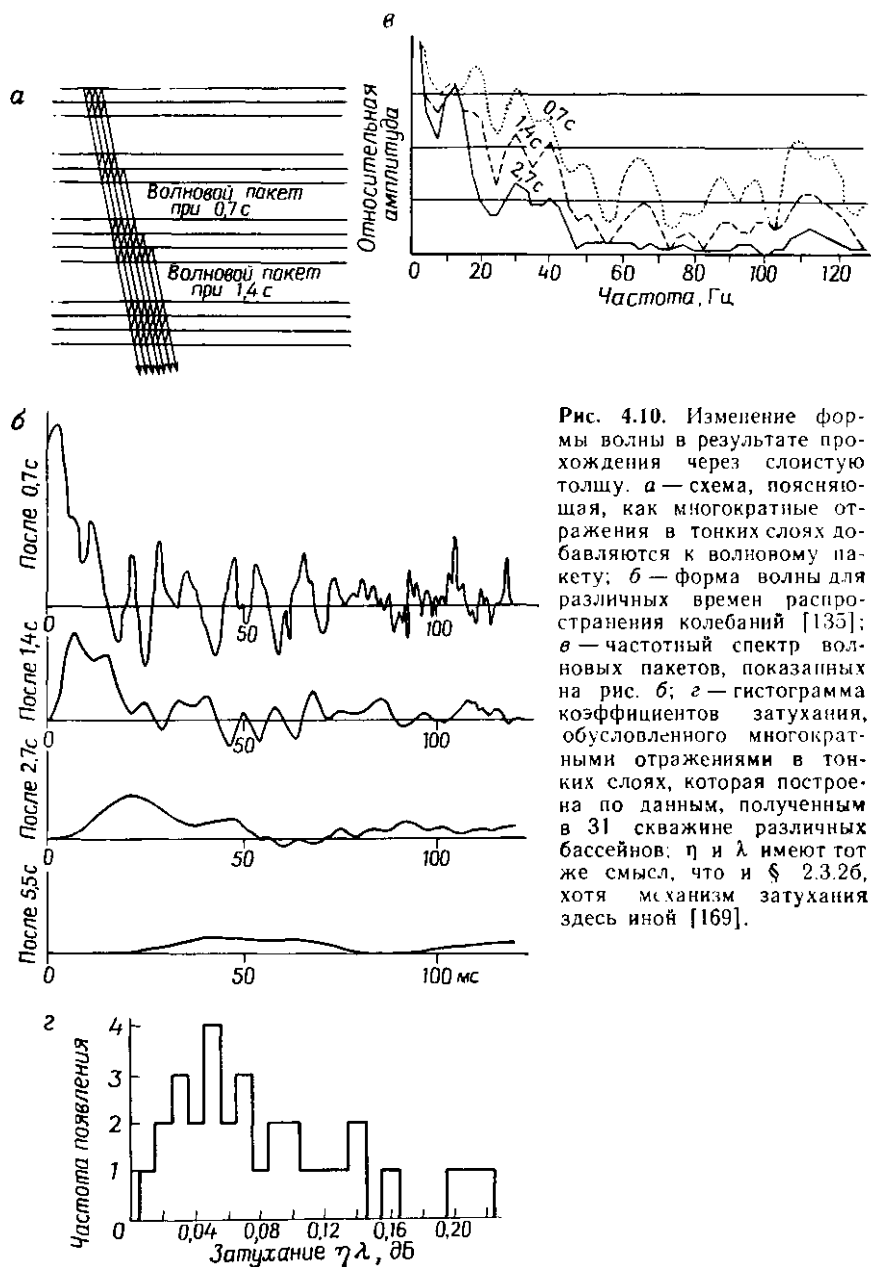


Рис. 4.10. Изменение формы волны в результате прохождения через слоистую толщу. **а** — схема, поясняющая, как многократные отражения в тонких слоях добавляются к волновому пакету; **б** — форма волны для различных времен распространения колебаний [135]; **в** — частотный спектр волновых пакетов, показанных на рис. б; **з** — гистограмма коэффициентов затухания, обусловленного многократными отражениями в тонких слоях, которая построена по данным, полученным в 31 скважине различных бассейнов; η и λ имеют тот же смысл, что и § 2.3.2б, хотя механизм затухания здесь иной [169].

скачков скорости привели бы к тому, что величина скорости превысила бы допустимый диапазон). Это приводит к понижению частот сигнала с увеличением времени пробега. Рис. 4.10, б демонстрирует, как импульс простой формы (который может образоваться при взрыве) изменяется в результате прохождения последовательности границ. Частотные спектры таких импульсов, приведенные на рис. 4.10, в, свидетельствуют о потере высоких частот по мере возрастания времени пробега. Рис. 4.10, г показывает, что затухание ($\eta\lambda$; см. (2.101)), обусловленное многократными волнами, составляет $0.085 \pm \pm 0.055$ дБ.

Волны-спутники — особый тип кратных волн, который представлен на рис. 4.9. Энергия, распространяющаяся вниз от источника, интерферирует с энергией, которая вначале пошла вверх, а затем претерпела отражение вниз в подповерхности ЗМС (при сухопутных наблюдениях) или на поверхности воды (в морских исследованиях). У такого добавочного отражения появляется фазовый сдвиг на 180° , эквивалентный сдвигу на половину длины волны и, следовательно, эффективное различие в длине пути между прямой волной и волной-спутником составляет $(\lambda/2 + 2D_s)$, где D_s — глубина источника относительно отражающей границы, породившей волну-спутник. Интерференция между волной-спутником и однократным отражением зависит от числа длин волн, укладывающихся в разности эффективных длин путей; поскольку сейсмический волновой пакет состоит из набора различных частот, влияние интерференции различно для различных компонент. Таким образом, общее изменение формы волнового пакета будет разным при разных D_s . Сравнительно малые изменения глубины источника могут привести к значительным изменениям характера отражения, создавая серьезные трудности для интерпретатора. По этой причине следует поддерживать постоянной, насколько это возможно, глубину источника ниже подошвы ЗМС или под поверхностью воды.

Волны-спутники влияют не только на форму волны, но и на направленность излучения. На рис. 4.11 показан источник на

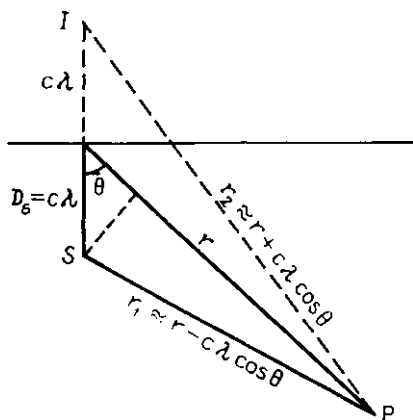


Рис. 4.11. Направленность системы источник плюс волна-спутник. S — источник, f — мнимый источник (порождающий волну-спутник), P — точка наблюдения.

глубине $D_s = c\lambda$; если он излучает волну $A \cos(\kappa x - \omega t)$, то колебание в точке P будет иметь вид

$$\begin{aligned}\psi_P &= A \cos(\kappa r_1 - \omega t) - A \cos(\kappa r_2 - \omega t) = \\ &= A \cos(\kappa r - \omega t - \kappa \lambda \cos \theta) - A \cos(\kappa r - \omega t + \kappa \lambda \cos \theta).\end{aligned}$$

Раскрывая выражения и учитывая, что $\kappa \lambda = 2\pi$, мы получим приближенную формулу

$$\begin{aligned}\psi_P &= 2A \sin(\kappa r - \omega t) \sin(2\pi \cos \theta) = \\ &= 2A \sin(2\pi \cos \theta) \cos(\kappa r - \omega t - \pi/2).\end{aligned}\quad (4.3)$$

Следовательно, при больших r волновой процесс отстает от первоначального волнового движения на 90° и имеет зависимость от угла θ амплитуду. Поскольку волновой пакет содержит спектр частот, различные компоненты будут вносить разный вклад при изменении угла θ , результатом чего будет искажение формы волны.

Волны-спутники особенно значительны в морских исследованиях, так как поверхность воды является почти идеальным отражателем, и поэтому интерференция с волнами-спутниками будет сильной. Если величина D_s мала по сравнению с преобладающими длинами волн, будет наблюдаться искажение сигнала, поддающееся оценке. На глубинах 10—15 м интерференция приведет к усилению частотных компонент в диапазоне от 25 до 40 Гц, которые лежат в обычном сейсмическом диапазоне. Тот же эффект возникает при движении восходящего сигнала от границ, подлежащих картированию. Поэтому морские источники и морские приемники часто погружают на указанные глубины.

Большие затруднения создают многократные отражения, которые порождают когерентную помеху, называемую *реверберацией в воде* или *пением*. Это явление часто наблюдается при морских работах (реже при наземных) и вызвано многократными отражениями в водном слое. Большие коэффициенты отражения в кровле и подошве этого слоя приводят к тому, что значительная часть энергии повторно отражается назад в слой, причем энергия ревербераций периодически усиливается за счет энергии отраженных волн. В зависимости от глубины воды некоторые частоты усиливаются, в результате чего запись весьма похожа на синусоидальные колебания (рис. 4.12). При этом затруднена не только корреляция отраженных волн, но может быть ошибочным определение временных отсчетов и наклонов осей. Помехи такого типа и их ослабление рассматриваются в § 8.1.2г.

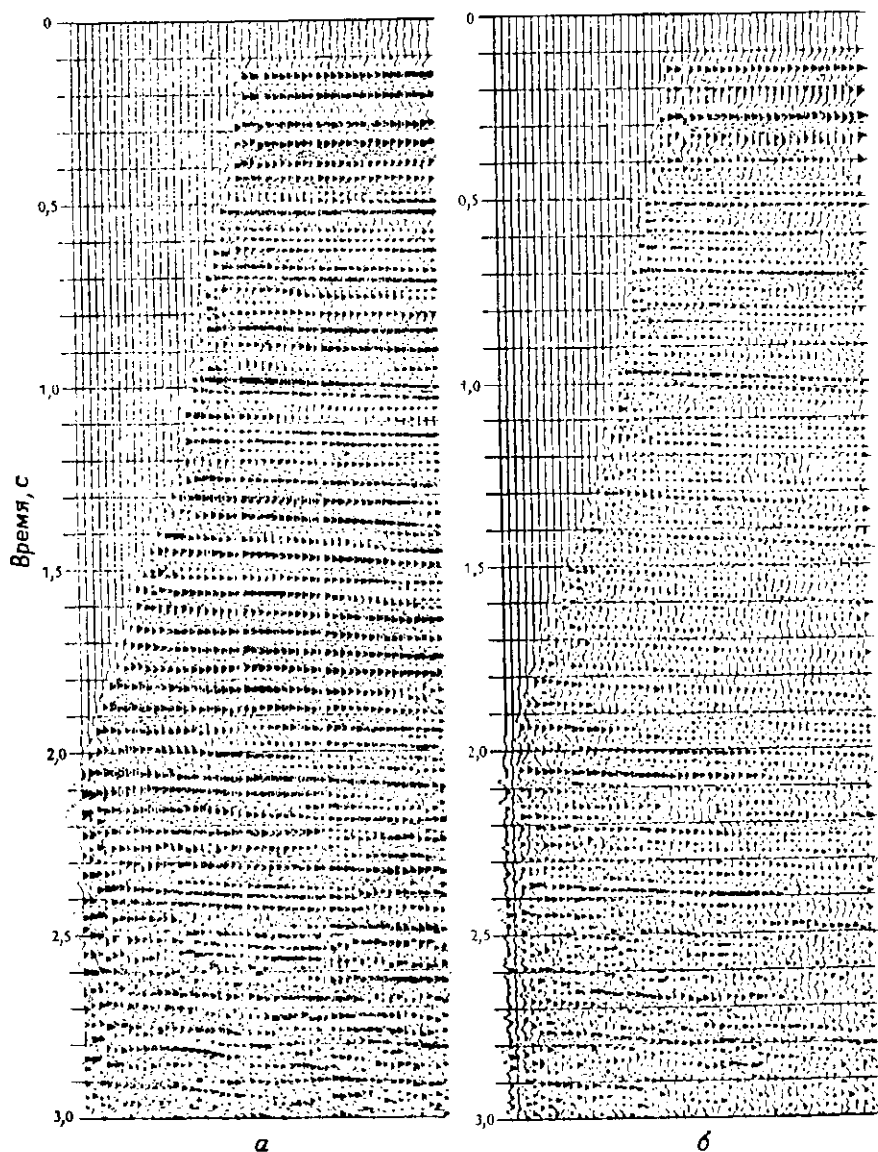


Рис. 4.12. Сейсмическая запись многократных отражений в неглубоком слое воды («поющая» запись). [С разрешения «Петти-Рей джеофизикал»]
 а — полевая запись; б — то же после деконволюции, устраняющей этот эффект (§ 8.1.2г).

в) *Кратные волны с большой задержкой.* К наиболее сильным многократным отражениям такого типа относятся отражения от поверхности, морского дна или (на суше) от подошвы зоны малых скоростей (ЗМС; см. табл. 2.3, § 2.4.5), где благодаря большому контрасту акустических жесткостей коэффициент отражения очень велик. Поскольку этот тип кратных волн включает по крайней мере два отражения от глубинных границ, его амплитуда зависит главным образом от величины коэффициентов отражения на глубине, и многократные волны этого типа будут наблюдаться в виде хорошо различимых осей синфазности только в том случае, когда эти коэффициенты превышают нормальное значение. В выражении (2.129) значение R может достигать 0,7 в подошве ЗМС и около 0,2 для наиболее сильных границ на глубине, так что максимальный эффективный коэффициент отражения R для таких многократных волн будет иметь порядок $0,2 \cdot 0,7 \cdot 0,2 = 0,03$. Это значение лежит в диапазоне типичных коэффициентов отражения; следовательно, такие многократные отражения обладают достаточной энергией, и их можно спутать с однократными отражениями. Принципиально возможна ситуация, когда и более слабые многократные отражения с большой временной задержкой могут быть различимы на записи. Это происходит, когда энергия однократных волн почти полностью отсутствует на времени регистрации волн, и поэтому усиление регистрирующей системы очень высоко. Важно идентифицировать многократные волны как таковые и не включать их в интерпретацию в качестве отражений от более глубоких горизонтов.

Поскольку скорость обычно увеличивается с глубиной, кратные волны, как правило, характеризуются большим нормальным кинематическим сдвигом, чем однократные отражения на том же времени регистрации. Это свойство служит основой для подавления многократных волн при обработке данных по методу общей глубинной точки, которая будет рассмотрена в § 8.2.5. Однако различие в кинематическом сдвиге часто не настолько велико, чтобы можно было идентифицировать многократные отражения. Подавление кратных волн является также главной целью прогнозирующей деконволюции (§ 8.2.1д).

Влияние наклона границы на многократные отражения, которые связаны с поверхностью или подошвой ЗМС, можно продемонстрировать путем прослеживания траекторий лучей методом мнимых источников. На рис. 4.13 изображено многократное отражение, подходящее к двум симметрично расположенным приемникам G_1 и G_{24} . Первая мнимая точка I_1 лежит ниже границы на перпендикуляре, проведенном из S к AB , на расстоянии, равном удвоенному расстоянию от границы до S . Проведя затем перпендикуляр из I_1 к поверхности, где происходит

второе отражение, и продлив его вверх на расстояние, равное расстоянию до I_1 , получим положение мнимого источника I_2 . Наконец, поместим I_3 на перпендикуляре к AB под границей на том же расстоянии от нее, на котором над ней находится I_2 .

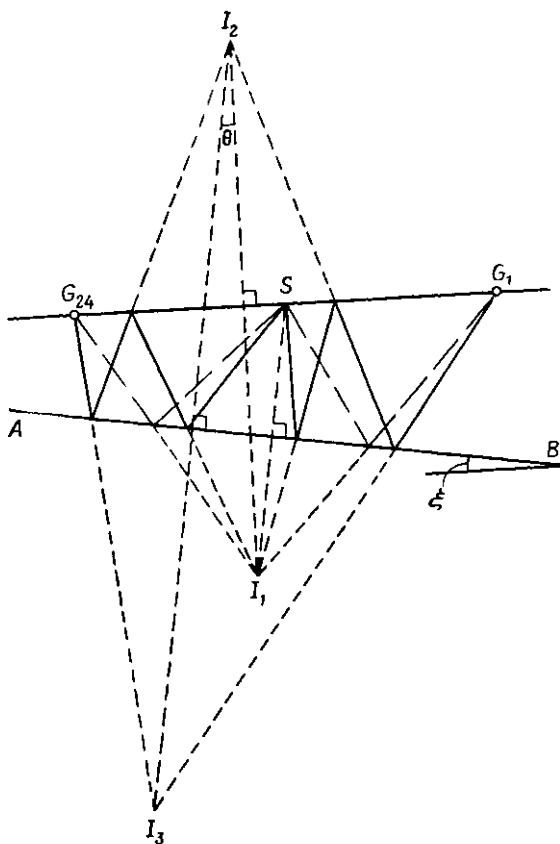


Рис. 4.13. Траектории многократных отражений от наклонного слоя.

Теперь можно провести лучи из источника S к сейсмоприемникам (двигаясь назад от приемников). Приращение кинематического сдвига определяется разностью путей I_3G_{24} и I_3G_1 ; он почти вдвое больше, чем у однократного отражения ($I_1G_{24} - I_1G_1$). Многократное отражение в пункт взрыва придет из точки I_3 , которая смещена по восстанию пласта относительно I_1 , мнимого источника для однократного отражения, и I_3S несколько меньше, чем удвоенное расстояние I_1S . Следовательно, очевидно, что, если отражающая граница наклонена, многократные

волны образуются от несколько иных участков границы, чем однократные, и характеризуются несколько меньшим временем пробега, чем удвоенное время однократной волны. Последнее обстоятельство делает идентификацию многократных волн с помощью простого удваивания времен прихода однократных не-

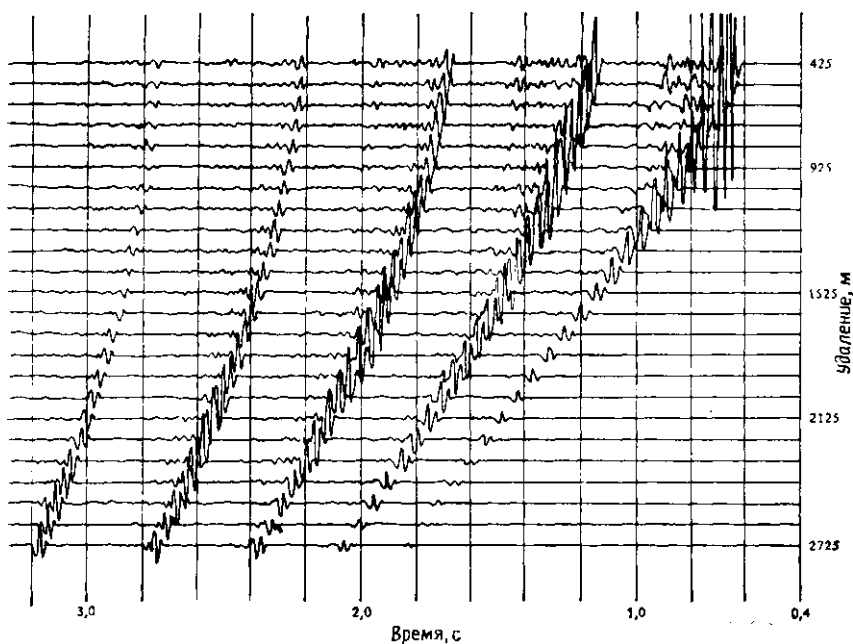


Рис. 4.14. Изменение амплитуды отраженных волн с удалением от источника для кратных отражений от морского дна у побережья Восточной Канады. Расстояние между трассами 100 м, удаление для первой трассы 425 м. Разрастание амплитуды наблюдается вблизи критического угла (см. задачу 4.12). [С разрешения «Шеврон»]

точной во всех случаях, когда имеется заметный наклон границ. Время прихода многократной волны будет примерно равно времени вступления однократной отраженной волны от пласта на глубине l_1 . Если реальный наклон в l_1 не равен в точности удвоенному наклону AB (и такой наклон вообще трудно предположить), тогда многократное отражение можно выявить по аномальному наклону. Если многократное отражение ошибочно идентифицировано как однократное, интерпретатор может сделать неверный вывод о наличии несогласия или утонения пласта по восстанию, что приведет к неправильным геологическим построениям.

При морских исследованиях в случае глубокой воды многократные волны от дна моря могут быть настолько сильными, что практически маскируют однократные отражения. Кроме того, диапазон углов отражения может быть так широк, что эффективный коэффициент отражения будет сильно меняться для различных удалений приемников. На рис. 4.14 показано разрастание амплитуды, наблюдаемое вблизи критического угла, и как оно проявляется на различных трассах для последовательных многократных волн. Прогнозирующая деконволюция, как правило, неэффективна для подавления таких многократных отражений, поскольку при ее проведении принимается,

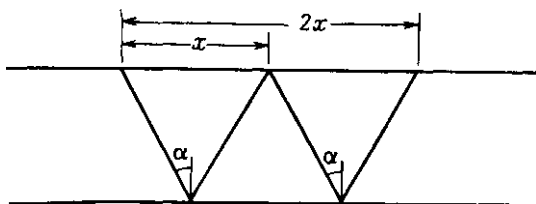


Рис. 4.15. Зависимость координаты точки выхода от угла падения для однократной и многократной отраженной волны при плоской границе.

что для любой данной трассы коэффициенты отражения на входящих в расчет границах постоянны. Однако, если наклон дна мал, углы отражения для однократного отражения при удалении приемника x будут теми же, что и для первого кратного отражения при удалении $2x$ (рис. 4.15), а для следующего кратного отражения — $3x$ и т. д. Поэтому однократное отражение с одной трассы можно использовать для предсказания и компенсации кратного отражения, появляющегося на другой трассе при другом удалении. На этом основано радиальное подавление кратных волн.

4.2.3. Преломленные волны

Преломленные (головные) волны имеют сравнительно низкочастотный состав и обычно содержат несколько периодов колебаний. Они часто сопровождаются рядом параллельных осей синфазности, т. е. создается впечатление, что они включают длинный волновой цуг, состоящий из многих периодов, и число таких периодов обычно возрастает с расстоянием, образуя кулисообразную волновую картину. Как показано на рис. 4.16, а, в этом процессе добавления периодов колебаний немаловажную роль могут играть многократные отражения. Некоторая часть энергии, которая распространяется от преломляющей границы, будет возвращена к ней под критическим углом в результате

отражения в слоях, параллельных преломляющей границе, и сформирует задержанную по времени головную волну. Такие лобочные оси многократных волн могут встречаться в различ-

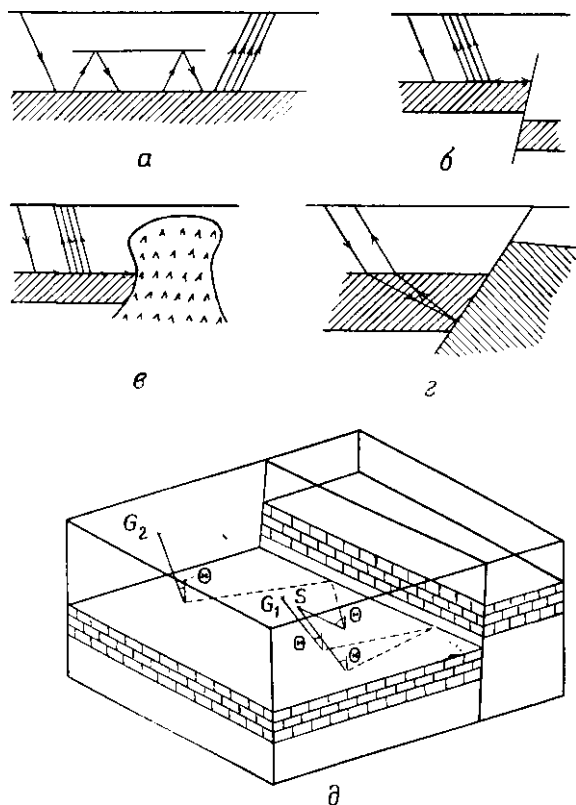


Рис. 4.16. Отраженно-преломленные волны, а — многократно-отраженные преломленные волны; б, в, г — преломленные волны, отраженные от сбросов и соляных куполов; д — изометрическая схема преломленных волн, отраженных от уступа преломляющей поверхности в стороне от профиля; показаны траектории от источника S до приемников G_1 и G_2 , пунктирные линии соответствуют траектории головной волны по кровле преломляющего слоя.

ных условиях, причем они будут суммироваться с той же головной волной (если расстояние от преломляющей до отражающей границы мало) и давать дополнительные головные волны (если расстояние достаточно велико, чтобы отраженно-преломленная волна была отделена от первичной преломленной волны). Роль этих эффектов возрастает с удалением от источника, что в конечном счете приводит к сдвигу энергии головной волны

во времени и появлению все большего числа кулисообразных осей.

На записях отраженных волн головные волны обычно не представляют проблемы. Головные волны от неглубоких границ могут наблюдаться, когда удаление приемников превышает критическое расстояние, а при $V_2/V_1 > 2,24$, как показано на рис. 3.14 и в выражении (3.33), когда критическое расстояние меньше, чем глубина преломляющей границы. Скачки скорости такой величины возможны, например, когда карбонаты или эвапориты перекрыты песками или глинами. Если применяются длинные расстановки, как в большинстве наблюдений по методу ОГТ, преломляющие границы на глубине 1 или 2 км могут создавать головные волны, регистрируемые на удаленных трассах. Хотя головные волны в противоположность отраженным и дифрагированным обычно образуют прямые короткие оси синфазности (до ввода кинематических поправок), они часто не прослеживаются на достаточном количестве трасс, так что по этому свойству их трудно идентифицировать. На суммированных записях они обычно пропадают при проведении мытинга начальной части записи (верхняя правая треугольная область на рис. 4.2).

4.2.4. Отраженно-преломленные волны

В тех случаях, когда преломляющая граница прерывается, головная волна будет отражаться назад, как это показано на рис. 4.16, б и в. Она может появиться в более поздней части записи отраженных волн на некотором расстоянии от действительного места прерывания преломляющей границы. Если линия обрыва преломляющей границы приблизительно перпендикулярна сейсмическому профилю, отраженная головная волна будет создавать почти прямолинейные отрезки осей с кажущейся скоростью, практически равной отрицательной граничной скорости. Головная волна будет отражаться даже в случае, когда не удовлетворяется закон Снеллиуса в области конца границы. Преломляющая граница может обрываться либо в породах, характеризующихся более низким значением акустической жесткости, либо, наоборот, более высоким ее значением (хотя наиболее часто наблюдается первый случай); поэтому отраженная головная волна может иметь полярность либо противоположную, либо ту же, что и головная волна. Если преломляющий слой достаточно мощный, отраженные волны, как на рис. 4.16, г, могут оказаться очень похожими на отраженные головные волны (рис. 4.16, в). Если преломляющая граница прерывается в столпе от профиля (рис. 4.16, д), оси синфазности могут характеризоваться на записи некоторой кривизной (псевдонормальный кинематический сдвиг) (см. задачу 4.5).

4.2.5. Поверхностные волны

На записях отраженных волн обычно присутствуют поверхностные волны. По большей части это волны Рэлея со скоростями, лежащими в диапазоне примерно от 100 до 1000 м/с. Поверхностные волны, как правило, характеризуются более низкими частотами, чем отраженные и преломленные волны; часто энергия их концентрируется в диапазоне от 10 Гц и ниже. Оси сифазности поверхностных волн прямолинейны, так же как и в случае преломненных волн, но у них гораздо более низкие скорости. Огибающая цуга поверхностных волн нарастает и спадает очень медленно и часто включает большое число периодов колебаний. Даже в полосе пропускания отраженных волн энергия поверхностных волн обычно достаточно велика и может превысить все отражения, кроме наиболее сильных; однако вследствие своей малой скорости эти волны подходят к различным группам приемников с большой временной задержкой, и поэтому в любое конкретное время только несколько групп приемников реагирует на них. Иногда наблюдаются не один, а несколько цугов поверхностных волн с различными скоростями. В случаях когда поверхностные волны особенно сильны, используют выносы пунктов взрыва на такие расстояния, которые обеспечат возможность регистрации целевых отражений до того момента, когда поверхностные волны достигнут расстояния приемников.

Влияние поверхностных волн можно ослабить применением группирования (§ 5.3.3 и задача 5.5), частотной фильтрации (поверхностные волны заметны в полосе 0—6 Гц и слабо различимы в полосе 6—12 Гц; рис. 8.11) и фильтрации по кажущимся скоростям (см. рис. 8.23).

4.3. Характеристики отраженных волн

4.3.1. Влияние кривизны отражающей границы

На амплитуду отраженной волны оказывает влияние геометрическая фокусировка лучей за счет кривизны отражающей границы. В среде с постоянной скоростью волна, образованная точечным источником, имеет сферический фронт, радиус кривизны которого равен расстоянию от источника. Предположим, что такая волна падает на отражающий горизонт сферической формы, центр кривизны которого расположен непосредственно под пунктом взрыва, а радиус кривизны равен $\rho_{\text{сф}}$. Воспользуемся хорошо известной формулой из геометрической оптики для отражения от криволинейного зеркала

$$1/u + 1/v = 2/R,$$

где u и v — расстояния до объекта и до его изображения соответственно, R — радиус кривизны зеркала; положительное значение R соответствует вогнутому зеркалу, отрицательное значение v — действительному изображению. Расстояния до объекта и его изображения эквивалентны радиусам кривизны

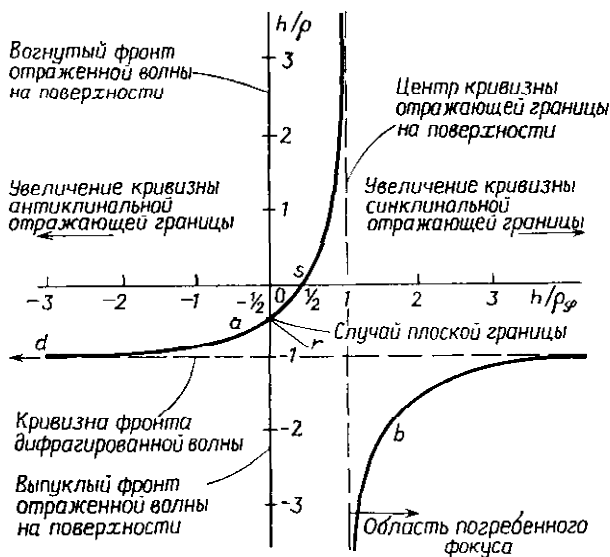


Рис. 4.17. Нормированная кривизна волнового фронта h/ρ на поверхности как функция кривизны отражающей границы $h/\rho_{\text{с}}$ для точечного источника. Буквы d , a , r , s соответствуют кривым рис. 4.18, a , буквы b — рис. 4.18, b .

фронтов падающей и отраженной волн ρ_i и ρ_r ; при этом радиус кривизны отражающей поверхности $\rho_{\text{с}}$ положителен для синклиальной структуры и отрицателен для антиклинальной. Тогда формула принимает вид

$$1/\rho_i + 1/\rho_r = 2/\rho_{\text{с}}. \quad (4.4)$$

Если расстояние до отражающей границы равно h , $\rho_i = h$ для точечного источника и

$$\rho_r = h\rho_{\text{с}}/(2h - \rho_{\text{с}}). \quad (4.5)$$

Когда отраженная волна достигает поверхности, радиус кривизны ее фронта ρ определяется как

$$\rho = \rho_r - h = 2h \{(\rho_{\text{с}} - h)/(2h - \rho_{\text{с}})\}. \quad (4.6)$$

Величину ρ можно выразить через кривизну — величину, обратную радиусу кривизны, в нормированном виде как

$$\frac{h}{\rho} = - \frac{h/\rho_{\mathcal{F}} - 1/2}{h/\rho_{\mathcal{F}} - 1}. \quad (4.7)$$

Рис. 4.17 представляет собой график функции h/ρ , рассчитанный по формуле (4.7). Кривизна отражающей границы $\pm\infty$ соответствует точке дифракции, а нулевая кривизна ($h/\rho_{\mathcal{F}}=0$) — плоской отражающей границе, для которой выпуклый криволинейный волновой фронт дает нормальный кинематический сдвиг. Когда центр кривизны отражающей границы лежит на поверхности наблюдений ($\rho_{\mathcal{F}}=h$), отраженная энергия концентрируется в точку. В случае больших значений кривизны образуется погребенный фокус энергии; это явление будет рассмотрено ниже. На рис. 4.18, а приведены мнимые источники для точки дифракции, антиклинали, плоской границы и синклинали; на рис. 4.18, б показан случай погребенного фокуса.

Рассмотрим конус энергии, излученной источником, которая затем отражается от сферической кровли MN (рис. 4.18, а). Отраженная энергия распределяется по большей площади поверхности наблюдений для антиклинали, чем для плоской границы, и по меньшей площади для пологой синклинали. Следовательно, над такого типа синклиналями должны наблюдаться более сильные отражения, а над антиклиналями — более слабые.

Если радиус кривизны синклинали меньше, чем ее глубина, значение ρ , положительно, а ρ отрицательно, и энергия проходит через фокус ниже поверхности (рис. 4.18, б); это и есть случай *погребенного фокуса*. Очевидно, что вероятность погруженной точки фокусировки увеличивается с глубиной отражающей границы. Отражение, появляющееся при погребенном фокусе, называют *обратной ветвью*. Направление прохождения обратной ветви является обратным обычному, т. е., если точка взрыва перемещается слева направо, точка отражения сдвигается справа налево.

В случае если источник и приемник колебаний разнесены на некоторое расстояние (например, для удаленных трасс в методе ОГТ), отраженная волна может иметь точки фокусировки энергии, даже когда центр кривизны отражающей границы не лежит ниже поверхности наблюдения, как, например, на рис. 4.18, в. Следовательно, трассы с большим удалением приемника от источника могут быть осложнены эффектами погребенного фокуса, даже когда на трассах с небольшим удалением этот эффект отсутствует. При суммировании по ОГТ, когда трассы с малым и с большим удалением комбинируются после ввода кинематических поправок, обычно эта ситуация не учитывается.

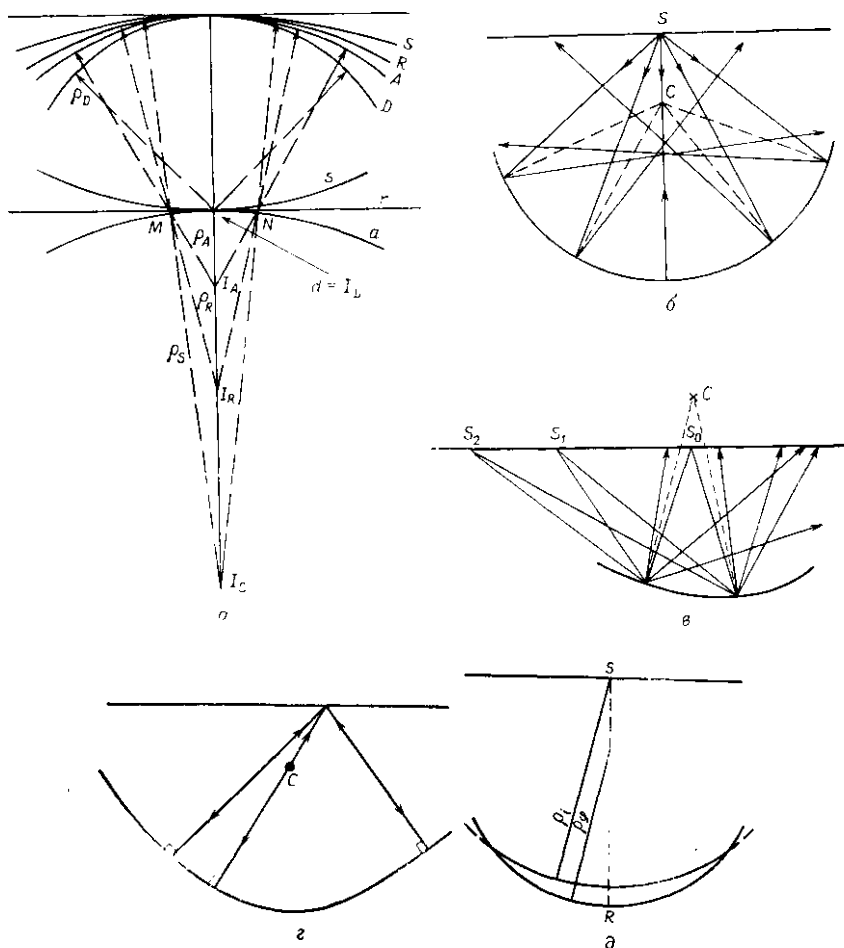


Рис. 4.18. Эффект кривизны отражающей границы. *а* — влияние на кривизну волнового фронта перехода отражающей границы от антиклинального типа к синклинальному: *d* — точка дифракции, *a* — антиклиналь, *r* — плоская отражающая граница, *s* — синклиналь. Им соответствуют волновые фронты *D*, *A*, *R*, *S*, мнимые источники I_D , I_A , I_R , I_S и радиусы кривизны ρ_D , ρ_A , ρ_R , ρ_S . *б* — траектории лучей, проходящих через область фокусировки, когда центр кривизны *C* лежит ниже поверхности. *в* — для удаленных трасс траектории отраженных волн S_1 и S_2 проходят через фокус даже тогда, когда для ближних трасс эти траектории S_0 не проходят через фокус. *г* — отражения от ряда точек отражающей границы, когда ее кривизна меняется. *д* — волновой фронт с радиусом ρ_i падает на отражающую границу с радиусом кривизны ρ_g , когда $\rho_i > \rho_g$.

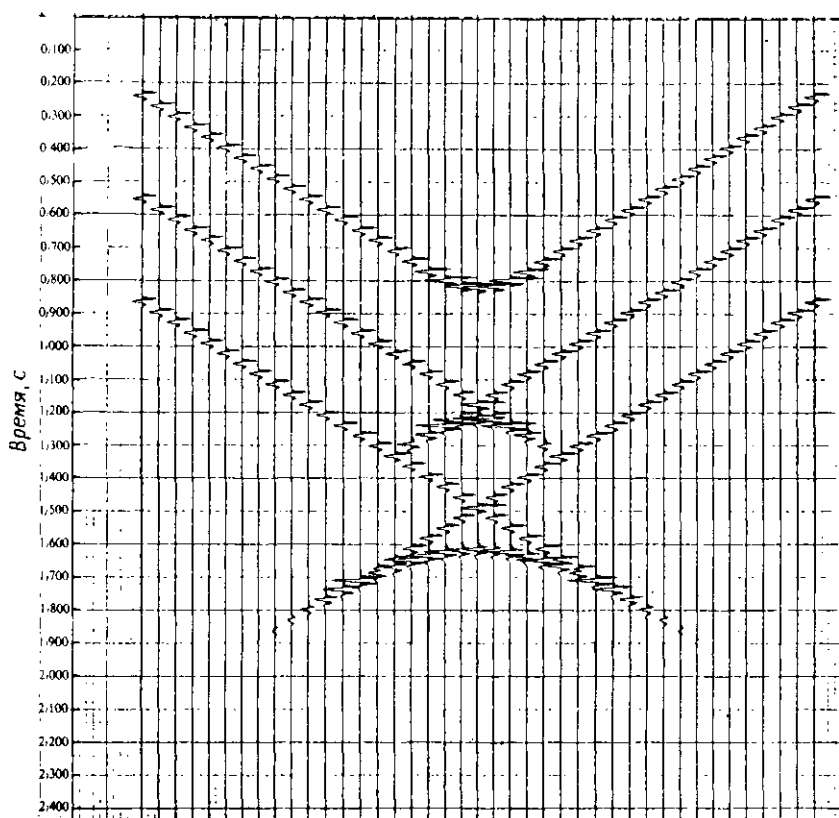


Рис. 4.19. Отражение волн от цилиндрической границы. У всех трех отражающих границ радиус кривизны равен 1000 м, $V = 2000$ м/с. Глубина границы в замке синклинали 800, 1200 и 1600 м соответственно. Трассы записаны через 100 м для совмещенных источника и приемника. [С разрешения «Шеврон»]

Когда кривизна синклинали не постоянна, например, как на рис. 4.18, г, в некоторой точке отражения могут быть получены от нескольких участков отражающей границы и отраженная энергия будет записана в виде нескольких ветвей, чаще всего трех. Два более глубоких отражения на рис. 4.19 состоят из нескольких ветвей: в каждом отражении присутствуют ветви от обоих крыльев синклинали и еще обратная ветвь от криволинейного участка на дне (замке) синклинальной структуры. На рис. 8.26 приведено несколько иллюстраций, поясняющих эффект погребенного фокуса. Появление дополнительных ветвей за счет трехмерности изучаемого объекта рассматривается в § 4.3.3.

Подобно тому как свет фокусируется при прохождении через линзу, сейсмические волны фокусируются криволинейными поверхностями раздела сред с разными скоростями, что приводит к изгибанию сейсмических лучей за счет рефракции. Такие ситуации часто бывают весьма сложными. Криволинейность подошвы ЗМС имеет особенно важное значение, поскольку с этой поверхностью, как правило, связаны большие скачки скорости.

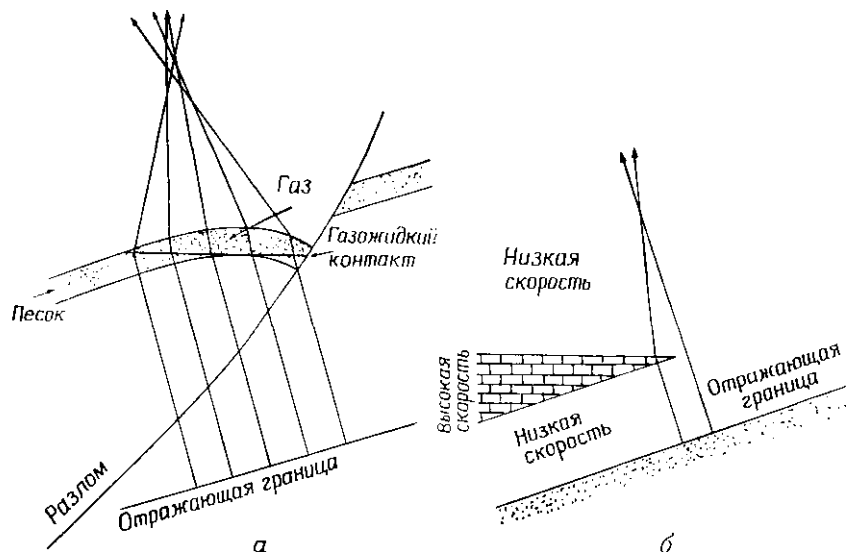


Рис. 4.20. Фокусировка лучей за счет изменений скорости. а — низкая скорость в газовой залежи создает эффект погребенного фокуса для более глубоких отражений; б — выклинивание высокоскоростного слоя создает эффект погребенного фокуса.

Колебания мощности зоны вечной мерзлоты и газовые скопления также могут вызывать эффекты фокусировки (рис. 4.20).

Принцип Ферма гласит, что волна будет выбирать ту траекторию распространения, время пробега вдоль которой стационарно по отношению к малым вариациям лучевой траектории, т. е. изменение времени пробега вдоль которой для бесконечно малого изменения лучевой траектории равно нулю. Для большинства ситуаций лучевая траектория соответствует минимальному времени пробега между точками, т. е. распространение по любому соседнему пути будет занимать большее время; по этой причине принцип Ферма часто называют *принципом наименьшего времени* или *принципом брахистохроны*. Из него можно вывести закон Снеллиуса, принцип Гюйгенса и некоторые другие законы геометрической оптики.

Падающая волна, приближаясь к отражающей границе при наличии погребенного фокуса (рис. 4.18, *д*), «чувствует» границу прежде, чем волна достигнет точки отражения R , которая удовлетворяет закону Снеллиуса. Поэтому часть общей энергии отраженной волны от области, окружающей R , подходит к приемнику раньше, чем отражение непосредственно от точки R , т. е. отражающая точка в этом случае соответствует максимуму в смысле принципа Ферма в противоположность более распространенной ситуации, когда точка отражения обеспечивает минимум времени пробега. Тот факт, что отраженная энергия от

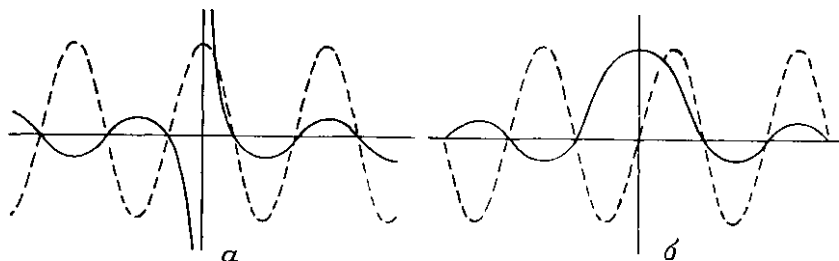


Рис. 4.21. Сравнение поведения сферической (сплошные кривые) и плоской (пунктирные кривые) волн, проходящих через фокальную точку. *а* — член $\cos(\omega r/V)$ в выражении (4.8); *б* — член $\sin(\omega r/V)/(\omega r/V)$.

области, окружающей точку отражения, приходит раньше, проявляется в изменении формы записи на обратной ветви отраженной волны относительно нормальных ветвей.

Уравнение (2.43) для гармонической сферической волны записывается в виде

$$\psi = (A/r) e^{j\omega(r/V - t)}.$$

Пренебрегая членом, зависящим от t , получим

$$\psi = \frac{A\omega}{V} \left\{ \frac{\cos(\omega r/V)}{\omega r/V} + j \frac{\sin(\omega r/V)}{\omega r/V} \right\}. \quad (4.8)$$

Кривые, соответствующие этим двум членам, изображены в виде графиков рис. 4.21 вместе с соответствующими кривыми для плоской волны (которая не содержит r в знаменателе). Фаза сферической волны, проходящей через фокус, ведет себя иначе, чем у плоской волны, проходящей через эту же точку. Фаза $\gamma = \arctg(\text{мнимая часть}/\text{действительная часть})$ приближается к π , когда r стремится к нулю со стороны отрицательных r , и к 0, когда r стремится к нулю со стороны положительных r . Для волн, которые проходят через фокус (как и для обратной ветви), этот фазовый сдвиг составляет π , если волновой фронт

сферический, и $\pi/2$ для цилиндрического фронта. Фазовый сдвиг $\pi/2$ можно обнаружить при сравнении формы колебания на обратной ветви нижней оси синфазности с другими осями синфазности на рис. 4.19; отражающие границы имеют в этом случае цилиндрическую форму. Такой фазовый сдвиг редко используется для идентификации отражений в случае погребенного фокуса, но он будет оказывать влияние на расчет глубины отражающей границы в случае, если корреляция ведется постоянно по одной и той же фазе, например всегда по минимуму, и это скажется при суммировании данных по ОГТ.

4.3.2. Разрешающая способность

а) Вертикальная разрешающая способность (разрешенность по вертикали). Разрешающая способность определяет то минимальное различие между двумя объектами, при котором можно утверждать, что имеются не один, а два объекта. Применительно к сейсмическим волнам можно говорить о том, 1) как далеко (в пространстве и во времени) должны отстоять две поверхности, чтобы их можно было выделить как две самостоятельные отражающие границы, и 2) насколько две структуры, относящиеся к одной поверхности раздела, должны быть разделены в пространстве, чтобы проявиться как отдельные морфологические образования.

Если бы сейсмические импульсы имели очень малую длительность, разрешенность не составляла бы проблемы. Однако реальные сейсмические импульсы содержат ограниченный диапазон частот и, следовательно, имеют заметную длительность.

Вначале рассмотрим разрешенность в направлении распространения волны. Для двух горизонтальных отражающих границ, отстоящих на расстояние Δz , более глубокое отражение отстает по фазе от более мелкого на величину $2\Delta z/\lambda$. Можно считать, что наблюдаются две волны, если вступление второй волны вызывает заметное изменение формы первой волны.

Рэлей (см. [83, р. 300]) определял *предел разрешения* условием, при котором два колебания запаздывают относительно друг друга на полупериод, и, следовательно, интерференционные явления максимальны, причем интерференция может приводить к усилению (например, рис. 4.22, *а*) или ослаблению (рис. 4.22, *б*) суммарного эффекта. Риккер [152] использовал иной критерий, который приводит к несколько меньшему пределу разрешения; отличный от этих критериев ввел Уайдесс [220].

Для прямоугольного спектра частот (см. (10.130)) форма импульса описывается функцией типа $(\sin t)/t$. Критерий Рэрея эквивалентен ширине приблизительно $2/3v_u$, где v_u — верхняя

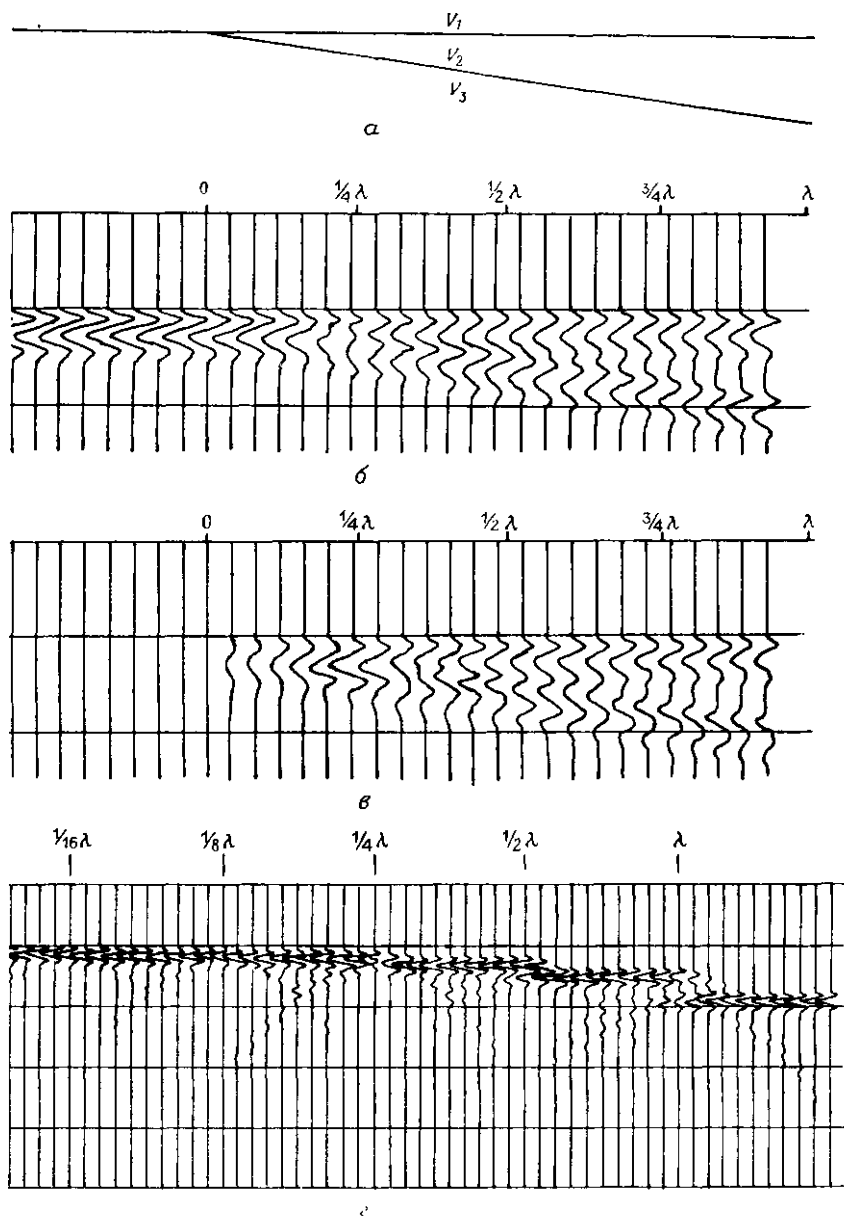


Рис. 4.22. Синтетические сейсмограммы отраженных волн, иллюстрирующие вертикальную разрешенность [181]. а — модель выклинивающегося слоя; б — отражение от слоя при $V_3 > V_2 > V_1$ (указана толщина слоя в долях преобладающей длины волны); в — отражение от тонкого клина, заключенного в однородной среде ($V_3 = V_1 \neq V_2$); г — отражения от границы, нарушенной разломами (указано смещение по разломам в долях преобладающей длины волны).

граничная частота прямоугольной функции (см. задачу 4.9). Следовательно, для того чтобы достичь более высокой разрешенности, следует регистрировать более высокие частоты [182].

Для иллюстрации вертикальной разрешенности на рис. 4.22, б приведен расчет отражения от клина, скорость в котором имеет промежуточное значение по сравнению со средой выше его кровли и ниже его подошвы. Толщина клина приведена в долях длины волны; форма волны явно указывает на наличие более чем одной отражающей границы, когда толщина клина превышает $\lambda/4$. На рис. 4.22, в показан пример волновой картины над клином, скорость в котором отлична от скорости в окружающем материале. Здесь опять предел разрешения составляет около $\lambda/4$; при этом наблюдается максимум амплитуды как следствие синфазной интерференции. Заметим, что на ребре клина образуется достаточно сильная отраженная волна, даже когда он существенно тоньше, чем предел разрешения, и пласт, имеющий толщину всего лишь $\lambda/20 - \lambda/30$, можно выделить, хотя по форме волны и нельзя определить его толщину. Подобные же рассуждения о разрешенности можно применить и к задаче выделения структурных особенностей разреза. На рис. 4.22, г показана серия разломов с меняющейся по величине амплитудой смещения; разрешенность при этом составляет около $\lambda/4$. Три приведенных примера подтверждают, что предложенное Рэлеем определение предела разрешенности достаточно верно.

б) *Горизонтальная разрешающая способность.* Говоря о горизонтальной разрешенности, воспользуемся известным в оптике понятием зон Френеля [34]. На рис. 4.23 совмещенные источник и приемник обозначены буквой S , SP_0 — перпендикуляр к отражающей плоскости, а R_1, R_2, \dots таковы, что отрезки SP_0, SP_1, SP_2, \dots различаются на $\lambda/4$; следовательно, $h_{n+1} - h_n = \lambda/4$. Обычно $h_n \gg R_n \gg \lambda$; поэтому $R_n \approx (n\lambda h_0/2)^{1/2}$ и $\Delta\mathcal{S} \approx \pi\lambda h_0(n - 1/2)$, где $\Delta\mathcal{S}$ — площадь каждой из зон.

Подсчитаем энергию, возвращающуюся к точке S от $(n+1)$ -й зоны. Если применить выражение (2.110) к области, ограниченной окружностью, при источнике, расположенном над ее центром, интегрирование по θ осуществляется простым умножением на 2π . Если применить этот результат к рис. 4.23, то h перейдет в h_0 и ξ — в h_n . Записав теперь преобразование Лапласа $\Phi(s)$ для двух кругов с радиусами R_n и R_{n+1} и вычитая второе из первого, получим влияние $(n+1)$ -й зоны:

$$\Phi(s) = \frac{1}{2}ch_0 \left\{ \left(\frac{1}{h_n^2} \right) \exp(-2sh_n/V) - \left(\frac{1}{h_{n+1}^2} \right) \exp(-2sh_{n+1}/V) \right\}. \quad (4.9)$$

Это решение соответствует единичному импульсному источнику $\delta(t)$ (см. § 2.3.5б). Выполнив обратное преобразование (см.

(10.159) и (10.166)), получим во временной области следующее выражение:

$$\phi(t) = 1/2 ch_0 \{ (1/h_n^2) \delta(t - t_n) - (1/h_{n+1}^2) \delta(t - t_n - T/2) \}, \quad (4.10)$$

где $t_n = 2h_n/V$, $t_{n+1} = (2h_n + \lambda/2)V = t_n + T/2$ (здесь T — период).

Если принять, что сигнал в источнике имел вместо единичного импульса форму $A \cos \omega t$, в выражении (4.9) появится дополнительный множитель $As/(s^2 + \omega^2)$ (см. (10.162)), и после

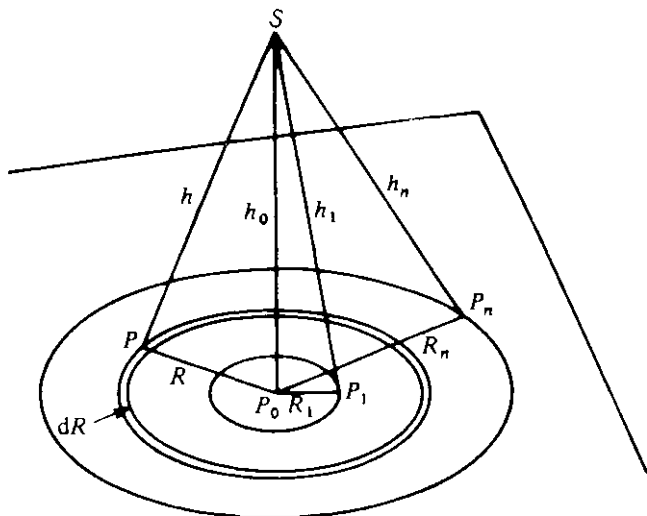


Рис. 4.23. Геометрия зон Френеля.

выполнения обратного преобразования из формулы (10.166) будем иметь

$$\begin{aligned} \phi(t) &= 1/2 ch_0 A \{ (1/h_n^2) \text{step}[t - t_n] \cos \omega(t - t_n) - \\ &\quad - (1/h_{n+1}^2) \text{step}[t - t_n - T/2] \cos \omega(t - t_n - T/2) \} = \\ &= 1/2 ch_0 A \{ (1/h_n^2) \text{step}[t - t_n] + \\ &\quad + 1/(h_n + \lambda/4)^2 \text{step}[t - t_n - T/2] \} \cos \omega(t - t_n) \approx \\ &\approx (ch_0/2h_n^2) A \{ \text{step}[t - t_n] + \\ &\quad + (1 - \lambda/2h_n) \text{step}[t - t_n - T/2] \} \cos \omega(t - t_n). \end{aligned}$$

При $t > (t_n + T/2)$

$$\begin{aligned} \phi(t) &\approx A \{ (ch_0/h_n^2) (1 - \lambda/4h_n) \} \cos \omega(t - t_n) \approx \\ &\approx A \{ ch_0/h_n^2 \} \cos \omega(t - t_n). \end{aligned} \quad (4.11)$$

Поскольку t_n и t_{n+1} отличаются на $T/2$, вклады от последовательных зон имеют чередующийся знак. Следовательно, влияние зон в точке S можно записать как знакопеременный ряд.

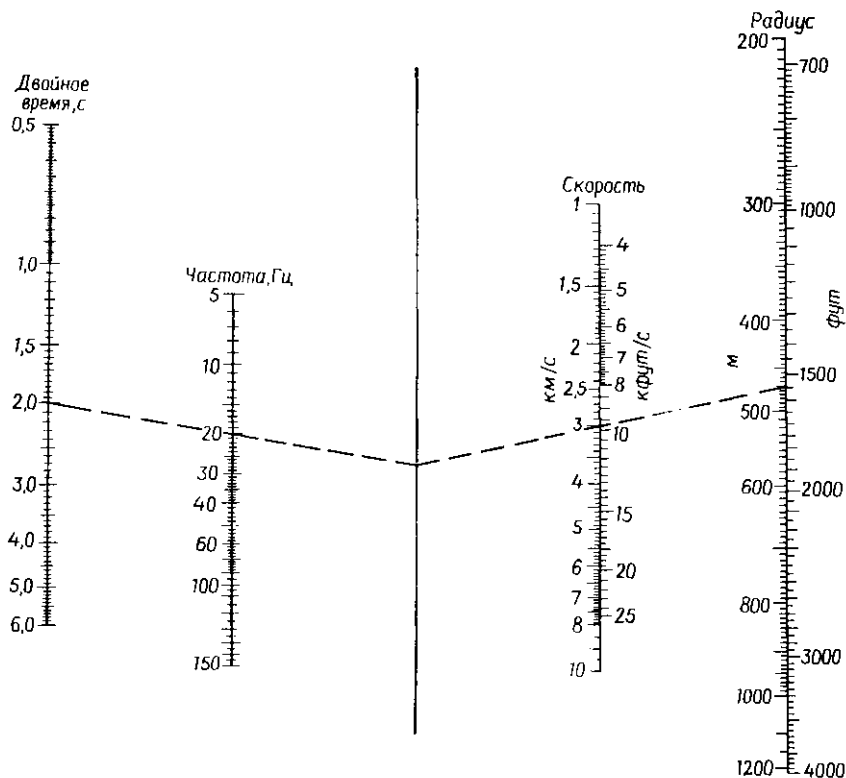


Рис. 4.24. Номограмма для определения радиуса зоны Френеля. Прямая, связывающая двойное время пробега и частоту; пересекает центральную прямую в той же точке, что и прямая линия, соединяющая среднюю скорость и радиус зоны. Например, отражение с частотой 20 Гц на времени 2,0 с при скорости в среде 3 км/с имеет радиус зоны Френеля 170 м.

$\phi_T = S_1 - S_2 + S_3 - S_4 + \dots$, где S_{n+1} — положительная величина, взятая с коэффициентом A в фигурных скобках в выражении (4.11). По мере увеличения n убывает S_n ; следовательно, ряд сходится и можно записать

$$\phi_T = \frac{1}{2} S_1 + (\frac{1}{2} S_1 - S_2 + \frac{1}{2} S_3) + (\frac{1}{2} S_3 - S_4 + \frac{1}{2} S_5) + \dots$$

Выражения в скобках приблизительно равны нулю, поэтому

$$\phi_T \approx \frac{1}{2} S_1, \quad (4.12)$$

т. е. основной вклад в отраженный сигнал приходит от первой зоны Френеля. Поэтому радиус этой зоны

$$R_1 = (1/2 \lambda h_0)^{1/2} = 1/2 V (t/v)^{1/2}, \quad (4.13)$$

где h_0 — глубина, t — время пробега, V — средняя скорость и v — частота, можно принять в качестве меры горизонтальной разрешенности. При глубине 3 км и скорости 3 км/с ($t = 2$ с) радиус зоны Френеля (числительное «первая» часто опускают) для частот от 20 до 50 Гц колеблется от 300 до 470 м (рис. 4.24).

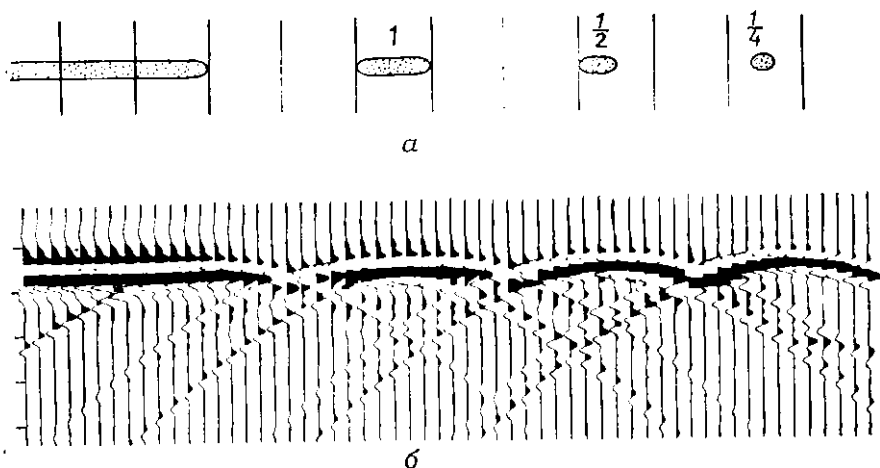


Рис. 4.25. Отражение от тонкого пласта ограниченной протяженности (протяженность выражена в долях ширины зоны Френеля) [129]. *а* — разрез модели, расстояние между вертикальными прямыми равно диаметру зоны Френеля; *б* — сейсмический разрез.

На рис. 4.25 представлены волновые картины, полученные от небольших участков отражающей границы, залегающей на глубине 1500 м, при доминирующей длине волны 30 м, для которой радиус зоны Френеля составляет 150 м. Когда размеры отражающей площадки несколько меньше ширины зоны Френеля, волновая картина подобна той, которая наблюдается от дифрагирующей точки.

В проведенном выше рассмотрении подразумевался точечный источник, для которого траектории распространения волн от источника к приемнику отличаются для последовательных зон Френеля на полупериод. Зоны Френеля иногда выделяют по отношению к плоской падающей волне, а не к сферической; в этом случае различия в полупериод между последовательными зонами Френеля должны быть целиком отнесены к части

траектории от отражающей границы к приемнику. Такое допущение приводит к расширению зоны Френеля, и радиус зоны определяется как

$$R_1 = \frac{1}{2}(\lambda h_0)^{1/2} = \frac{1}{2}V(2t/v)^{1/2}. \quad (4.14)$$

Можно считать, что в концепции зон Френеля рассматривается объем среды, содержащий траектории, которые длиннее, чем

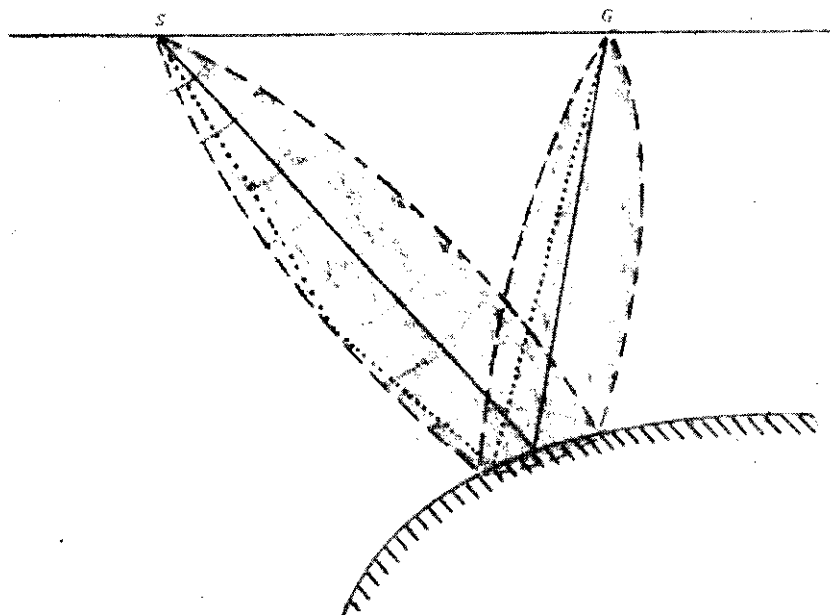


Рис. 4.26. Область, включающая все лучи в пределах первой зоны Френеля. Энергия от источника S , распространяющаяся внутри затененной зоны (например, траектория, показанная точками), может подойти к приемнику G в пределах полупериода волны (сплошная прямая), распространяющейся по траектории согласно геометрической сейсмике. Окружностями показаны волновые фронты [69].

минимальный (по принципу Ферма) путь, на $\lambda/2$ (рис. 4.26). Эта концепция полезна для решения определенного класса задач.

в) Разрешенность разрезов после миграции. Один из способов миграции сейсмических данных (§ 8.3.4) состоит в продолжении вниз поля отраженных волн, т. е. проводится воображаемое перемещение сейсмоприемников в глубь земли до тех пор, пока они не достигнут отражающих границ. Эта процедура

«сжимает» зону Френеля, поэтому ограничения разрешающей способности определяются самим процессом миграции и шагом пространственной дискретизации.

Обычно миграционное преобразование применяется к оцифрованным данным (пространственно-дискретизированным, т. е. полученным при дискретных положениях сейсмоприемников, а также в дискретные моменты времени). Шаг пространственной дискретизации (§ 8.1.26) ограничивает угол подхода волнового фронта, что в свою очередь ограничивает величину наклона осей синфазности, которые могут быть подвергнуты миграции.

Неустойчивость восстановления в горизонтальном направлении почти всегда превышает неустойчивость в вертикальном направлении. Шнейдер [167] приводит пример, показывающий, что ошибка в определении скорости на 5 % ведет к смещению в положении границы по горизонтали на расстояние, равное 5 % от ее глубины залегания, а локальные скорости редко бывают известны с большей точностью. Таким образом, суммарный эффект миграции на горизонтальную разрешенность трудно оценить количественно, поскольку он зависит от целого ряда факторов и в особенности от присутствия помех на записи.

4.3.3. Влияние трехмерности среды

В § 3.1.2 мы определили отражающую точку как такую, в которой угол падения равен углу отражения. По сейсмическим данным обычно строят отражающие точки. Линия, соединяющая отражающие точки, является их геометрическим местом точек. Для каждой отражающей поверхности существует такая линия, всюду нормальная сейсмическим лучам, выходящим из точек возбуждения, расположенных вдоль профиля. В случае когда сейсмический профиль ориентирован по простиранию наклонного пласта, отражающая точка лежит несколько в стороне от профиля, а не непосредственно под ним. Возникающими за счет этого эффектами часто пренебрегают, поскольку обычно не измеряют углов между направлением падения отражающей поверхности и профилем, однако иногда это ведет к серьезным ошибкам. В § 4.2.1 мы приняли, например, что точка дифракции лежит в вертикальной плоскости, содержащей линию сейсмического профиля; если же допустить, что точка дифракции лежит на пересечении отражающей поверхности плоскостью разлома, которая не перпендикулярна профилю, тогда точка дифракции будет сдвигаться вдоль разлома по мере того, как меняется положение источника или приемника, и кривизна оси синфазности дифрагированной волны на сейсмической записи будет меньше, чем рассчитанная согласно выражениям (4.1) или (4.2).

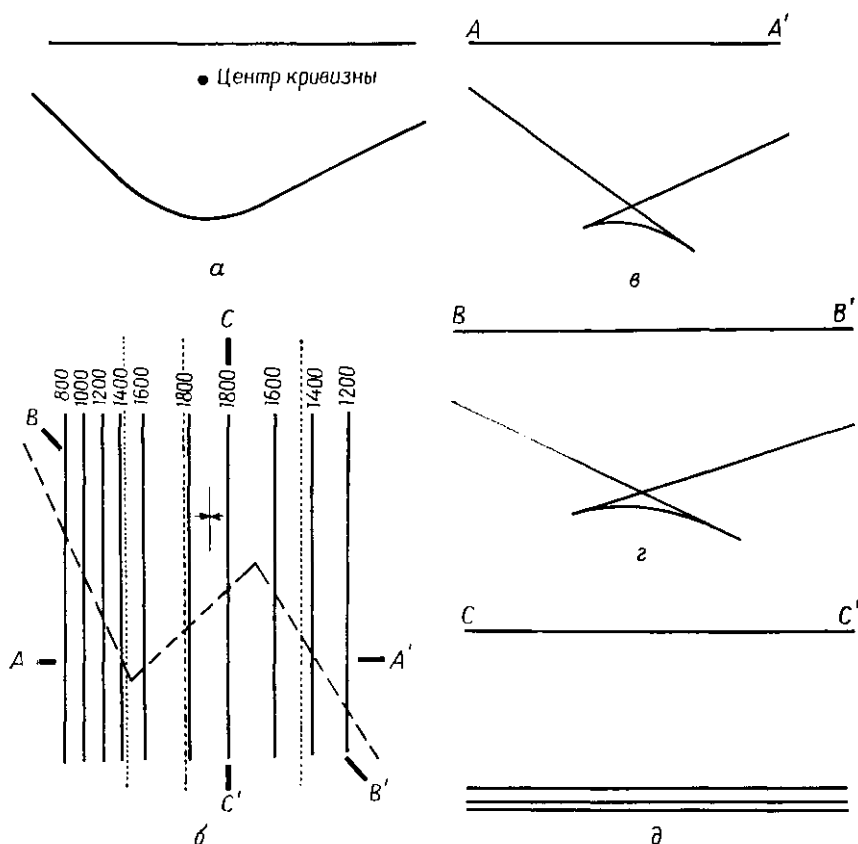


Рис. 4.27. Эффекты погребенного фокуса на профилях, пересекающих синклиналь под различными углами. а — разрез синклинали; б — карта изолиний глубин отражающей поверхности с нанесенными на нее проекциями профилей BB' (—) и CC' (...); в — годограф вдоль профиля AA' ; г — годограф вдоль профиля BB' ; д — временные линии вдоль профиля CC' .

В § 4.3.1 мы исследовали влияние кривизны отражающей границы и продемонстрировали на рис. 4.19 образование петель на годографе. Если сейсмический профиль пересекает синклинальную складку не под прямым углом к линии ее простирания (профиль BB' на рис. 4.27, б), ветви отраженных волн могут образоваться от противоположных концов сейсмического профиля и обратная ветвь может удлиниться так, как будто структура обладает меньшей кривизной (ср. рис. 4.27, г и в). В случае крайней ситуации, когда сейсмический профиль параллелен оси синклинали, ветви образуют на записи как бы парал

тельные горизонтальные оси отражений (рис. 4.27, д). Если же ось синклинали погружается, различные ветви не будут параллельны.

Концепция зоны Френеля (§ 4.3.26) заменяет «точку» отражения понятием отражающей «площадки», по величине соот-

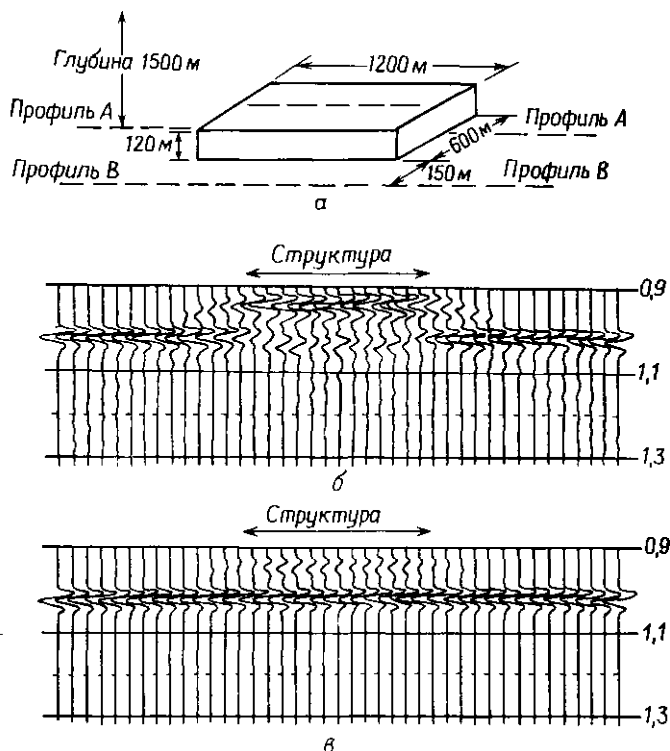


Рис. 4.28. Профиль через коробкообразную структуру. Расстояние между трассами 85 м, радиус зоны Френеля 280 м для частоты 30 Гц. [С разрешения фирмы «Геокивест»] *а* — модель; *б* — профиль *А* через кровлю структуры; *в* — профиль *В*, не пересекающий структуру.

ветствующей первой зоне Френеля. Особенности формирования отражения окрестностью отражающей точки, заключенной в пределах отражающей площадки, проявятся на сейсмическом профиле так, как это показано на рис. 4.28. Как показал Хилтерман [77], такие эффекты могут приводить к тому, что структуры на записи будут казаться значительно шире, чем они есть на самом деле.

4.3.4. Форма сейсмического импульса

Как уже было показано, разрешенность зависит от самой высокой частотной компоненты, которая присутствует на записи. Однако обычно мы не регистрируем в заметном количестве энергию частот выше примерно 60 Гц. Были рассмотрены две возможные причины потери высоких частот при распространении волн: поглощение и многократные отражения в тонких слоях. Если на записях трасс имеются ошибки в виде небольших

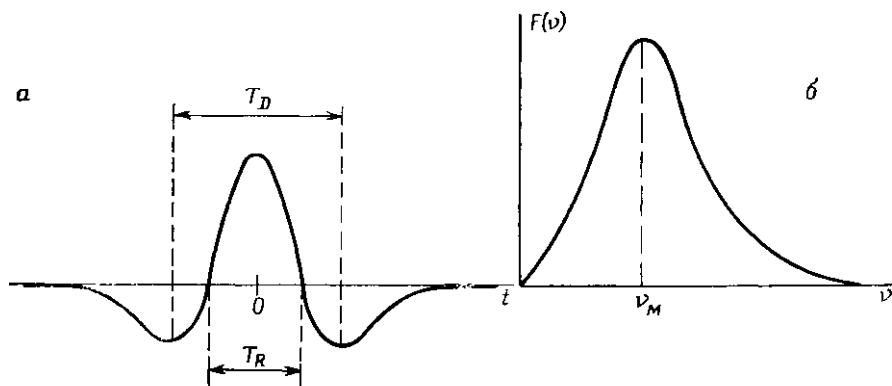


Рис. 4.29. Импульс Риккера: представление во временной (а) и частотной (б) областях.

временных сдвигов, при суммировании высокочастотные компоненты складываются не в фазе, в то время как низкочастотные суммируются синфазно (см. рис. 5.19). Высокие частоты могут также ослабляться за счет других фильтрующих факторов. Одна из задач цифровой обработки данных состоит в восстановлении высоких частот, насколько это возможно, и в получении эффекта короткого импульса заданной формы.

Большинство естественных механизмов, которые искажают форму импульса, являются минимально-фазовыми (§ 8.1.4 и 10.6.6) или близкими к ним [186]. Энергия минимально-фазового импульса сконцентрирована в его начальной части. Реальные импульсы причинно обусловлены (§ 10.6.6а), и первый различимый максимум или минимум всегда наблюдается с некоторой задержкой по отношению к моменту вступления импульса; поэтому прослеживаемые оси синфазности и снятые времена прихода всегда запаздывают по сравнению с этим моментом. Далее, поскольку, по мере того как увеличивается время прихода волн, высокие частоты затухают быстрее, чем низкие, частотный спектр сдвигается в сторону низких частот, импульс нарастает медленнее и задержка между истинным вступлением

отраженной волны и моментом ее регистрации увеличивается с ростом времени прихода волны. Иногда в процессе обработки данных проводится компенсация такой задержки, но для переменных во времени эффектов рассчитать точную компенсацию очень трудно.

В процессе обработки данных реальный импульс иногда заменяют нуль-фазовым эквивалентом (§ 8.1.4 и 10.6.6г). Нуль-фазовые импульсы симметричны, и временная шкала сдвигается (не всегда точно) так, что центр импульса соответствует времени вступления. Обращение к нуль-фазовому эквиваленту не всегда решает проблему переменной во времени фильтрации, упомянутую выше.

Наиболее часто применяется нуль-фазовый импульс Риккера [149—151], который во временной области (рис. 4.29, а) описывается выражением

$$f(t) = (1 - 2\pi^2 v_M^2 t^2) \exp(-\pi^2 v_M^2 t^2), \quad (4.15)$$

а в частотной области (рис. 4.29, б) имеет вид

$$F(v) = (2/\sqrt{\pi}) (v^2/v_M^2) \exp(-v^2/v_M^2), \\ \gamma(v) = 0, \quad (4.16)$$

где $f(t) \leftrightarrow F(v)$ и v_M — центральная частота (см. задачу 4.11). Расстояние между побочными минимумами во временной области T_D (рис. 4.29, а) есть

$$T_D = (\sqrt{6\pi})/v_M.$$

4.4. Помехи

4.4.1. Типы сейсмических помех

Надежность сейсмических построений зависит в значительной мере от качества записи. На практике качество сейсмических данных весьма разнообразно. С одной стороны, имеются области, где прекрасные записи отраженных (или преломленных) волн получаются без каких-либо специально принятых мер; с другой стороны, имеются такие области, в которых самое современное оборудование, чрезвычайно сложная методика полевых наблюдений и изощренные методы цифровой обработки все-таки не дают возможности получать приемлемые данные (часто их называют *NR-области*, т. е. области «отсутствия отражений» — по reflections). Между этими крайними случаями лежит огромное множество ситуаций, в которых получают неплохие результаты, но их можно было бы улучшить, повышая количество и качество данных.

Мы используем термин *сигнал* для обозначения любой оси синфазности на сейсмической записи, с помощью которой мы предполагаем получить некоторую информацию. Все остальное составляет помехи (шум), включая когерентные колебания, которые особенно мешают наблюдению и измерению сигналов. Отношение сигнал/шум S/N — это отношение энергии сигнала в некотором интервале записи к общей энергии шума в том же интервале. Когда отношение сигнал/шум мало, записи оказываются неудовлетворительными; точное определение того, насколько это отношение может быть мало, в некоторой мере носит субъективный характер. Во всяком случае, когда S/N меньше единицы, качество записи, как правило, на пределе допустимого и быстро ухудшается по мере дальнейшего уменьшения этого отношения.

Сейсмические помехи могут быть когерентными (собственно помехи) либо некогерентными (шум). *Когерентные помехи* прослеживаются по крайней мере на нескольких трассах; *некогерентный шум* различен на всех трассах и предсказать его вид на конкретной трассе по соседним с ней трассам не представляется возможным. Иногда различие между когерентным и некогерентным шумом определяется просто масштабом наблюдений, и, если уменьшить интервал между сейсмоприемниками, некогерентный шум будет выглядеть как когерентный. Однако некогерентный шум определяется на данных конкретных записях без учета того, что могло бы дать уменьшение шага наблюдений.

Некогерентный шум часто называют *случайным* (пространственно-случайным) — он обладает не только свойством непредсказуемости, но и некоторыми статистическими характеристиками; по большей части такой шум не является чисто случайным. (Следует заметить, что пространственная случайность и временная случайность могут существовать независимо друг от друга; обычная сейсмическая трасса принимается случайной во времени, поскольку по ее виду в предшествующие моменты времени мы не можем сказать, когда на ней появится отражение, за исключением кратных волн.)

Когерентные помехи иногда подразделяют на а) помехи, энергия которых распространяется главным образом горизонтально, и б) помехи, энергия которых подходит к расстановке приемников по направлениям, близким к вертикальному. Другое важное разделение можно сделать между а) помехами повторяющимися и б) помехами (шумом), которые не повторяются (другими словами, наблюдается ли тот же самый шум в том же временном интервале на той же трассе при повторном возбуждении колебаний). Три свойства — когерентность, направление

распространения и повторяемость — лежат в основе большинства методов улучшения качества записи.

Когерентные помехи включают поверхностные волны, отраженные и отраженно-преломленные от приповерхностных структур, таких, как плоскости разломов или погребенные русла, волны, преломленные на высокоскоростных слоях, помехи от движения транспорта, кратные волны и т. п. [137].

Все перечисленные виды регулярных помех, кроме многократных отражений, распространяются в основном в горизонтальном направлении и, кроме шума, связанного с движением транспорта, повторяются при последовательных взрывах.

Некогерентный шум, который является пространственно-случайным и обладает свойством повторяемости, обусловлен рассеянием на неоднородностях в приповерхностном слое, например булыжниках, малоамплитудных нарушениях и т. д.; источники такого шума столь малы и расположены так близко от приемной расстановки, что выходные сигналы с двух сеймоприемников будут одинаковы только в том случае, когда приемники стоят почти вплотную друг к другу. Неповторяемый случайный шум может быть обусловлен ветром, сотрясающим сеймоприемник или вызывающим движение корней деревьев, которое может привести к образованию сейсмических волн, камнями, выброшенными взрывом и упавшими на землю вблизи приемника, людьми, проходящими поблизости от приемной расстановки, и т. п.

4.4.2. Затухание помех

Отношение сигнал/шум обычно зависит от частоты. Если шум обладает заметной энергией за пределами основного частотного диапазона сигнала, для его ослабления можно с успехом применить фильтрацию по частоте. Очень низкочастотные компоненты (такие, как интенсивные поверхностные волны, обогащенные низкими частотами) можно отфильтровать в ходе регистрации колебаний, при условии что они не перекрываются со спектром отраженных волн. Однако часто спектр шума перекрывает спектр сигнала, и тогда фильтрация по частоте приводит лишь к небольшому улучшению качества записи. При современной цифровой регистрации часто в поле применяется только низкочастотная фильтрация, что является следствием ограниченной частотной характеристики сеймоприемников со стороны нижних частот.

Если сложить несколько трасс случайного шума вместе, будет происходить некоторое его ослабление, поскольку колебания на трассах будут складываться не в фазе. Допустим, что имеется n сеймоприемников и каждый из них реагирует на

когерентный сигнал S , на который накладывается случайный шум N_i . Отсчет x_i тогда будет

$$x_i = S + N_i.$$

Лучше всего оценивать сигнал средним значением из n измерений, $\bar{x} = (1/n) \sum_i x_i$, а стандартное отклонение мы идентифицируем со среднеквадратичным шумом, т. е.

$$\sigma^2 = (1/n) \sum_i N_i^2.$$

Тогда отношение сигнал/шум равно

$$\left(\sum_i x_i \right) / \left(\sum_i N_i^2 \right)^{1/2} = n\bar{x} / (n\sigma^2)^{1/2} = n^{1/2} \bar{x} / \sigma. \quad (4.17)$$

Когда n становится большим, σ приближается к пределу, который зависит от статистических свойств шума; следовательно, для больших n и случайного шума отношение сигнал/шум меняется в $n^{1/2}$ раз.

Условия подавления случайного шума не ставят никаких ограничений на расположение сейсмоприемников (кроме того что они не должны быть слишком близки друг к другу), в то время как условия подавления когерентных помех требуют, чтобы сейсмоприемники были размещены по направлению распространения волны. Если сейсмоприемники распределены равномерно на интервале одной длины волны, можно достичь гораздо большего улучшения отношения сигнал/шум, чем для случайного шума (см. § 5.3.3б и задачу 5.5, б).

Эти принципы лежат в основе использования набора сейсмоприемников и набора источников (называемых группами источников или приемников) для ослабления шума (см. § 5.3.3). Если, например, соединить вместе 16 сейсмоприемников, которые разнесены достаточно далеко, так что шум можно считать пространственно-случайным, но в то же время стоят достаточно близко для того, чтобы энергия отраженных волн, распространяющихся почти вертикально, регистрировалась в фазе всеми 16 сейсмоприемниками, сумма 16 выходных сигналов будет характеризоваться отношением сигнал/шум, в четыре раза превышающим выходной сигнал в случае, когда 16 приемников поставлены вплотную. Если, с другой стороны, мы ослабляем когерентные помехи и 16 приемников распределены равномерно на интервале одной длины волны цуга когерентной помехи (например, поверхностных волн), то в этом случае когерентные помехи будут в значительной мере подавлены.

Шум можно ослабить также сложением трасс от взрывов, проведенных в разное время или в разных точках (или и то и

другое). Эта возможность является основой различных методов *суммирования*, включая вертикальное суммирование, суммирование по методу общей глубинной точки и некоторые более сложные способы. Улучшение качества записи, как правило, оказывается весьма значительным, поскольку снижается уровень как случайных, так и когерентных помех. При условии тщательного введения статических и кинематических поправок, повышение отношения сигнал/шум для случайного шума должно составлять около 2,5 в случае 6-кратного и около 5 в случае 24-кратного суммирования (или 8 и 14 дБ соответственно).

Синфазное суммирование заключается в сложении нескольких записей, для которых положение источника и приемника остается неизменным. Оно широко применяется в случае слабых поверхностных источников энергии и многих морских источников (см. § 5.4.3 и 5.5.3). При синфазном суммировании обычно предполагается, что никаких потрассных поправок не вводилось и что соответствующие трассы на различных записях просто складываются друг с другом. Следовательно, достигается по существу тот же эффект, что и при группировании любых источников. В сложных сейсмологических условиях можно применять как группирование источников, так и вертикальное суммирование. При практической работе поверхностный источник перемещают примерно на 3—10 м между последовательными шкклами регистрации. Иногда суммируют до 20 и более отдельных записей, но вертикальное суммирование многих записей становится дорогостоящим делом как при полевых работах, так и при обработке, в случае если достигаемое улучшение записи слишком мало возрастает после первых нескольких сложений. Вертикальное суммирование, как правило, делается в поле, но иногда и в процессе последующей обработки. При морских исследованиях синфазное суммирование редко проводится для более чем четырех записей, так как при обычной скорости движения судно сдвигается настолько далеко за время между взрывами, что данные размазываются при суммировании. Это размазывание означает, что изменения условий отражения вблизи отражающих точек так сильно влияют на времена прихода волн, что при суммировании сигнал может сменить полярность на противоположную (эффект, подобный действию слишком длинных групп приемников или источников).

Почти повсеместно используемое *суммирование по общей глубинной точке* очень эффективно для подавления различных видов помех. Суммированные трассы включают энергию от нескольких источников, используя различные положения приемников и источников. Методика полевых наблюдений будет рассмотрена в § 5.3.1, цифровая обработка (которая почти всегда проводится в вычислительном центре, а не в поле)— в § 8.2.5.

Ряд других методов подавления помех (например, фильтрация по кажущимся скоростям) также включается в цифровую обработку и описан в гл. 8.

Задачи

4.1. а) Покажите, что наклон оси дифрагированной волны от точки S_2 на рис. 4.3, б для больших x имеет асимптоту $\pm 1/V$. [Указание: разложите в ряд выражение (4.2) для $x \gg h$.] б) Каков наклон асимптоты для рис. 4.3, в?

4.2. а) Известно, что в выражении (4.3) $0 < c < +1$; рассмотрите условия, при которых амплитуда φ_r равна нулю. б) Сравните амплитуду и энергию волн-спутников, образованных в подошве низкоскоростного слоя и на земной поверхности, если дано, что $V_H = 1,9$ км/с, $V_W = 0,4$ км/с, а плотности ниже и внутри ЗМС соответственно равны 2,0 и 1,6 г/см³. в) Пусть мощность ЗМС составляет $\lambda/2$ и $\eta\lambda = 0,6$ дБ для ЗМС; каковы будут отношения амплитуд и энергий волн-спутников?

4.3. Пневмопушка возбуждает колебания на глубине 10 м. Излучаемый импульс включает частоты в диапазоне 10—80 Гц, причем амплитуды компонент 10 и 80 Гц вблизи источника одинаковы. Сравните амплитуды этих компонент для этого импульса плюс волна-спутник на значительном расстоянии от источника в направлении 0, 30, 60 и 90° по отношению к вертикали.

4.4. Кратное отражение образуется горизонтальным слоем на глубине 1,1 км, при этом средняя скорость составляет 2,95 км/с. На него накладывается однократное отражение от границы с глубины 3,25 км. а) Насколько время прихода волн различается на удалениях 200, 400, 800 и 1000 м от источника? б) Если более мелкий слой имеет падение 10°, насколько будут различаться времена прихода волн в точки 400 и 800 м? Какому углу падения более глубокого слоя соответствовало бы это различие?

4.5. а) Горизонтальная преломляющая граница на глубине 1,2 км прослеживается вдоль профиля С—Ю. Скорость в покрывающей толще составляет 2,5 км/с, граничная скорость равна 4,0 км/с. Преломляющая граница на расстоянии 3,5 км от пункта взрыва обрывается линейным вертикальным сбросом. Рассчитайте годографы для различного простирания сброса: 1) В—З; 2) С—Ю; 3) 30°СЗ. б) Повторите расчеты в случае простирания сброса В—З и преломляющей границы, падающей под углом 10° на север, для источника, расположенного на юге в) Какую роль будет играть характер разрыва преломляющей границы, т. е. как амплитуда отраженно-преломленной волны будет зависеть от угла падения прерывающей границу сброса? г) Чаще всего преломляющая граница обрывается в породах с более низким значением акустической жесткости, но возможна

и противоположная ситуация. Как различается волновая картина в этих случаях? д) Продлите профиль в случае (а), п. 1 на некоторое расстояние за линию сброса и постройте дифрагированную волну от точки разрыва границы, если за ней находится однородная среда со скоростью 2,5 км/с.

4.6. а) Рассчитайте годографы преломленной волны $SMNPQR$ и отраженно-преломленной $SMNTUWPQR$, изображенных на рис. 4.30. б) Получите годографы для случая, когда обе границы, отражающая и преломляющая, имеют падение 8° влево; при этом глубины, приведенные на рис. 4.30, берутся по нормали к границам, проведенной из точки S . Что изменится, если

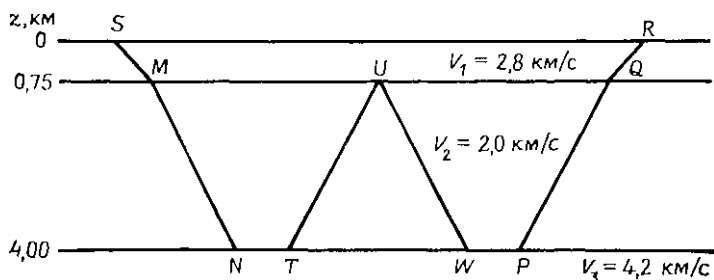


Рис. 4.30. Многократные отраженно-преломленные волны.

отражающая граница будет наклонена влево на 3° , а преломляющая — влево на 5° ?

4.7. Перерисуйте рис. 4.18, а для плоской волны, падающей на отражающую границу, и объясните смысл изменений, которые при этом произойдут.

4.8. Объясните, почему волны на рис. 4.22, б усиливаются в результате интерференции, когда толщина клина составляет $\lambda/4$.

4.9. а) Импульс имеет плоский спектр в интервале частот от 0 до ν_m , за пределами которого спектр равен нулю; покажите, что критерий Рэлея дает предел разрешения t_r , где $t_r = 0,715/\nu_m$. [Указание: преобразуйте прямоугольный спектр $\text{box}_{2\nu}(\nu)$ во временную область и найдите положение первого минимума.] б) Покажите, что значение t_r для импульса с плоским спектром от ν_L до $n\nu_L$ (т. е. шириной m октав, где $n = 2^m$) задается уравнением

$$nx \cos nx - \sin nx - x \cos x + \sin x = 0,$$

где $x = 2\pi\nu_L t_r$. в) Решите приведенное выше уравнение при $m = 3$, 2 и 1,5 и сравните соотношение между t_r и m . г) Имея в виду, что спектр в пункте (а) включает бесконечное число октав, определите, какой ширины (в октавах) требуется полоса частот, чтобы дать почти такую же разрешенность?

4.10. Соляной купол можно приближенно представить в виде вертикального круглого цилиндра с плоской вершиной радиусом 400 м на глубине 3,2 км. Если средняя скорость в толще пород над верхней гранью цилиндра составляет 3,8 км/с, рассчитайте, какова минимальная частота, при которой можно получить различимое отражение от купола?

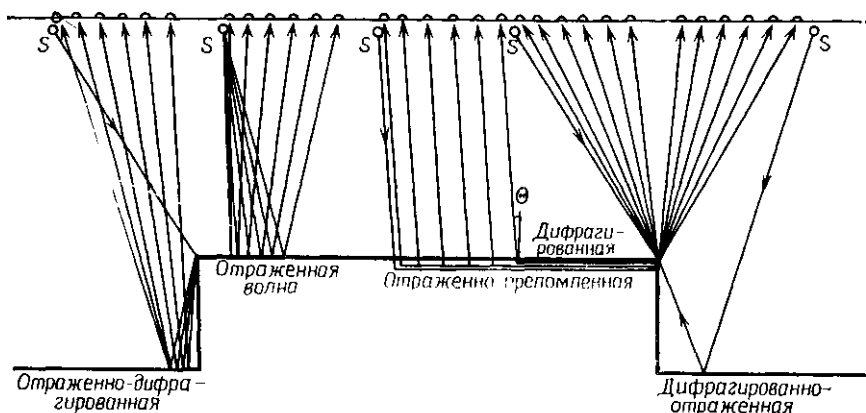


Рис. 4.31. Лучи отраженных и дифрагированных волн в случае горста.

- 4.11. а) Воспользовавшись результатом $\exp(-at^2) \leftrightarrow (\pi/a)^{1/2} \exp(-\omega^2/4a)$, докажите, что (4.16) следует из (4.15).
 б) Покажите, что ν_M является максимумом частотного спектра.
 в) Покажите, что $T_D/T_R = \sqrt{3}$ (см. рис. 4.29) и что $T_{D\nu_M} = \sqrt{6}/\pi$.

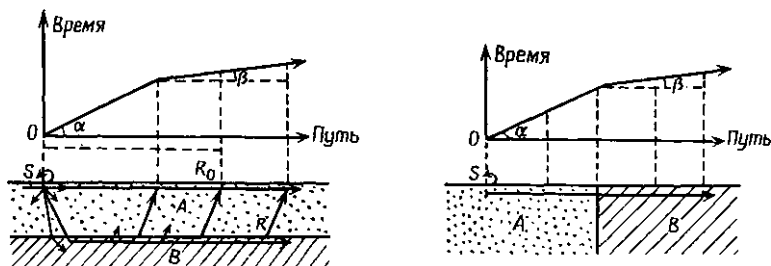


Рис. 4.32. Две модели, которым соответствуют идентичные годографы первых вступлений [140].

4.12. Допустим, что на рис. 4.14 относительные амплитуды даны правильно (расхождение учтено). Глубина воды составляет 420 м и скорость в морских осадках 2590 м/с. а) Если

коэффициент отражения достигает максимума при критическом угле, на каких трассах можно ожидать максимальной амплитуды для волн первой, второй, третьей и четвертой кратности?

б) Каким будет отношение амплитуд последовательных кратных волн на трассе, полученной близко от источника? Как результаты этих расчетов сопоставить с наблюдениями? Какие неучтенные факторы будут влиять на это сопоставление?

4.13. В приведенной ниже таблице классифицируйте различные типы волн и шума на основе обычно наблюдаемых характеристик.

Некогерентные (шаг > 2 м)	Предсказуемые от трассы к трассе	Предсказуемые по предшествующим вступлениям	Повторяемые при последовательных возбуждениях	С низкой кажущейся скоростью (< 2.5 км/с)	Отличительная кажущаяся скорость	Кинематический сдвиг — линейная функция расстояния источник — приемник	Ослабляются частотной фильтрацией	Ослабляются группированием приемников	Ослабляются суммированием по ОГГ	Ослабляются фильтрацией по кажущейся скорости	Ослабляются обнулением	Разделяются на трехкомпонентной регистрации
Однократные отражения, наклон $< 10^\circ$												
Кратные												
Однократные отражения, наклон $> 25^\circ$												
Диффразированные волны												
Головные волны												
Отраженно-преломленные волны												
Поверхностные												
Шум ветра												
Воздушные волны												
SV-волны												
SH-волны												

4.14. Начертите годографы для пяти типов волн, показанных на рис. 4.31.

4.15. В статье [140] показано, что горизонтальная и вертикальная границы могут давать идентичные годографы первых вступлений (рис. 4.32). Нанесите на графики последующие вступления и отражения и покажите, как они помогают различить эти два случая.

4.16. Покажите, что (4.3) дает диаграммы направленности, показанные на рис. 4.33.

4.17. Выберите случайные числа между ± 9 , чтобы получить шумовую компоненту N_i , и добавьте к каждому числу сигнал $S = 2$. Просуммируйте четыре значения $S + N_i$ и определите

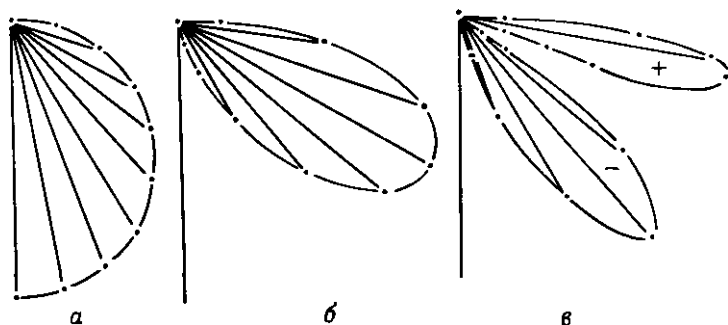


Рис. 4.33. Диаграммы направленности гармонического источника, расположенного на различных глубинах под свободной поверхностью (h — глубина в долях длины волны): a — $h = 0,1$; $б$ — $h = 0,5$; $в$ — $h = 1,0$ [214].

среднее значение, стандартное отклонение σ и отношение сигнал/(сигнал + шум). Повторите процедуру для 8, 16 и 32 значений. Обратите внимание, как среднее значение сходится к S по мере увеличения числа отсчетов, как σ приближается к предельному значению (которое зависит от статистических свойств шума; см. § 10.3.10) и как отношение сигнал/(сигнал + шум) сходится к 1. (Таблица случайных чисел дана в приложении В.)

Методика полевых работ и аппаратура МОВ

Общий обзор

Методика полевых работ и аппаратура для получения исходных данных в методе отраженных волн сильно различаются в зависимости от того, морские это работы или сухопутные, а также от характера геологической задачи и доступности площади для проведения исследований.

В этой главе описана организация полевых работ, предназначенных для получения сейсмических данных, и методика проведения наблюдений на суше и на море. В настоящее время широко распространенным методом полевых работ является метод общей глубинной точки. Обычно для регистрации данных по каждому каналу используются группы сейсмоприемников, а иногда применяется и группирование источников. Реакция группы на сигнал зависит от спектрального состава, скорости и направления подхода сейсмических волн; это свойство групп используется для ослабления помех некоторых типов. Выбор параметров систем полевых наблюдений зависит как от геологических задач, так и от наличия различного типа помех. В главе рассматриваются также методы, применяемые для специальных целей, такие как наблюдения в скважинах, трехмерные исследования, высокоразрешающая сейсморазведка, вертикальное профилирование и использование каналовых волн.

На суше преобладающим источником сейсмической энергии служат взрывы, но уже почти половина всего объема исследований ведется с использованием поверхностных источников, наиболее популярным из которых является Вибросейс. Сейсмоприемники преобразуют сейсмические колебания в электрические сигналы, которые регистрируются либо в аналоговой, либо в цифровой форме. Наиболее совершенная аппаратура позволяет проводить суммирование сигналов в поле, дискретизацию вблизи приемников и использовать телеметрические способы наблюдений.

В морских исследованиях (§ 5.5) получают данные с очень большой скоростью при высокой почасовой стоимости; эти факторы в сочетании со специальными навигационными методами отличают морские наблюдения от сухопутных. Форму излучае-

мой волны часто определяет эффект газового пузыря. Наиболее распространенным источником энергии в морских исследованиях служит воздушная пушка (пневмопушка), но иногда используются взрывные, схлопывающиеся и другие типы источников. Для регистрации возвращающейся к поверхности наблюдений энергии применяются чувствительные к давлению гидрофоны, объединенные в сейсмоприемную косу.

В полученные данные должны быть введены поправки за рельеф и зону малых скоростей, чтобы исключить влияние вариаций этих факторов (иногда очень сильное) на запись отраженных волн, служащую основой для геологической интерпретации. Предварительные (и часто наиболее важные) поправки рассчитывают в поле. Добавочные (или остаточные) поправки вводят последовательно в процессе цифровой обработки.

Как правило, *S*-волны не используются в разведочных работах, хотя в принципе они могут давать дополнительную геологическую информацию. При возбуждении *S*-волн обычно также возбуждаются и *P*-волны. В последнее время заметно возросло количество экспериментов по возбуждению *S*-волн и методике их обработки.

5.1. Организация полевых работ

5.1.1. Заказчики и подрядчики

Большинство геофизических полевых работ (если основываться на затраченных средствах, то в 1979 г. 95 %) ведутся по системе подрядов для компаний-заказчиков, которые используют в своей работе геофизические данные, получаемые при поисках ими нефти. Компании-подрядчики, как правило, обрабатывают данные и производят геофизическое оборудование для внутреннего пользования и на продажу для других организаций. Некоторые компании-заказчики наряду с наймом бригад подрядчиков проводят работы с помощью своих собственных полевых партий.

Компания-заказчик обычно выделяет одного из своих сотрудников в качестве представителя заказчика. Он осуществляет связь между компанией и начальником экспедиции и отстаивает интересы своей фирмы, в частности следит за тем, чтобы применяемая методика сейсмических наблюдений, качество получаемых данных и эффективность полевых работ поддерживались на необходимом уровне.

5.1.2. Организация полевых работ на суше

Сейсмические партии, проводящие работы на суше, сильно различаются по составу — от двух-трех человек при малоглубинных исследованиях с инженерными целями до более чем ста человек

при работах в джунглях, где требуется много рабочей силы для прокладывания линий профилей. В связи с этим организационная структура партии меняется, но схема, представленная на рис. 5.1, достаточно хорошо описывает их основные особенности.

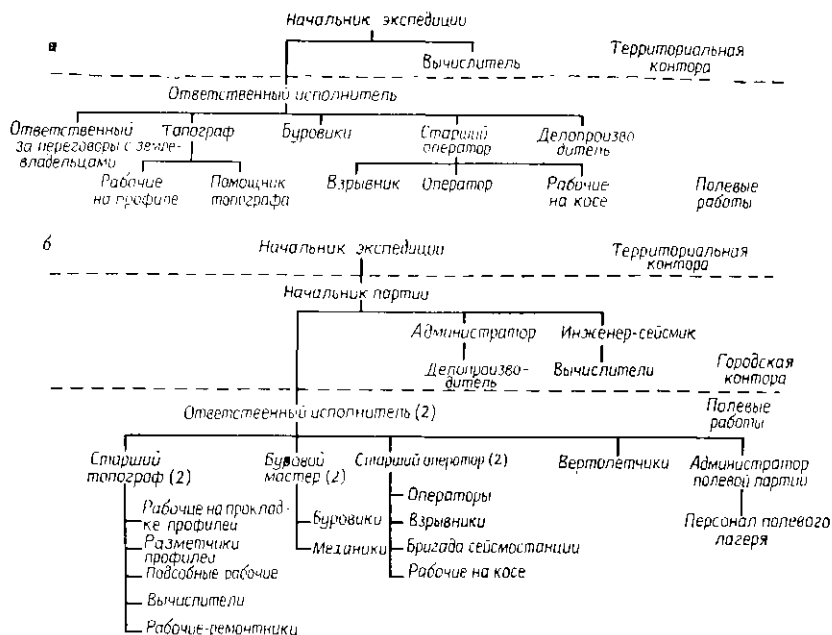


Рис. 5.1. Организационная структура сухопутной сейсмической партии, использующей взрывные работы. а — партия, работающая в хорошо освоенной местности; б — партия, работающая постоянно в отдаленном районе; начальники партий, ответственные исполнители, буровые мастера, операторы и другой персонал заняты 14—28 дней подряд, после чего происходит их смена.

Начальник экспедиции (супервизор), как правило, отвечает за одну полевую партию, но иногда и за большее их количество. Он отчитывается перед управляющим работами по региону; руководителем работ обычно назначают профессионального геофизика, который отвечает за качество и контроль стоимости исследований на всех уровнях. При проведении большого объема работ следующим по мере ответственности может быть *начальник партии*. *Вычислитель* или *инженер-сейсик* в территориальном центре обработки подготавливает схемы суммирования (см. рис. 5.5, б) и другие материалы для проведения последующей обработки данных; сюда входит расчет *предварительных поправок* (§ 5.6.2) на основе данных о рельефе, вертикальных време-

нах и первых вступлениях. Иногда сейсморазведчик или начальник партии выполняет предварительную интерпретацию. Начальник экспедиции или начальник партии имеет много негеофизических обязанностей, например контроль за стоимостью работ, надежностью данных, трудовые соглашения, хранение записей, расчет платежей, обучение персонала, техника безопасности и т. д.; в больших партиях часть этих обязанностей выполняет администратор.

Организация полевых работ находится в ведении *ответственного исполнителя*; его основная обязанность — обеспечить получение максимума продукции приемлемого качества по доступной цене. Он нанимает большую часть исполнителей и несет ответственность за технику безопасности, содержание аппаратуры, пополнение необходимых запасов, оплату счетов и организацию полевого лагеря.

Топограф несет ответственность за разбивку профилей и разметку пикетов вдоль них в запланированных местах. Как идущий в авангарде работ он предвидит трудности и проблемы, которые могут возникнуть при отработке сейсмического профиля, и изыскивает пути, чтобы избежать их или разрешить тем или иным способом. Часто это приводит к выбору положения профиля, при котором задачу исследований можно было бы решить при минимальных затратах. Как правило, ему помогает специально выделенный сотрудник, осуществляющий контакты с землевладельцами или арендаторами с целью получить разрешение на проведение работ на их земле. Топографу помогает речник, который проводит привязку сейсмических профилей и картирование площади. На площадях трудной проходимости он также может нанять рубщиков кустов или бульдозеристов, которые расчищают сейсмические профили.

Старший оператор обычно представляет следующую инстанцию после начальника партии в поле. Он прежде всего отвечает за работу аппаратуры, но в его обязанности входит также контроль за правильностью выполнения схем наблюдений и получением исходных данных. Старшему оператору, как правило, помогают младший оператор и бригада рабочих, которые растягивают сейсмическую косу и устанавливают сейсмоприемники.

Число прочих членов партии меняется в зависимости от вида исследований. Партия может включать от одного до четырех буровиков, иногда больше, плюс их помощники при бурении и заливке скважин водой или от одного до четырех операторов для обслуживания поверхностных источников (см. § 5.4.3). *Взрывник* производит подрывание взрывчатого вещества в намеченное время и очищает скважинную полость после взрыва. В партию могут быть включены повара и механики, если работы проводятся вне полевого лагеря.

5.1.3. Организация полевых работ на море

Морскую сейсморазведочную партию обычно возглавляет начальник партии, несущий ответственность за выполнение сейсмических работ. Партия состоит из нескольких операторов и помощников операторов (которые подменяют друг друга во время непрерывных наблюдений), нескольких техников, управляющих навигационным оборудованием, помощников, которые следят за сейсмоприемной косой (см. § 5.5.4) во время ее спуска за борт и подъема, и механиков, отвечающих за блоки источников.

Исследовательское судно находится под командованием капитана, власть которого непререкаема; вместе с тем капитан, как правило, следует указаниям начальника партии, исключая случаи, связанные с безопасностью. На корабле требуется большое количество обслуживающего персонала: повара, инженеры, механики и т. д. Обработка данных и их анализ на борту судна в большинстве случаев не проводятся.

5.2. Методика полевых наблюдений на суше

5.2.1. Программа исследований

Обычно сейсмическая партия получает от заказчика *программу* в виде линий на карте, которые показывают, где нужно получить данные. Сейсмическая партия, как правило, не отвечает за составление программы. Это обстоятельство иногда ведет к неудачам исследований, поскольку оно может породить настроение, при котором целью работы становится не получение определенной информации, а лишь формальное выполнение определенной программы. Отсутствие ясного понимания целей программы может привести к выбору ошибочного методического решения среди возможных вариантов. Хорошей практикой [3] является «отработка программы на бумаге» до начала полевых работ. Это помогает оценить, какие данные желательно вывести на печать, обдумать проблемы, с которыми, возможно, придется столкнуться, обсудить вероятные альтернативные решения и то, как получить такие данные, которые позволят избежать неоднозначной интерпретации.

Перед началом разведки следует задаться вопросом: «Возможно ли с помощью намеченной схемы наблюдений получить требуемую информацию?» Для миграционного преобразования данных (§ 5.6.3) может потребоваться, чтобы профили располагались иным способом, чем непосредственно через вершины структур, для того чтобы можно было правильно оценить истинные размеры структуры. Сводные участки могут быть так сильно нарушены, что профили через них не дадут опре-

деленной информации. Поисковые структуры иногда оказываются за пределами разрешающей способности сейсмического метода. Изменчивость верхней части разреза вдоль намеченного профиля может быть очень велика, что затруднит интерпретацию данных, в то время как перемещение линии профиля даже на незначительное расстояние приведет к существенному улучшению качества данных. Препятствия к проведению взрывных работ по заданному профилю могут увеличить трудности, которых легко избежать, если слегка сместить линию профиля, что позволит достичь тех же целей с меньшими затратами. Там, где угол падения слоев значителен, прокладывание профиля через устье скважины не обеспечит необходимой привязки данных наземной сейсморазведки и скважинных наблюдений. Может оказаться, что сейсмические профили не протягиваются на достаточное расстояние за пределами разломов или других структур, чтобы уверенно установить присутствие таких структур в разрезе или определить величину смещений по разлому. В общем случае сеть профилей следует планировать так, чтобы она выходила за площадь разведки на расстояние, равное глубине целевого объекта. Линии профилей могут пересечь структуры типа сбросов под таким углом, что присутствие этих структур на записи будет неразличимо. Недостаточный контроль по пересечениям профилей может привести к тому, что записи от структур, лежащих под линией профиля, будут осложнены отражениями от боковых структур, расположенных в стороне от профиля.

5.2.2. Разрешение на проведение сейсмических работ

После того как программа сейсмических работ утверждена, желательно (или необходимо) встретиться с владельцами земель, на которых планируется разбивка профилей. Разрешение использовать земли для проведения сейсморазведки может потребовать оплаты, определяемой как конкретная сумма за каждую взрывную скважину, в порядке компенсации авансом за возможный ущерб. Даже в тех случаях, когда землевладельцы не имеют права препятствовать проведению работ, лучше все же заранее объяснить им смысл предстоящих действий. Сейсморазведочная партия, безусловно, ответственна за ущерб, нанесенный в результате ее работы, независимо от того, требуется разрешение на проведение сейсмических исследований или нет.

5.2.3. Разбивка профилей

После выполнения предварительных операций полевая партия приступает к разбивке профилей, по которым будут проводиться

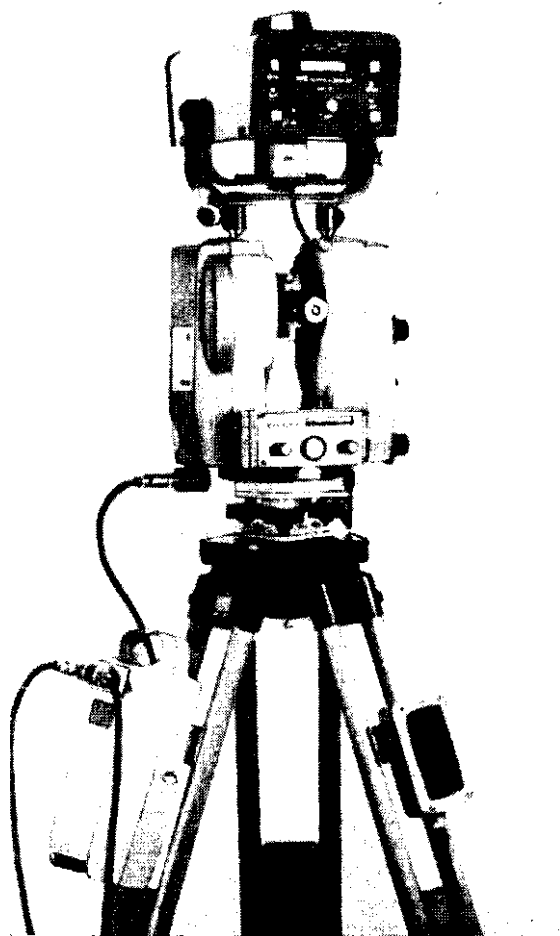


Рис. 5.2. Лазерный прибор для геодезических наблюдений. С помощью его верхней части измеряют расстояние до рейки на удалениях до 3 км с точностью 6 мм. Нижний прибор измеряет углы до 3 секунд, рассчитывает превышение рейки относительно превышения прибора и определяет горизонтальные углы относительно заданного направления. [С разрешения «Кеффель энд Эссер»]

наблюдения. Координаты и превышение пунктов взрыва и центров групп приемников обычно определяют с помощью теодолита и мерной ленты. Мерной лентой зачастую служит провод, равный по длине интервалу между группами приемников. С помощью этого провода размечаются центры последовательных

групп вдоль профиля и каждый центр отмечается условным знаком, чаще всего ярко окрашенной пластмассовой лентой, называемой флажком. Теодолит помогает выдерживать прямолинейность профиля и получать превышение центра каждой группы приемников благодаря визированию на рейку, которую переносит идущий впереди рабочий с мерной лентой.

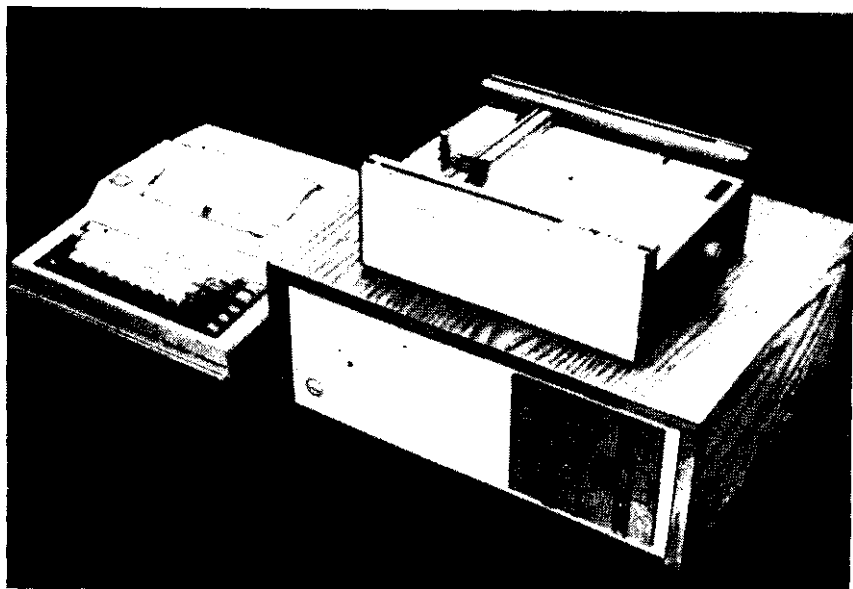


Рис. 5.3. Микро-ЭВМ для построения карт. Исходные данные вводятся с помощью клавиатуры и запаасаются на сменном диске. ЭВМ осуществляет предварительную обработку полевых данных и построение карты. [С разрешения «Сейском дельта»]

В настоящее время расширяется использование при сейсмических исследованиях электронной измерительной аппаратуры (рис. 5.2), которая основана на измерении времени пробега светового луча (лазерного пучка) от теодолита к рейке и обратно. Эта аппаратура отличается большим быстродействием и высокой точностью. Цифровая шкала дает расстояние, разность превышений и направление, понижая существенным образом вероятность ошибок при считывании. Такая аппаратура может быть использована для проложения опорной сети и для привязки к триангуляционным знакам и устьям скважин, даже если не планируется использовать ее для определения положения всех пунктов взрыва и центров групп сейсмоприемников. Иногда для контроля горизонтальных координат применяются

радиосистемы (§ 5.5.5б), особенно на болотах и в мелководных районах, где контролировать превышение можно от уровня поверхности воды.

Для предварительной обработки данных в поле, увязки замкнутых профилей, привязки по Солнцу и реализации других способов контроля используют небольшие полевые мини-ЭВМ (рис. 5.3). Такая ЭВМ, помещенная в базовом лагере, может уменьшить количество данных и вывести на графопостроитель карту текущих данных для оперативного использования, а также передать данные на центральную ЭВМ по телефонной линии, чтобы в центре обработки можно было следить за ходом исследований.

Топограф обязан отмечать в своих данных и на карте положение наиболее важных объектов, таких, например, как овраги, строения, дороги, ограды и т. п. Кроме того, он отмечает доступные пути, по которым буровое оборудование, сейсмостанции и т. д. можно доставить в заданные точки наиболее быстрым способом.

На труднопроходимых площадях или в случае густой растительности может потребоваться бригада прокладчиков дорог. Такая бригада подготавливает условия для работы исследовательской партии, и ее деятельность обычно находится в непосредственном ведении топографа, который, следовательно, несет ответственность за подготовку прямолинейных просек в заданных направлениях.

5.2.4. Бурение взрывных скважин

Следующей приступает к действиям бригада буровиков (если в качестве источника энергии используется динамит); в зависимости от числа и глубины запланированных скважин и от категории проходки сейсмическая партия может располагать от одной до десяти буровыми бригадами. Когда позволяют условия, буровые работы ведут с платформы на грузовике. Для обеспечения буровых работ необходимой в процессе бурения водой часто требуются автоцистерны. В пересеченной местности буровые станки могут быть смонтированы на тракторах или можно использовать переносное буровое оборудование. На болотистых участках буровые станки часто ставят на вездеходы. Перед тем как покинуть скважину, буровики обычно закладывают в нее динамит. На бурение зачастую ложится большая часть всех средств, отпущенных на получение полевых данных.

5.2.5. Регистрация

За буровыми работами следует регистрация взрывов. Участники разделяются на три группы в зависимости от основных функ-

ций: бригада взрывников отвечает за загрузку взрывчатки в скважины (если ее не загрузили буровики) и взрывание динамита; подсобные рабочие разматывают косы, устанавливают сейсмоприемники в заданных точках и подсоединяют их к сейсмическим косам; бригада сейсмостанции непосредственно проводит регистрацию сигналов.

Подсобные рабочие раскладывают косы и подсоединяют к ним сейсмоприемники, оператор проверяет и налаживает усилители и другие блоки регистрирующей системы и проверяет исправность косы, чтобы убедиться, что подключены все сейсмоприемники. Затем он дает взрывнику сигнал по телефону или по радио подрывать заряд (или начинать работы поверхностного источника). Когда взрывник получает сигнал, он берет взрывную машинку (устройство, используемое для подрыва заряда ВВ; см. § 5.4.2), выключив ее для безопасности, и сообщает оператору о своей готовности к работе. Тогда оператор нажимает боевую кнопку, в результате чего включается зуммер и запускается регистрирующая система. Серия кодированных сигналов, посланных регистрирующей аппаратурой, подрывает заряд. Взрывная машинка передает обратно регистрирующей аппаратуре сигнал о моменте взрыва (*отметка момента*). Данные записываются, и оператор просматривает запись, чтобы убедиться, что она свободна от видимых дефектов, после чего оборудование перемещается к следующему пункту взрыва.

В случае регистрации по методу общей глубинной точки пункты взрыва располагаются близко друг к другу — с интервалом от 100 до 400—500 м при обычной симметричной расстановке. Высокая производительность и эффективность работ, необходимые для достижения низкой стоимости километра профиля, наложили отпечаток на полевые процедуры. В то же время избыточность перекрытия снизила значимость каждой отдельной записи, поэтому стал приемлем случайный пропуск отдельных записей. Кроме того, широкий динамический диапазон цифровой регистрации отчасти устранил необходимость фильтрации в поле и подгонки аппаратуры к особенностям местных условий.

Соображения стоимости работ диктуют требование, чтобы процесс регистрации не тормозил другие процедуры. Полевые экспериментальные работы проводятся в минимальные сроки, и тратить время на повторные взрывы для улучшения качества записи или на частые физические перемещения сейсмозаписывающей аппаратуры не представляется возможным. Взрывные скважины можно пробурить вдоль всего профиля до того, как начинается регистрация колебаний, так, чтобы оператор никогда не ждал буровиков. Сотрудники сейсмического отряда заранее раскладывают и проверяют запасные косы и сейсмо-

приемники. Регистрирующий блок благодаря коммутатору каналов физически может находиться не в том месте, где он подключен к электрическому питанию. Блок регистрации подключается к сейсмической косе в любом удобном месте, например там, где сейсмический профиль пересекает дорогу. Коммутатор каналов позволяет подключать пужные сейсмоприемники, после чего взрывникам дается команда взвести взрывную машинку. После взрыва взрывники двигаются к следующей взрывной скважине (которая расположена не слишком далеко), а оператор устанавливает коммутатор каналов таким образом, чтобы подсоединилась следующая расстановка сейсмоприемников. Интервал между взрывами может составлять лишь несколько минут, а сеймостанция остается на месте в течение целого дня. Скважины, в которых произошел сбой, снова взрывчаткой не загружаются, и взрывы не повторяются. Бригада взрывников обычно перемещается по профилю пешком, так как у них нет никакого оборудования, кроме взрывной машинки, боевой линии и, возможно, лопаты для засыпки скважин после взрыва. Регистрирующий блок не перемещается по профилю и, следовательно, меньше всего подвергается возможным повреждениям. За счет того что меньшее количество оборудования переносится по профилю, снижается ущерб для окружающей местности. Таким образом, кроме повышения эффективности регистрации достигается еще дополнительная экономия.

Если при сейсмических работах используются поверхностные источники колебаний, они устанавливаются в заданной точке и в определенное время по сигналу оператора начинают излучать энергию в землю. Несмотря на то что взрывчатое вещество используется не всегда, такие термины, как «взрыв» и «пункт взрыва», продолжают употребляться. Энергия, излучаемая каждым поверхностным источником, обычно мала по сравнению с энергией от взрыва заряда ВВ, поэтому на каждом пункте взрыва делается много записей и затем их синфазно суммируют для получения одной записи. Могут использоваться несколько источников, и расстояние между составляющими «подвзрывами» может быть порядка нескольких метров. Записи подвзрывов комбинируют для получения данных по профилю. Бывает, что используют три-четыре источника и комбинируют порядка 30 составляющих подвзрывов.

Чтобы убедиться, что вся аппаратура функционирует нормально и, кроме того, определить поправки за зону малых скоростей (этот вопрос рассмотрен в § 5.6.2), в поле обычно делается контрольная запись. Однако для интерпретации контрольные записи, как правило, не используются.

Магнитные ленты отправляют в центр обработки данных, где в записи вводят поправки и применяют разнообразные про-

цедуры цифровой обработки, например скоростной анализ, фильтрацию, суммирование (см. гл. 8). Конечным результатом цифровой обработки обычно являются временные разрезы, по которым в дальнейшем ведется интерпретация.

5.2.6. Дополнительные проблемы

Прежде чем перейти к дальнейшему изложению, следует обратить внимание на несколько существенных моментов. Проведение полевых исследований требует перемещения ряда подразделений в пределах изучаемой площади, и нужно создать такой режим работы, чтобы они не тормозили друг друга, особенно чтобы не задерживалась работа по регистрации. Как правило, чтобы установить нужный режим, требуется либо дополнительное буровое оборудование, либо дополнительный персонал для работы с сейсмическими косами, либо сверхурочное время. Часто отряды работают в режиме ненормированного времени, отработывая сверхурочные часы, чтобы наверстать время, упущенное из-за погоды. Используются разнообразные транспортные средства: грузовики, где возможно; волокуши, где почва мягкая; тракторы в редколесье; лодки, самоходные баржи, глассеры, вертолеты и т. п. Самыми тяжелыми обычно оказываются блоки питания (для бурового оборудования, вибраторов и т. п.), и именно они определяют выбор способа транспортировки. В некоторых районах транспортировка полностью осуществляется вручную; портативно все, включая небольшие буры, которые можно перенести за плечами. Транспорт зачастую составляет существенную долю стоимости работы полевой партии и определяет, какой объем работ может быть выполнен.

5.2.7. Полевая документация

Все полевые записи должны сохраняться в таком виде, чтобы и через несколько лет по ним можно было однозначно восстановить условия проведения полевых работ. Наиболее важными являются дневники топографа и оператора, но буровики и другие участники работ также должны представить полные отчеты о своей деятельности. Во всех отчетах следует указывать дату и время дня, и вести записи нужно во время происходящих событий, а не в конце дня. Ежедневный отчет оператора должен включать номер катушки с магнитной лентой, снабженной номерами пунктов взрыва, определение типа источника и конфигурацию расстановки приборов, упоминание всех отклонений от намеченных положений приборов, информацию обо всех записях, включая повторы, все параметры записи, размер заряда и глубину до его верхней и нижней части, вообще любой факт,

который влияет на качество данных, например утечки тока в кабеле, изменения грунта на поверхности наблюдений, дополнительный шум, причины задержек работ и т. д.

5.3. Схемы полевых наблюдений

5.3.1. Запись симметричной расстановкой и по методу ОГТ

Практически все стандартные сейсмические наблюдения ведутся по методике *непрерывного профилирования*, т. е. сейсмические косы и пункты взрыва располагают по линии так, чтобы в получаемых данных не было пропусков, за исключением тех, которые обусловлены дискретным, а не непрерывным расположением

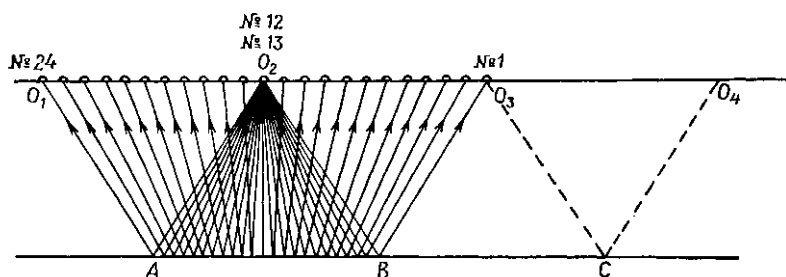


Рис. 5.4. Симметричная расстановка с непрерывным изучением разреза.

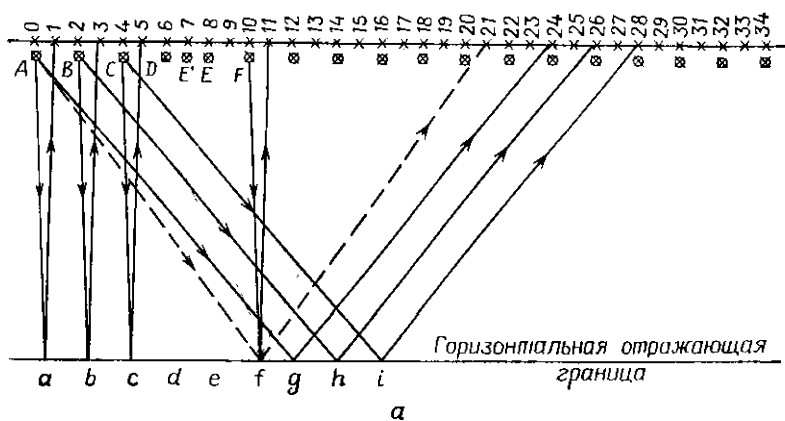
групп сейсмоприемников. При обычном покрытии площади предполагается, что каждая отражающая точка зарегистрирована только один раз, исключая концы каждой расстановки; эти крайние точки (*точки увязки*) регистрируются снова на смежных профилях, для того чтобы уменьшить вероятность ошибок при прослеживании горизонта от одной записи к другой. Противоположна этому методика общей глубинной точки (ОГТ), или *избыточное покрытие*, когда каждая отражающая точка регистрируется много раз. Площадное или крестовое покрытие дает возможность измерять компоненты падения пластов как в направлении, перпендикулярном профилям, так и вдоль них. В каждой из перечисленных методик источники и группы приемников могут быть связаны различным образом.

На рис. 5.4 представлена *симметричная расстановка* при непрерывном профилировании. Источники расположены с равным шагом вдоль линии профиля; как правило, шаг составляет от 400 до 540 м. Сейсмическая коса занимает два интервала между пунктами взрыва. Предусмотрена связь между группами сейсмоприемников (например, 24 группами), располагаемыми

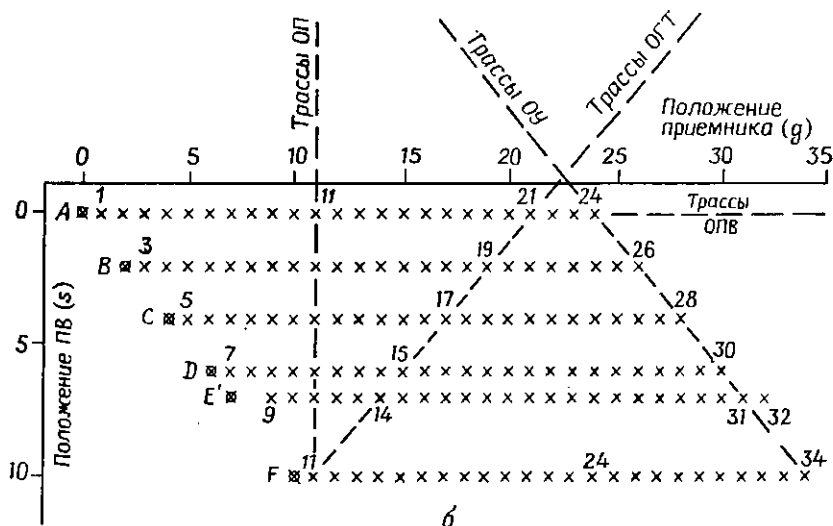
с равномерным шагом вдоль косы (называемым шагом расстановки). Таким образом, при расстоянии между пунктами взрыва 400 м 24 группы распределяются вдоль 800-метровой косы с шагом между центрами групп 34 м. Когда коса протянута от точки O_1 до O_3 , используется пункт взрыва O_2 ; это позволяет изучать (в случае пологой границы) отрезок границы между A и B . Участок косы от O_1 до O_2 передвигают затем в положение между O_3 и O_1 , пункт взрыва при этом располагается в O_3 ; это обеспечивает перекрытие на участке между B и C . Траектория волны от источника O_3 к последней группе приборов обратна по направлению траектории, проведенной от источника O_2 к первой группе приемников; таким образом осуществляется непрерывное прослеживание вдоль профиля.

Схему регистрации по методу ОГТ [110, 111] иллюстрирует рис. 5.5, а. Изображены равномерно распределенные группы приемников, пронумерованные последовательно вдоль профиля, а не по номерам трасс, которые будут соответствовать им на сейсмической записи. Группы сейсмоприемников от 2-й до 24-й подсоединены к входам усилителей сеймостанции; используется источник A . Если граница горизонтальна, это дает прослеживание от a до g . Затем подключаются к входу усилителей группы приемников с 3-й по 26-ю, причем эта замена делается с помощью переключателя каналов, а не физическим перемещением сейсмической косы. При этом используется источник B , что обеспечивает прослеживание границы от b до h . Источник C используется теперь для записи сейсмоприемниками с 5-й по 28-ю группы, обеспечивая прослеживание от c до i , и т. д. вдоль сейсмического профиля. Заметим, что отражающей точкой для энергии, генерированной источником A и подошедшей к 21-й группе приемников, является точка f , которая одновременно служит отражающей точкой для источника B , регистрируемой 10-й группой приемников, источника C и 17-й группы, источника D и 15-й группы, источника E и 13-й группы и источника F и 11-й группы. После вычитания нормального кинематического сдвига в процессе последующей цифровой обработки данных эти шесть трасс объединяются (суммируются). Таким образом, точка f регистрируется шесть раз, и такую регистрацию называют «600 %-ной» или «6-кратным перекрытием». Очевидно, что на конце профиля кратность записи снижается. В большинстве современных методик применяется по крайней мере 6-кратное перекрытие и довольно широко распространено 12- и 14-кратное, особенно при морских наблюдениях.

Иногда случается, что один из равномерно распределенных пунктов не подходит для установки в нем источника (например, из-за риска повредить стоящие поблизости здания). Тогда применяют неравномерное расположение источников. Например,



а



б

Рис. 5.5. Профили ОГТ. Крестиками и крестиками в кружках обозначены положения групп приемников и пунктов взрыва соответственно. а — вертикальный разрез, иллюстрирующий запись по методу ОГТ; б — схема суммирования записей ОГТ.

если точка E непригодна для размещения источника, вместо этого его можно поместить в точку E' , и тогда энергию, отразившуюся в точке f , зарегистрирует группа приемников 14 (а не 13). Чтобы правильно суммировать большое число трасс, используют схемы суммирования [124]. В плоскости поверхностной схемы суммирования одной координатой служит положение приемника g , а другой — положение источника s , т. е.

трасса, полученная в точке g от источника в точке s , обозначается координатами (g, s) . (Модификацией такой схемы является глубинная схема суммирования, на которой трасса соответствует точке $[1/2(g + s), s]$; см. задачу 5.1.) На рис. 5,5, 6 представлена поверхностная схема суммирования, на которой вместо E использовано положение источника E' . Заметим, что шесть трасс, которые относятся к общей глубинной отражающей точке (ОГТ) f , располагаются вдоль одной из диагоналей. Точки, лежащие вдоль другой диагонали, характеризуются одинаковым удалением (ОУ). Вдоль горизонтальной прямой располагаются точки, соответствующие общему пункту взрыва (ОПВ), а по одной вертикали точки представляют трассы, полученные с помощью одной и той же группы приемников (ОП). Построение схем суммирования очень важно для ввода статических и кинематических поправок, а также для контроля за правильностью суммирования трасс.

5.3.2. Типы расстановок

Под *расстановкой* мы подразумеваем относительное расположение источников и центров групп сейсмоприемников, используемых для регистрации сейсмической энергии. Несколько типов расстановок приведено на рис. 5.6. В случае симметричной расстановки источник расположен в центре линии равномерно распределенных групп приемников. Если имеется 24 группы, источник обычно находится посередине между группами 12 и 13. Такая расстановка не дает возможности точной увязки по времени соседних записей (поскольку пункт взрыва не совпадает с центром группы приемников), поэтому группы 12 и 13 располагают иногда вместе в пункте взрыва или применяются еще какие-либо модификации. Размещение источника вблизи группы приемников часто приводит к получению трассы, осложненной шумом (вследствие истечения газов из скважины и выброса тампонажного материала или же из-за того, что грузовики вибраторов создают слишком сильную шумовую компоненту); по этой причине источник иногда выносят перпендикулярно профилю на 15—50 м.

В другой широко распространенной схеме источник помещают на конце линии приемников, получая таким образом *фланговую расстановку*. Иногда в районах, где особенно сильны поверхностные волны-помехи, источник смещают (*выносят*) на некоторое существенное расстояние (обычно 500—700 м) вдоль линии профиля от ближайшей группы приемников, получая таким образом *выносную продольную расстановку* или оставляя пропуск в середине симметричной расстановки. Такое размещение применяется также для того, чтобы получить большие

удаления до самых дальних групп, если не требуются данные на малых удалениях. Источник можно вынести и перпендикулярно линии профиля либо на ее конце, в результате чего создается *непродольная L-образная расстановка*, либо против центра с образованием *непродольной T-образной расстановки*. Как продольный, так и непродольный выносы позволяют регистрировать в течение одной-двух секунд энергию отраженных волн, прежде чем поверхностные волны достигнут расстановки.

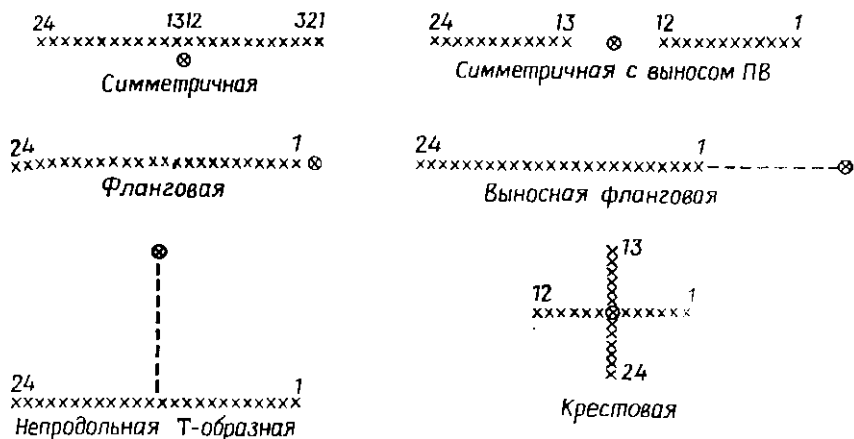


Рис. 5.6. Типы расстановок в методе отраженных волн. Крестики и крестики в кружках означают положение групп иоточников и пунктов взрыва соответственно.

Крестовые расстановки, состоящие из двух взаимно перпендикулярных профилей сейсмоприемников, используются для получения трехмерной информации в случае наклонных границ.

5.3.3. Группирование

а) *Общие соображения.* Термин группа относят либо к гирлянде сейсмоприемников, подключенных к одному каналу, либо к системе распределенных по некоторому участку взрывных скважин или поверхностных источников энергии, которые срабатывают одновременно; в последнем случае это понятие включает также различные положения одного источника энергии, результаты действия которого складываются путем синфазного суммирования. Волна, подходящая к поверхности по направлению, близкому к вертикальному, будет действовать на сейсмоприемники группы одновременно, поэтому их выходные сигналы будут складываться синфазно. В то же время волна, подходящая по гори-

зонтами, будет регистрироваться сейсмоприемниками группы с временной задержкой, поэтому некоторая часть энергии будет ослабляться в результате интерференции. Подобным же образом волны, распространяющиеся вниз от группы взрывных скважин или поверхностных источников энергии, возбуждаемых одновременно, подходя к сейсмоприемникам, будут складываться с усилением, тогда как волны, идущие горизонтально от группы источников, будут подходить к сейсмоприемнику в различных фазах и частично подавляться. Таким образом, группирование позволяет разделить волны по направлениям их подхода к сейсмоприемникам.

б) *Равномерные линейные группы и гармонические волны.* Группы классифицируют как *линейные*, когда их элементы распределены по одной линии (обычно вдоль сейсмического профиля), и как *площадные*, когда приборы распределены по некоторой площади. Отклик группы, как правило, представляют в виде графика, называемого *характеристикой направленности*

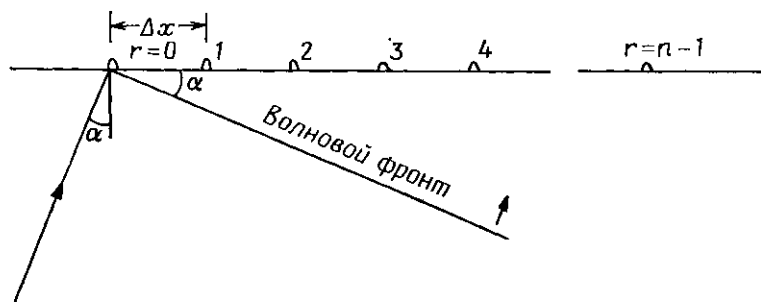
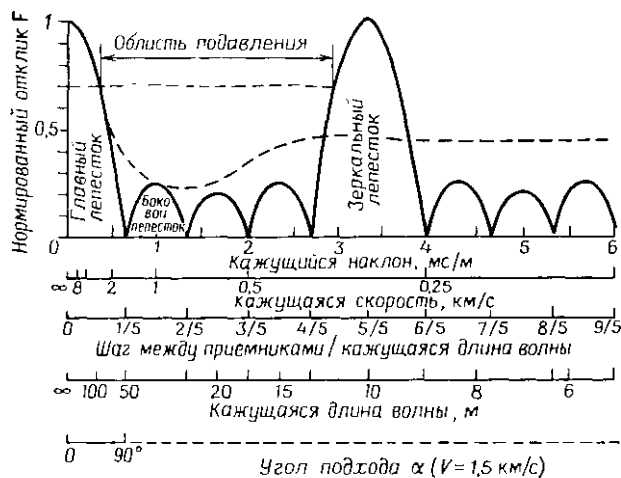


Рис. 5.7. Волновой фронт, подходящий к линейной группе.

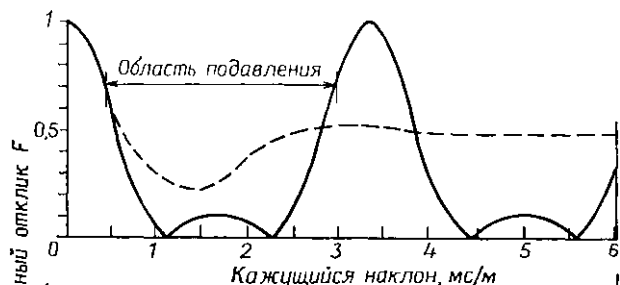
группы, которая определяется как отношение амплитуды выходного сигнала группы к амплитуде выходного сигнала того же числа приемников, собранных в одной точке.

На рис. 5.7 показана группа из n идентичных сейсмоприемников, расположенных с интервалом Δx . Допустим, что плоская гармоническая волна с углом подхода α приходит к левому приемнику в момент времени t и что выходной сигнал сейсмоприемника записывается как $A \sin \omega t$. К r -му приемнику эта волна подходит в момент $t + r\Delta t$, где $\Delta t = (\Delta x \sin \alpha)/V$; выходной сигнал r -го приемника будет $A \sin \omega(t - r\Delta t) = A \sin(\omega t - r\gamma)$, где γ — фазовый сдвиг между сигналами последовательных приемников, т. е.

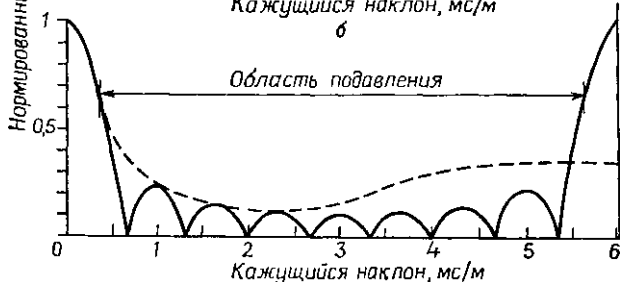
$$\gamma = \omega \Delta t = 2\pi v (\Delta x \sin \alpha)/V = (2\pi \Delta x/\lambda) \sin \alpha = 2\pi \Delta x/\lambda_a,$$



а



б



в

Рис. 5.8. Характеристики направленности группы для колебания с частотой 30 Гц. Эффективная длина группы, от которой зависит ширина главного лепестка, и набор масштабов, показанный на рис. а, одни и те же для всех групп. Положение вторичного (зеркального) лепестка определяется шагом между приборами в группе. Взвешивание увеличивает ослабление сигнала в области подавления. Пунктирные кривые показывают выходной спектр для сигнала с частотным спектром колоколообразной формы, имеющим максимум на частоте 30 Гц и ширину 30 Гц. а — пять сейсμοприемников разнесены по профилю с шагом 10 м; б — пять сейсμοприемников разнесены по профилю с шагом 10 м и весовые множители заданы как 1, 2, 3, 2, 1; в — девять сейсμοприемников разнесены с шагом 5,5 м. [С разрешения фирмы «Шеврон»]

$\lambda_a = \lambda / \sin \alpha$ — кажущаяся длина волны. Выходной сигнал группы из n приемников определяется формулой

$$h(t) = \sum_{r=0}^{n-1} A \sin(\omega t - r\gamma) = \\ = A \{ \sin(1/2 n\gamma) / \sin(1/2 \gamma) \} \sin \{ \omega t - 1/2 (n-1) \gamma \}$$

(см. задачу 10.11, в). Таким образом, выходной сигнал группы отстает по фазе от сигнала первого прибора; для нечетных r величина запаздывания такая же, как у центрального прибора,

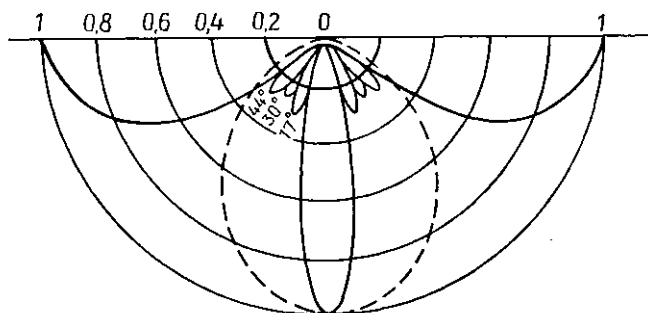


Рис. 5.9. Диаграмма направленности 5-элементной линейной группы для гармонического сигнала с частотой 30 Гц при скорости 1,5 км/с. Сплошная кривая относится к шагу между приборами 50 м (нули при углах 11,5; 24; 37 и 53°), пунктирная соответствует шагу 10 м (нуль при 90°).

для четных r она равна среднему из запаздываний двух центральных приемников. Характеристика группы F зависит как от n , так и от γ :

$$F = \{ \text{амплитуда } h(t)/nA \} = | \sin(1/2 n\gamma) / \{ n \sin(1/2 \gamma) \} | = \\ = | \sin \{ (n\pi \Delta x \sin \alpha) / \lambda \} / \{ n \sin [(\pi \Delta x \sin \alpha) / \lambda] \} | = \\ = | \sin \{ n\pi (\Delta x / \lambda) \sin \alpha \} / \{ n \sin [\pi (\Delta x / \lambda) \sin \alpha] \} |. \quad (5.1)$$

Характеристику группы часто представляют в виде графика, используя в качестве абсциссы значения Δx , α , λ_a , $V_a = V / \sin \alpha$ (кажущаяся скорость; см. (3.13)), кажущийся угловой кинематический сдвиг $\Delta t / \Delta x = (\sin \alpha) / V$ и т. д.; остальные параметры при этом остаются фиксированными или используют безразмерную абсциссу $\Delta x / \lambda_a$ (см. рис. 5.8, а). График обычно состоит из набора максимумов (лепестков), разделенных областями малых значений. При $\Delta x = \lambda_a$ имеем $F = 1$ (первый зеркальный лепесток), и далее картина повторяется. Лепестки между главным лепестком ($\alpha = 0$) и зеркальным называются боковыми лепестками. Для равномерной группы положение первого нуля или

ширина главного лепестка зависит от $n\Delta x$, что на один шаг превышает расстояние между крайними приборами $(n-1)\Delta x$; величина $n\Delta x$ называется *эффективной длиной группы*. Для неравномерных групп эффективная длина определяется как длина $n\Delta x$ равномерной группы, главный лепесток которой имеет ту

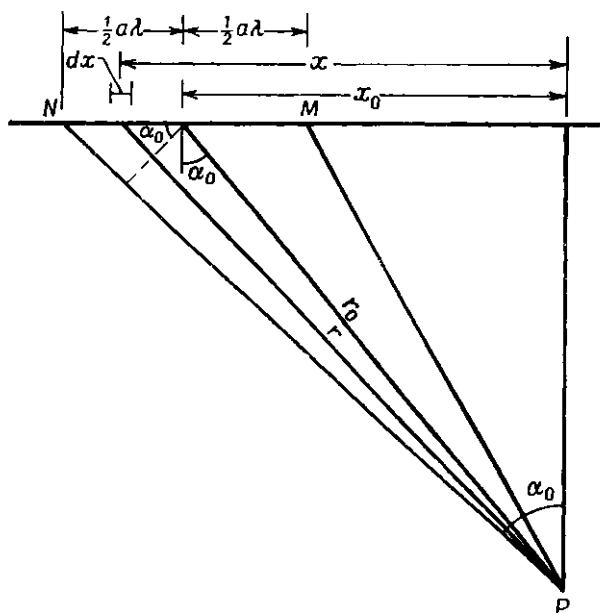


Рис. 5.10. Характеристики непрерывной линейной группы.

же ширину при $F = 1/2$. Участок между точками, где характеристика падает на 3 дБ, т. е. где $F = 0,7$, называется *областью подавления* (иногда область подавления определяется по отношению к точкам, где характеристика падает на 6 дБ, т. е. $F = 0,5$; в отдельных случаях она принимается равной расстоянию между нулями, которые отделяют боковые лепестки от главного лепестка и основного зеркального лепестка).

Характеристику группы нередко представляют в полярных координатах, как, например, на рис. 5.9. В этом случае радиус-вектор дает значение F в функции угла α .

в) *Непрерывный линейный источник конечной длины.* Рассмотрим действие на точку P (рис. 5.10) линейного источника длиной $MN = a\lambda$ и интенсивностью σ на единицу длины (величина σ представляет собой энергию, получаемую точкой P на единицу длины источника за единицу времени). Если использовать гармонические волны в форме $\exp[j(\kappa r - \omega t)]$ (см. (2.50)),

то их результирующее действие в точке P выразится в виде

$$h(t) = \int_{x_0 - a\lambda/2}^{x_0 + a\lambda/2} (\sigma dx) \exp[j(\kappa r - \omega t)] = \\ = \sigma \exp[-j\omega t] \int_{x_0 - a\lambda/2}^{x_0 + a\lambda/2} \exp[j\kappa r] dx$$

Для $r \gg a\lambda$

$$r \approx r_0 + (x - x_0) \sin \alpha_0 = r_0 (1 - \sin^2 \alpha_0) + x \sin \alpha_0 = \\ = r_0 \cos^2 \alpha_0 + x \sin \alpha_0.$$

Следовательно,

$$h(t) = \sigma \exp[-j\omega t] \int_{x_0 - a\lambda/2}^{x_0 + a\lambda/2} \exp[j\kappa (r_0 \cos^2 \alpha_0 + x \sin \alpha_0)] dx = \\ = 2\sigma \exp[j(\kappa r_0 - \omega t)] \frac{\sin(\pi a \sin \alpha_0)}{\pi \sin \alpha_0} = \\ = \sigma a \lambda \operatorname{sinc}(\pi a \sin \alpha_0) \exp[j(\kappa r_0 - \omega t)],$$

где $\operatorname{sinc} x = (1/x) \sin x$. Если бы линейный источник был сосредоточен в середине отрезка MN , его действие в точке P было бы

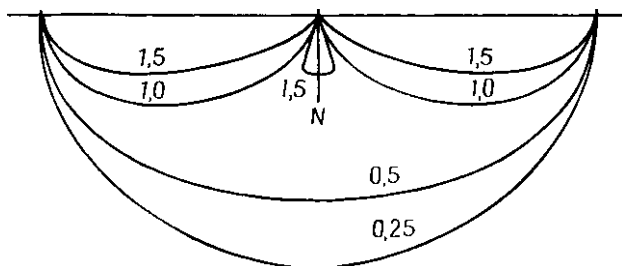


Рис. 5.11. Диаграмма направленности непрерывной линейной группы при $a = 0,25; 0,5; 1,0; 1,5$.

равно $\sigma a \lambda \exp[j(\kappa r_0 - \omega t)]$; следовательно, характеристика группы F будет

$$F = |\operatorname{sinc}(\pi a \sin \alpha_0)|. \quad (5.2)$$

Длина источника подбирается равной одной длине волны ($a = 1$) или меньше, в отдельных случаях двум длинам волны ($a = 2$); на рис. 5.11 представлена диаграмма направленности для различных значений a .

Хотя на рис. 5.10 изображен источник, распределенный в горизонтальном направлении, приведенный вывод относится также и к вертикальному источнику. Если размеры его малы, достигается слабый эффект направленности. Иногда используются заряды специальной формы, чтобы сконцентрировать энергию, распространяющуюся по вертикали, но они в общем случае неэф-

фективны. Иногда направленность достигается последовательной дестонацией отдельных частей заряда, и тогда энергия каждой части добавляется к энергии уже возникшей волны (см. задачу 5.3, в). Чтобы этот метод оказался эффективным, требуется достаточно большая длина заряда.

г) *Неравномерные группы*. Группы, в которых на последовательных участках распределено различное число элементов, называются *неравномерными*. По сравнению с линейной группой такой же общей длины главный лепесток и основные зеркальные лепестки здесь расширяются, но значение характеристики в области подавления в целом оказывается меньшим. Эффективная длина группы меньше, чем действительная ее длина. На рис. 5.8, б приведена характеристика группы 1, 2, 3, 2, 1 (цифры указывают число элементов, размещенных на последовательных участках группы). Неравномерность группирования может создаваться также путем изменения весов выходных сигналов отдельных сейсмоприемников или различным размещением приемников. Неравномерное группирование можно получить с помощью комбинаций групп источников и приемников, характеристика направленности при этом представляет собой результат свертки (§ 8.1.2а) характеристики группы источников с характеристикой группы приемников. Примером такого группирования является методика вибросейсмических наблюдений, представленная на рис. 5.13.

д) *Площадные группы*. Основное действие линейных групп состоит в ослаблении когерентных волн-помех, которые распространяются приблизительно в вертикальной плоскости, проходящей через группу. Когерентные помехи, распространяющиеся вне этой плоскости, можно ослабить с помощью группирования по площади [33, 139]. Примеры площадных групп приведены на рис. 5.12. Эффективная группа в заданном направлении определяется проекцией положений приемников на линейный профиль в этом направлении; таким образом, для группы ромбовидной конфигурации, изображенной на рис. 5.12, а, эффективная группа в направлении профиля оказывается неравномерной группой 1, 2, 3, 2, 1 с шагом между элементами $\Delta x = a/\sqrt{2}$, а в направлении 45° по отношению к линии профиля получается эффективная группа 3, 3, 3 (т. е. трехэлементная однородная группа) с шагом $\Delta x = a$.

е) *Действие группирования на реальные импульсы*. Реальные сейсмические волны почти всегда представляют собой сравнительно короткие импульсы, а не гармонические колебания, обычно рассматриваемые в теории группирования. Группа будет иметь различные характеристики по отношению к различным

частотным компонентам, обладающим разными кажущимися длинами волн. Эффективная характеристика для частотного спектра колокольной формы показана штриховыми линиями на рис. 5.8; эффективность подавления в целом слабее (за исключением области зеркального лепестка), чем подавление гармонической волны.

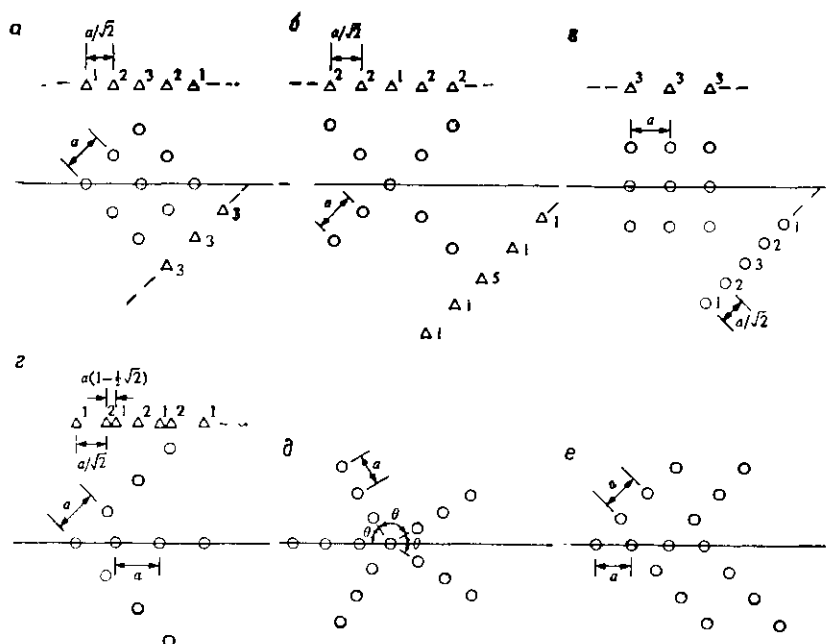


Рис. 5.12. Типы площадных групп. Положение элементов группы показано кружками, эффективная группа в различных направлениях показана треугольниками с соответствующими весами. *а* — ромбовидная 3×3 ; *б* — типа X; *в* — прямоугольная; *г* — «гусиная лапка»; *д* — «звезда» с нечетным числом лучей; *е* — «ёлочка».

ж) Практические приложения. Характеристики направленности, подобные приведенным на рис. 5.8 и 5.9, применимы в равной мере к группам приемников и группам источников. Они также пригодны для расчета эффекта суммирования трасс при синфазном суммировании или других используемых в цифровой обработке видах суммирования.

Теоретически мы получаем одни и те же результаты, если используем один источник и 16 приемников или один приемник и 16 пунктов взрыва, размещенных таким же образом, при одновременном подрыве $1/16$ величины заряда в каждой скважине. Однако на практике гораздо чаще используют группирование

приемников, чем группирование взрывов, так как это дешевле, и только при очень неблагоприятных условиях применяется одновременно группирование взрывов и группирование приемни-

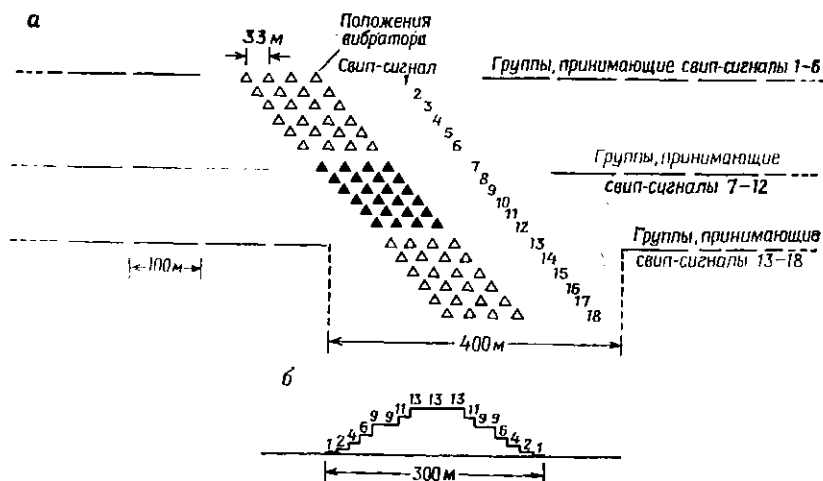


Рис. 5.13. Схема наблюдений при использовании поверхностных источников. Четыре установки Вибросейс (или других источников), разнесенные на 33 м, движутся одна за другой слева направо вдоль профиля, производя излучения одновременно через каждые 17 м. Во избежание наложения треугольников на рисунке положения вибраторов во время последовательных излучений смещены по вертикали. Шесть последовательных свип-сигналов суммируются (синфазное суммирование — см. § 5.4.9) для получения одной выходной полевой записи. Четыре центральные группы не используются, так как их записи слишком зашумлены работой вибраторов. После излучения 6-го свип-сигнала к регистрирующей станции подключается следующая по ходу группа, образуя активные группы, показанные на центральной горизонтальной линии рис. а; эти группы регистрируют свип-сигналы с 7-го по 12-й, излучаемые вибраторами в положениях, отмеченных зачерненными треугольниками. а — положение источников и активных групп сейсмоприемников для последовательных свип-сигналов; б — эффективная комбинированная группа, цифры показывают число составляющих свип-сигналов (результат свертки линейной группы с суммарной характеристикой направленности шести свип-сигналов с 1-го по 18-й; см. § 8. 1.2 и задачу 8.13, а).

ков. Имея несколько поверхностных источников, можно использовать два или четыре источника одновременно, чтобы создать эффект многократного взрыва и таким образом достичь ощутимого размера группы (рис. 5.13).

Подавление когерентных помех с помощью группирования источников и приемников представляет более сложную проблему, чем подавление случайного шума. При наличии случай-

ного шума положение элементов группы не столь важно, если только выполняется условие, при котором никакие два элемента не находятся столь близко друг к другу, что для них шум идентичен. При когерентной помехе размер, шаг элементов и ориентация группы должны выбираться, исходя из свойств ослабляемой помехи [168]. Если помеха представляет собой длинный синусоидальный волновой пакет, ее подавление обеспечит группа, состоящая из n элементов, распределенных вдоль направления распространения волны с интервалом λ/n , где λ — кажущаяся длина волны (см. задачу 5.5, б). В действительности помехи состоят, как правило, из колебаний нескольких типов, подходящих под различными углами, причем каждый тип включает в себя колебания различных длин волн; более того, природа помех может меняться по профилю от точки к точке. В областях, где особенно остро стоит проблема борьбы с помехами, обычно прибегают к площадным группам (хотя профильное распределение элементов почти всегда составляет основу методики наблюдений). На тему группирования написано множество статей; Маккей [115] приводит примеры улучшения качества записи в результате применения различных групп.

Помимо трудностей в определении длин волн нерегулярных помех, которые необходимо ослабить, реальные полевые расстановки приборов редко соответствуют теоретическому расчету [132]. Отмерять положение каждого приемника непрактично, так как это требует большого расхода времени. В условиях густой растительности при установке последовательных приборов легко допустить отклонения от прямой линии, причем зачастую от одного приемника не видно другого, в результате чего даже ориентировка линий сейсμοприемников может оказаться весьма нерегулярной. В пересеченной местности строгое соблюдение запроектированных схем группирования может привести к тому, что приемники потребуются располагать на различных высотных уровнях, а это, возможно, создаст еще худшие эффекты, чем те, которые мы стремимся подавить с помощью группирования. Подобные же проблемы возникают, когда условия установки приемников меняются в пределах группы [99], например на рыхлых песках, болотистых почвах или в случае отдельных выходов горных пород на поверхность. В целом лучшими правилами расчета групп будут следующие: 1) определить максимальный размер группы, который можно допустить без искажения осей синфазности волн с максимальным предполагаемым наклоном, и 2) распределить максимально возможное с экономической точки зрения число сейсμοприемников более или менее равномерно по площади, несколько меньшей, чем максимально допустимый размер группы, стараясь при этом, чтобы условия и уровень установки для всех приемников сохранялись настолько постоян-

ными, насколько это возможно, даже если для этого потребуются серьезное отступление от расчетных положений приборов (см. также § 5.3.5).

При разведке по методу преломленных волн группирование также может иметь большое значение [101].

5.3.4. Анализ волн-помех

Систематическое изучение когерентных помех часто начинается с отработки шумового профиля (называемого также *микрорасстановкой*). Этот недлинный профиль отрабатывается без применения какого-либо группирования с малым шагом между приемниками (1—3 м) при длине расстановки порядка 300 м или

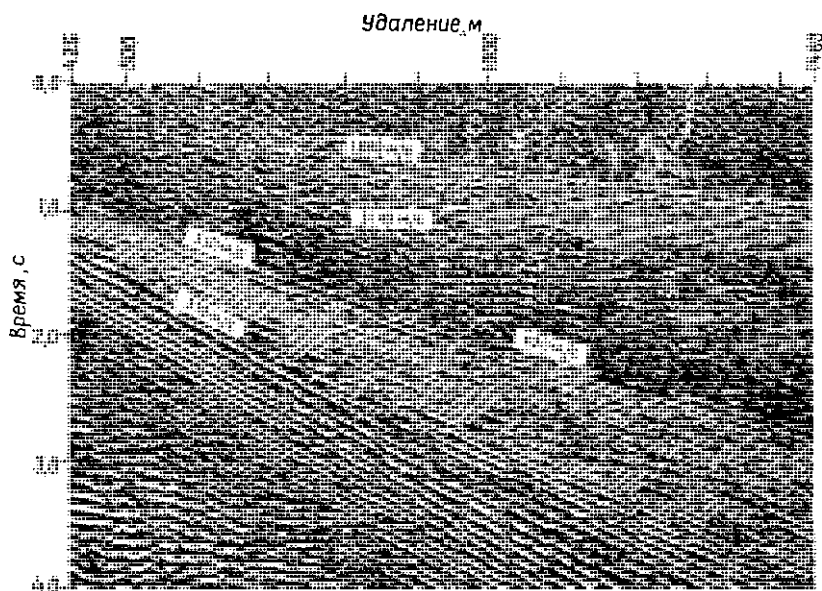


Рис. 5.14. Анализ волн-помех [179]. Сейсмоприемники разнесены на 1,5 м, удаление первого приемника 425 м. Проведена следующая идентификация волн по скоростям: 1890 м/с — волна, преломленная в подошве ЗМС; 530 и 620 м/с — моды поверхностных волн; 330 м/с — звуковая воздушная волна; 3140 м/с — преломленная волна.

более. Если характер зоны малых скоростей или рельеф изменчивы, в каждую трассу следует ввести поправки. Скорректированные данные, часто в виде временного разреза, подобного приведенному на рис. 5.14, изучаются с целью определения природы когерентных осей на записи, частот и кажущихся скоростей регулярных волн-помех, окон между шумовыми волновыми

пакетами, где отраженные волны не будут задавлены этими помехами, и т. п. После того как получены некоторые сведения о присутствующих на записи типах помех, можно проектировать группы и другие методические приемы для ослабления шумовой компоненты и затем провести полевые методические наблюдения, чтобы проверить, достигается ли желаемый эффект.

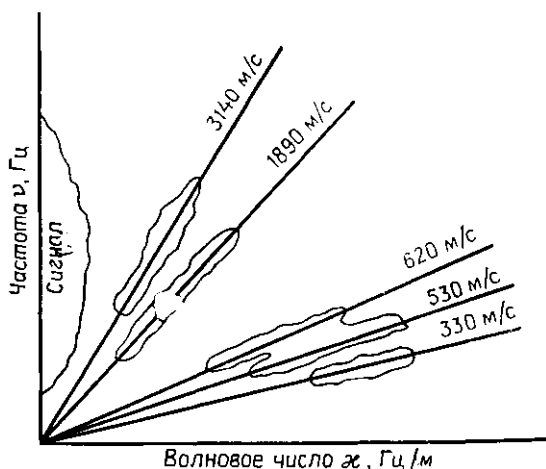


Рис. 5.15. График зависимости частоты от волнового числа для данных рис. 5.14. С помощью частотной фильтрации можно сделать горизонтальный срез, путем группирования можно получить вертикальный срез, а применяя фильтрацию по кажущимся скоростям, можно вырезать клиновидную область

Иногда данные анализа волновых помех трансформируют (см. § 8.1.1 и 10.1) в область частота — волновое число и представляют в виде графиков $\nu - k$ (часто называемых графиками $f - k$). Подобный график представлен на рис. 5.15. Радиальные прямые на таком графике соответствуют линейной зависимости между ν и k , т. е. постоянным кажущимся скоростям (согласно (2.48)). Анализ графиков $\nu - k$ полезен для выяснения характеристик различных осей синфазности и определения наилучших способов ослаблений тех участков записи, где шумовая компонента преобладает, с целью улучшения отношения сигнал/шум, например при помощи группирования, частотной фильтрации, фильтрации по кажущимся скоростям (§ 8.2.7) и т. д.

5.3.5. Выбор параметров для схем наблюдений

Параметры полевых схем наблюдений должны определяться расчетным путем [8, 183], хотя решение в значительной мере предопределено существующей аппаратурой (число каналов и

сейсмоприемников, способы соединения кос и приемников и т. п.). Перечислим основные правила выбора параметров.

1) Максимальное удаление, т. е. расстояние от источника до самой дальней группы, должно быть сравнимым с глубиной нижней целевой зоны. Как правило, это приводит к необходимости регистрировать волны с довольно большим кинематическим приращением времени, для того чтобы отделить однократные отражения от многократных волн и других регулярных помех. Но в то же время удаления не следует выбирать столь большими, чтобы в их пределах заметно менялся коэффициент отражения и становился существенным обмен продольных волн на поперечные, а аппроксимация метода ОГТ оказывалась неприменимой. Если качество данных по наиболее глубокой целевой зоне достаточно хорошее, максимальное удаление можно увеличить до значения, равного глубине фундамента.

2) Минимальное удаление не должно превышать глубину верхней зоны разреза, представляющей интерес. Стремление отойти достаточно далеко от создающего шумовые помехи источника диктует иногда большие расстояния, но в этом случае можно потерять полезные данные о верхней части разреза.

3) Максимальная длина группы определяется минимальным значением кажущейся скорости отраженных волн. Минимальная кажущаяся скорость обычно наблюдается на максимальном удалении. Наименьшая кажущаяся длина волны (наиболее высокая частота) при этой минимальной кажущейся скорости должна укладываться в пределы главного лепестка характеристики направленности группы (рис. 5.8).

4) Минимальный шаг между приемниками в линейных группах обычно определяется внешним шумом, иногда шумом источника. Характеристики внешнего шума можно найти экспериментально с помощью регистрации колебаний отдельными приемниками, разнесенными друг от друга на 0,5—1 м для определения минимального расстояния между ними, на котором регистрируемый шум еще остается некогерентным. Это минимальное расстояние часто составляет от 2 до 5 м, причем меньшее значение получается, когда шум в основном создается местными источниками (например, шум, обусловленный раскачиванием ветром травы, кустарников, деревьев), а большее значение получается, когда шум обусловлен главным образом удаленными источниками (микросейсмы, волноприбойный шум, движение транспорта и т. п.). Если имеется возможность использовать большее количество приемников, то более эффективным будет площадное распределение приборов при таком же минимальном шаге, чем сближение приемников по одной линии. Площадные группы редко используются для ослабления помех, подходящих к профилю со стороны. Для ослабления распространяющихся по воздуху

звуковых волн может потребоваться более плотная расстановка приемников.

5) Интервал между группами не следует выбирать большим, чем требуемая двойная разрешенность по горизонтали; при этом по границе получается шаг, равный необходимой разрешенности. В то же время интервал между центрами групп не должен превышать максимально допустимую длину группы, определенную выше в п. 3.

6) Максимальное число каналов определяется из соотношения уже выбранных длины расстановки и интервала между центрами групп.

7) Минимальная величина заряда оценивается, исходя из уровня внешнего шума в последующей части записи. Для двух повторных взрывов записи должны быть примерно идентичными до времени, которое соответствует глубине, на которой залегают подошва слоя, представляющего разведочный интерес. Если это условие не выполнено, величину заряда (или мощность источника) следует увеличить.

Некоторые особые обстоятельства могут вызвать отступления от этих основных правил. Например, для картирования наиболее интересной зоны может потребоваться регистрация при таком удалении, где целевые отражения прослеживаются между волновым цугом, сопровождающим первые вступления, и колебаниями, обусловленными поверхностными волнами.

5.3.6. Обращенный микросейсмокаротаж

Сейсмические наблюдения в скважинах — один из лучших способов изучения верхней части разреза и определения мощности и скорости в зоне малых скоростей (ЗМС) D_w и V_w , а также скорости V_H в породах, подстилающих эту зону. Для проведения скважинных наблюдений требуется, чтобы взрывная скважина проникла глубже подошвы ЗМС. Обычно используются полная расстановка приемников плюс скважинный приемник у устья скважины. Взрывы производятся на различных глубинах в скважине, как это показано в нижней части рис. 5.16, начиная от забоя скважины и вплоть до точки непосредственно под поверхностью наблюдений. Времена вступлений наносят в функции глубины взрыва для прискважинного прибора и для ряда удаленных от устья скважины сейсмоприемников, включая два или более приемника, отнесенных на 200 м и более, как это представлено в верхней части рис. 5.16. Вертикальный годограф, построенный по данным прискважинного приемника, испытывает резкий излом, когда пункт взрыва оказывается в ЗМС; по наклону участка годографа выше подошвы ЗМС находят V_w , а по вертикальной координате излома годографа обычно уверенно определяют D_w .

Для удаленных приемников годографы практически вертикальны, поскольку длина траекторий меняется очень незначительно, пока пункты взрыва располагаются ниже подошвы ЗМС. Однако, когда пункты взрыва оказываются в самой ЗМС, наблюдается резкая смена наклона годографа, и по мере увеличения длины траектории, проходимой волной в ЗМС, времена

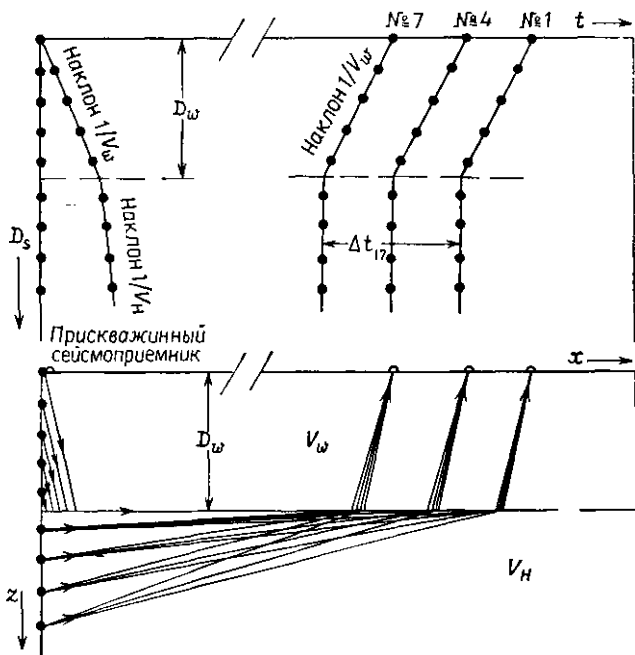


Рис. 5.16. Наблюдения в скважине. Вверху — зависимость времени пробега от глубины; внизу — траектории лучей в вертикальной плоскости.

быстро нарастают. Скорость V_H волны, преломленной в подошве ЗМС, определяется делением расстояния между сейсмоприемниками на интервал времени между вертикальными участками годографов для двух далеко отстоящих друг от друга приемников (Δt_{17} на рис. 5.16). Значение скорости, полученное таким путем, зачастую отличается от величины скорости, определенной по наклону нижнего участка вертикального годографа, частично потому, что последняя величина найдена с меньшей точностью (поскольку приращение времени вертикального годографа много меньше, чем Δt_{17}), а частично из-за того, что напластование слоев с различными скоростями оказывает малое воздействие на Δt_{17} , но может существенно влиять на вертикальное время t_{uh} .

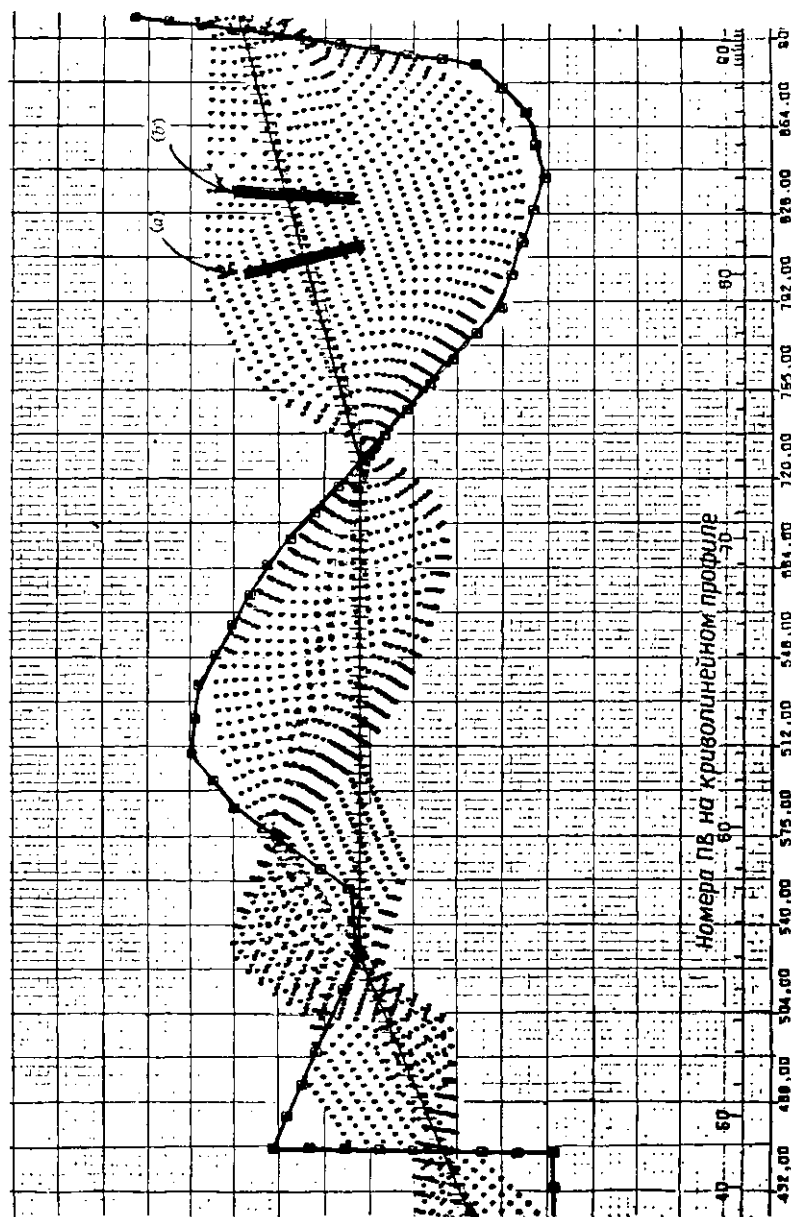
5.3.7. Криволинейные профили и трехмерные методы наблюдений

а) Методы криволинейных профилей. Если меняется направление профиля, многие критерии интерпретации, например изменение наклона годографа, становится трудно использовать, поэтому профили всегда стремятся выдерживать прямолинейными. Однако встречаются ситуации, когда невозможно сохранить прямолинейность профилей, а условия рельефа могут помешать положить профили в выбранных направлениях.

Отработка криволинейных профилей по методу ОГТ проводится так же, как и в стандартной методике ОГТ, и различия начинаются только при последующей цифровой обработке. Расстояние источник — приемник рассчитывается, а не измеряется по профилю с тем, чтобы можно было ввести истинную величину нормальной кинематической поправки, и на карту наносят положение точки, лежащей посередине между источником и приемником (рис. 5.17). Через совокупность таких срединных точек проводят прямую (или ломаную) линию, наилучшим образом их осредняющую. На нее проецируют срединные точки; используются различные критерии проецирования, но практически проекция выполняется чаще всего перпендикулярно линии синтезированного профиля. После этого суммируются те трассы, у которых проекции срединных точек попадают в пределы длины группы. На полученном таким образом разрезе трассы распределены равномерно, но кратность суммирования меняется от трассы к трассе.

Поскольку реальные положения срединных точек распределены по некоторой площади, они содержат информацию о наклонах структур, пересекаемых линиями профиля, и по существу дают набор крестовых расстановок, по которым может быть найден истинный наклон пластов. Иногда профили сознательно делают криволинейными, чтобы получить информацию о наклонах структур.

б) Морские трехмерные наблюдения. В идеальном случае нам хотелось бы получать данные, распределенные по площади, а не по линии, т. е. трехмерные (3-D) данные. Кроме того, желательно иметь: 1) данные, распределенные по равномерной сетке, 2) с одинаковым перекрытием по ОГТ и 3) с одинаковыми удалениями; при соблюдении этих условий изменения качества данных можно было бы отнести за счет геологических факторов, а не за счет различий в условиях получения данных. Однако практически невозможно добиться этого и одновременно сохранить экономическую оправданность исследований. Информацию по поперечным профилям при работе с одним кораблем можно получить двумя способами: 1) если сейсмическая коса перемещается под углом к сейсмическому профилю и 2) если



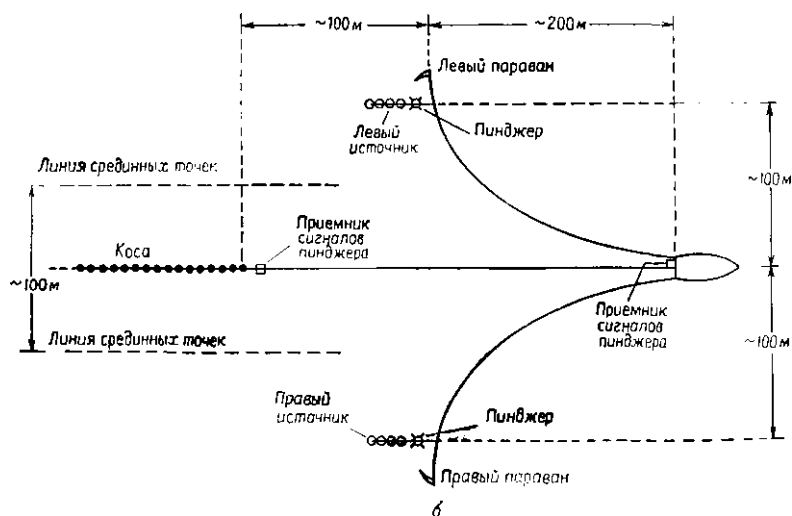
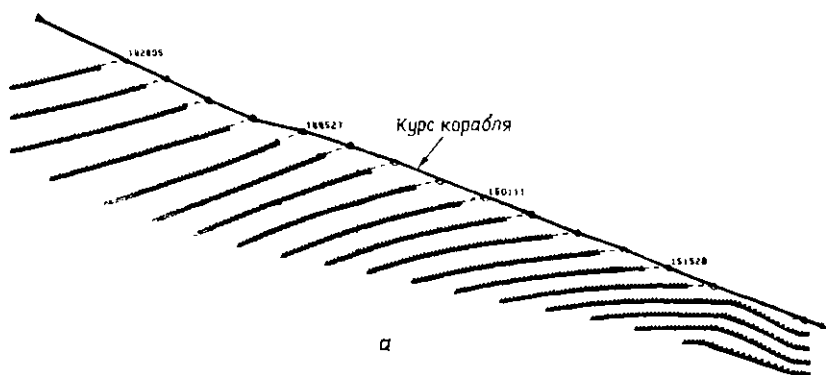
использовать два источника, размещенных с противоположных сторон от косы. При наличии естественных морских течений сейсмический профиль можно ориентировать перпендикулярно течению так, чтобы коса двигалась не по линейному профилю. На рис. 5.18, *а* изображено положение косы в подобном случае. Положение косы определяется с помощью магнитного компаса, встроенного в косу, и по визуальному наблюдению за хвостовым бумом. Но контроль за количеством получающихся петель все-таки сравнительно невелик, и поэтому при дальнейшей обработке следует принимать специальные меры, чтобы остаточный нормальный кинематический сдвиг не был ошибочно принят за показатель наклона отражающих границ.

Чтобы буксировать группу источников примерно в 100 м сбоку от сейсмического профиля (рис. 5.18, *б*), применяют параваны. Если использовать попеременно левый и правый по отношению к кораблю источники, можно получить таким способом два разреза в 100 м друг от друга [219]. Группы приборов снабжены пинджерами (передатчиками, посылающими акустические сигналы, время пробега которых до настроенных приемников на борту корабля и на косе можно измерить), служащими для локализации источников.

Иногда при площадных исследованиях в прибрежных районах участвуют два и более кораблей. Наличие отдельного корабля для взрывных работ увеличивает свободу выбора схемы наблюдений, но в то же время и стоимость работ. Площадные наблюдения в море чаще всего достигаются отработкой близко расположенных (100 м) параллельных профилей. Шаг между профилями 100 м недостаточно мал, чтобы избежать проблем, связанных с образованием зеркальных частот даже при умеренных углах наклона (см. § 8.1.26). Основную трудность обычно составляет определение местоположения; одним из лучших способов решения этой проблемы при наблюдениях на площадях небольших размеров служат заякоренные пинджеры (§ 5.5.5в).

в) Трехмерные наблюдения на суше. Для проведения работ на суше применяется множество разных методик [211]. Мы здесь

Рис. 5.17. Участок построенной машинным способом карты срединных точек для криволинейного профиля. Пункты взрыва (квадратики) и сейсмоприемники располагались вдоль дороги, взрывы производились вблизи каждой третьей группы приемников. Срединным точкам соответствуют точки на карте. На линии синтетического профиля, рассчитанного в процессе обработки, нанесены поперечные штрихи, соответствующие распределению трасс на выходе. Зачерченные прямоугольники указывают области срединных точек, которые с помощью просеивания можно комбинировать для построения одной трассы: перпендикулярно линии профиля (*а*) и вдоль простирания (*б*). [С разрешения «Сейс-ом дельта»]



остановимся на двух основных: 1) *методы широкого профиля* и 2) *блоковые методы*. В методах широкого профиля в направлении, перпендикулярном линии основного профиля, охватывается расстояние не более нескольких сотен метров. Обычно приемники расставляют вдоль профиля стандартным образом (иногда используют два или более параллельных профиля, особенно когда в распоряжении наблюдателей имеется много каналов регистрации), а источники располагают на разных расстояниях от линии профиля (рис. 5.18, б); часто используют две или более группы источников, включаемых попеременно.

В блоковых методах прослеживание ведется на более или менее прямоугольных участках, затем исследования перемещаются на следующий «блок». В одних случаях в пределах

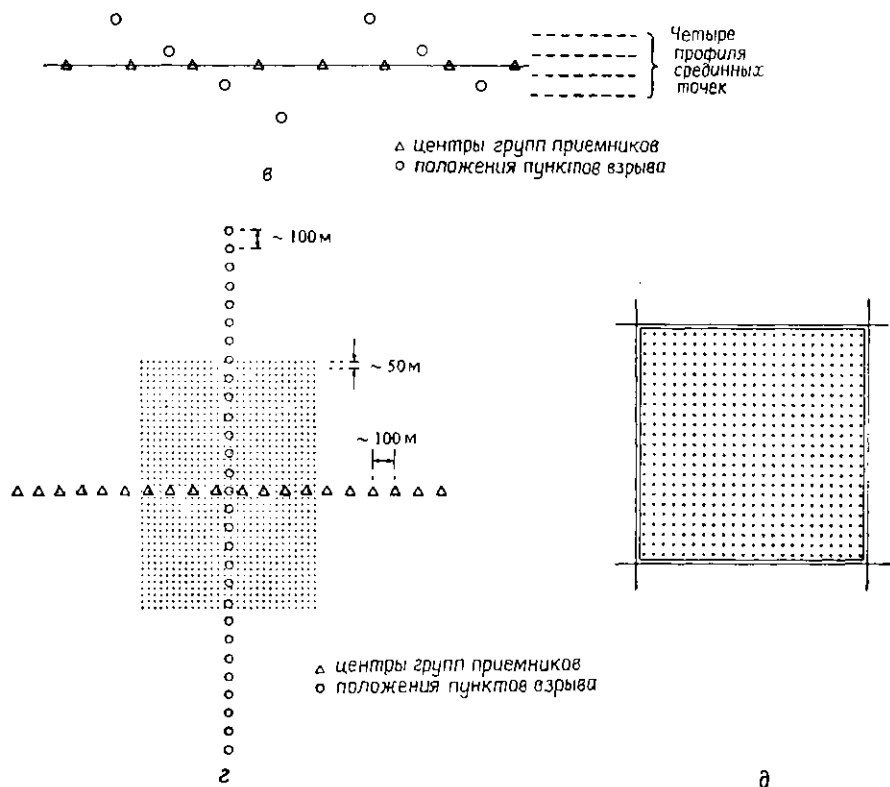


Рис. 5.18. Методика трехмерных наблюдений. *а* — положение корабля и 48 приемных групп, нанесенное в каждом 25-м пункте взрыва; *б* — использование параванов для отведения источников в стороны от курса корабля с целью получения двух профилей срединных точек; *в* — расстановка по методике широкого профиля; *г* — блоковая расстановка; *д* — расстановка по методике «Сейслуп» с расположением сейсмоприемников и пунктов взрыва по периметру площади (срединные точки показаны маленькими точками; 40 групп сейсмоприемников и 40 пунктов взрыва можно расположить с интервалом 160 м по четырем сторонам квадрата с длиной стороны 1,6 км).

блока отрабатываются взаимно перпендикулярные взрывные и приемные профили (рис. 5.18, *г*), в других — приемники и пункты взрыва располагают по периметру блока (рис. 5.18, *д*), например по методике «Сейслуп» (сейсмическая петля).

В применяемых методах обеспечивается площадное прослеживание, но за счет этого в жертву приносится многократность накапливания, и использование недостаточного набора удалений увеличивает вероятность спутать остаточный нормальный

кинематический сдвиг и эффекты наклона границ. Потеря многократности в данном случае допустима, поскольку предельное отношение сигнал/шум меньше, если имеется возможность сопоставлять данные по смежным участкам для более уверенной корреляции осей синфазности. При использовании методики «Сейслуп» кратность перекрытия выше вдоль линий симметрии (например, вдоль диагоналей квадратов). Направленность групп также становится переменной для различных точек. Вывод трехмерных данных обсуждается в § 5.4.7.

Все эти методы дорогостоящи как в смысле проведения полевых работ, так и последующей цифровой обработки, но с их помощью можно получить недоступную иными способами детальную информацию. Наиболее часто они применяются при детальной разведке нефтяных месторождений, позволяя выбрать места для заложения эксплуатационных скважин.

5.3.8. Повышенная разрешающая способность

Полоса частот большинства исследований по методу отраженных волн составляет всего лишь около 10—60 Гц. В то же время стандартные приемники и регистрирующие системы, как правило, приспособлены для регистрации колебаний с частотой до 125 Гц, а обычные низкочастотные фильтры для борьбы с зеркальными частотами (резко обрезаящие частоты выше $1/4\Delta$, где Δ — шаг дискретизации) позволяют регистрировать частоты до 250 Гц при шаге дискретизации 1 мс. Чтобы добиться более высокой разрешенности, нужно расширить полосу пропускания в сторону высоких частот, поскольку как вертикальная, так и горизонтальная разрешающие способности (§ 4.3.2) определяются высокочастотными компонентами. Комплекс методических приемов, служащих для этой цели, называется *повышением разрешенности*.

Ограничения со стороны высоких частот, как правило, обусловлены: 1) ограничениями в источнике; 2) процессами распространения волн в толще пород, ослабляющими высокие частоты; 3) условиями непосредственно вблизи поверхности наблюдений, включая эффекты группирования, и 4) действием на сигнал записывающей аппаратуры.

Записи, полученные при использовании поверхностных источников, часто обеднены высокими частотами из-за механических ограничений и из-за недостаточно хорошего контакта сейсмоприемника с грунтом, а также из-за сильного затухания волн в верхней части разреза (по сравнению со случаем источника в скважине), влияние которого усиливается в результате того, что волны дважды проходят ЗМС. При взрывах динамита излучаются относительно богатые высокими частотами волны; доля

высоочастотных компонент возрастает при уменьшении размера заряда, поэтому размер заряда должен быть минимальным при той величине энергии, излучение которой необходимо.

Высокие частоты затухают в земле за счет поглощения (§ 2.3.2) и интерференции многократных волн в тонких слоях (§ 4.2.26). Практически разрешенность записи определяет амплитуда полезной высокочастотной энергии отраженных волн,

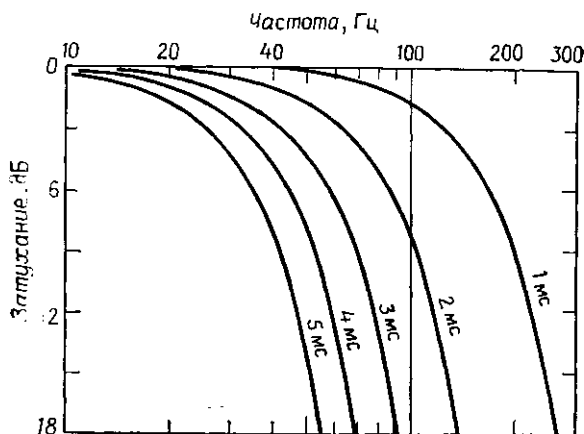


Рис. 5.19. Эффект фильтрации, возникающий при суммировании из-за ошибок в считывании времен. Цифры на кривых соответствуют стандартным отклонениям ошибок времен по суммируемым трассам.

отнесенная к уровню шума. Денэм [44] приводит эмпирическую формулу $\nu_{\max} = 150/t$, где ν_{\max} — максимальная достижимая частота, а t — двойное время пробега. Согласно этому соотношению, для колебаний, приходящих раньше чем $t = 2,5$ с, верхний предел спектра регистрируемых волн должен быть выше 60 Гц. Процессы, происходящие при распространении волн в земных недрах, лежат за пределами нашего контроля и ставят принципиальный предел разрешающей способности, которая может быть достигнута.

Самой серьезной причиной потери высокочастотных компонент спектра колебаний часто служит смешение сигналов, обусловленное использованием группирования приемников (а также источников); случайные временные сдвиги со стандартным отклонением 2 мс эквивалентны фильтру с граничной частотой 62 Гц (рис. 5.19). Таким образом, хотя группирование является одним из наиболее эффективных способов ослабления поверхностных волн и внешнего шума, в тех случаях, когда требуется высокая разрешенность записи, лучше пользоваться другими

подходящими для этого методами. Можно обратиться к низкочастотной фильтрации и заглублению приемников (лучшие результаты получаются при помещении приемников под подошву ЗМС, но даже путем заглубления на 10—50 см часто можно достичь резкого улучшения данных). Следует также учитывать пространственные зеркальные частоты (§ 8.1.26), борьба с которыми может потребовать размещения групп с шагом не более 15—20 м. Иногда применяют гибридные расстановки, в которых групповые интервалы длиннее для групп с большими удалениями (см. задачу 5.10).

Характеристики регистрирующего оборудования обычно не представляют серьезной проблемы. Если высокочастотный отрезок частотной характеристики не соответствует решаемой задаче, можно использовать акселерометры (у которых частотная характеристика выше на 6 дБ/октава относительно приемников, регистрирующих скорость смещения частиц (§ 5.5.4)), хотя это и увеличит стоимость проведения работ. Когда для ослабления сильных поверхностных волн используется низкочастотная фильтрация, должна выдерживаться полоса пропускания по крайней мере в две октавы для того, чтобы достичь хорошей формы импульса.

На некоторых площадях можно добиться значительного улучшения высокочастотного состава записи без существенного увеличения стоимости получения данных. Однако обычно возрастает стоимость обработки. С другой стороны, расширение спектра в сторону высоких частот обычно улучшает разрешенность как в верхней, так и в нижней частях разреза.

5.3.9. Специальные методы

а) Вертикальное профилирование. Обычно сейсмический источник и приемники расположены на или очень близко к земной поверхности. Наиболее распространенным исключением является сейсмический каротаж, проводимый с целью определения скоростей, когда приемники опускают в скважину (см. § 7.3.1), но при нем, как правило, регистрируют только первые вступления дискретно на ограниченных интервалах глубин. При вертикальном профилировании [88] регистрируется все волновое поле (иногда с помощью трехкомпонентных приемников) в регулярно и близко расположенных точках по глубине скважины. Участок вертикального профиля, записанный с помощью приемника давления, приведен на рис. 5.20, а. Наклон годографа первых вступлений определяет скорость. Оси отраженных волн имеют наклон, прогнвоположный наклону годографа первых вступлений. На вертикальном профиле хорошо разделены нисхо-

дящие (прямые волны и многократные, включающие четное число отражений) и восходящие волны (отраженные и многократные с нечетным числом отражений). В вертикальные профили можно ввести временной сдвиг, равный времени вступления прямой волны, в результате чего получаются *редуцированные вертикальные профили*, которые подчеркивают отраженные волны (рис. 5.20, б).

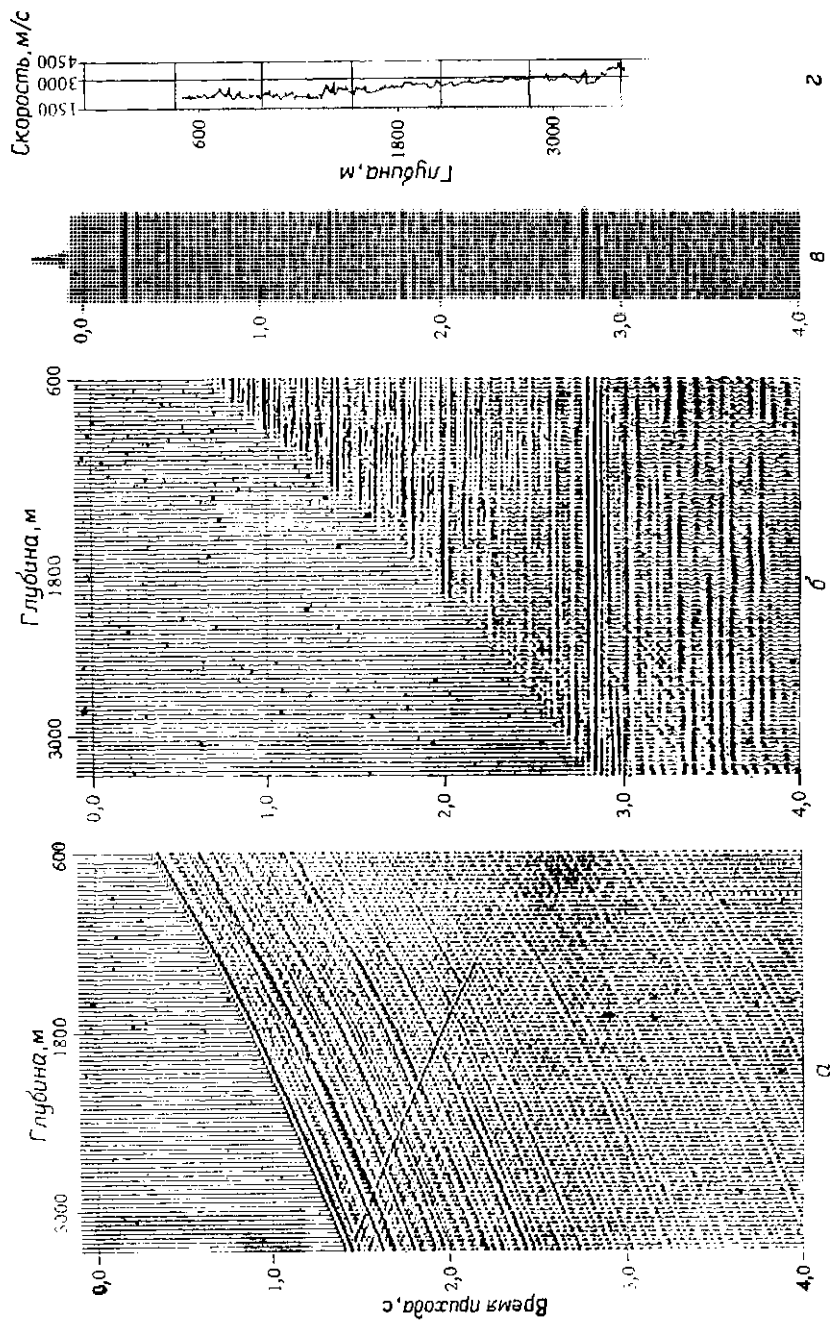
Вертикальное профилирование позволяет изучать динамические характеристики сейсмических волн, такие, как изменения формы волны и затухание, выполнять привязку отраженных волн к границам, наблюдаемым по скважине, и т. п. Проводя взрывы на различных расстояниях и по различным азимутам от устья скважины, можно изучать дополнительные явления, такие, как наклон пластов, изменение отражательной способности при изменении угла падения волн, обменные волны, головные волны, анизотропию и т. п. Однако этот метод еще не нашел широкого применения. Основным сдерживающим фактором является стоимость сохранения скважины на время, требующееся для проведения наблюдений. В книге Гальперина [59] описано развитие вертикального сейсмического профилирования в СССР.

Для поисков и разведки соляных куполов проводят также наблюдения с помещением приемников в глубокие скважины (см. § 6.1.3).

б) *Зондирования*. Иногда применяются длинные выносы по профилю, если нельзя проводить взрывы и регистрацию на желаемом участке из-за наличия хребтов, речных долин, каньонов, утесов, трудностей с получением разрешения на проведение работ и т. п.; такая методика называется *зондированием*. Подобная методика дает хорошие результаты, когда лучевые траектории от глубоких границ настолько сильно искажаются неоднородностями ограниченных размеров в покрывающей толще разреза, что невозможно определить конфигурацию и положение нижних границ. Такая ситуация может возникнуть при картировании подсолевых границ, рифов, в районах с очень сильно изрезанным рельефом или измелчивой ЗМС.

в) *Расширенная расстановка*. Иногда необходимо применить гораздо больший, чем обычно, диапазон удалений источник — приемник (расширенная расстановка) для получения зависимости $X^2 - T^2$ (§ 7.3.3а) или с целью увязать оси преломленных и отраженных волн.

г) *Использование каналовых волн для локализации нарушений в угольных пластах*. Нарушения, смещающие угольные



пласты, серьезно влияют на эффективность угледобычи, особенно при современном оборудовании, которое приходится размонтировать и переносить на другое место, когда разрывное нарушение прерывает проходку. Компанией «Пракла-сейсмос» разработана методика прогноза нарушений с помощью волн, проходящих и отраженных в угольном пласте [94, 120].

Угольный пласт, как правило, характеризуется существенно меньшими скоростью распространения сейсмических волн и плотностью, чем вмещающая порода. Это обстоятельство благоприятно для распространения в нем нормальных мод (§ 2.4.8), в данном случае обычно называемых *канальными волнами*. Канальные волны распространяются только внутри низкоскоростного канала (угольного пласта) и имеют максимальную амплитуду в центре этого канала. Они обладают дисперсией и имеют минимум групповой скорости, зависящий от мощности канала и образующий фазу Эйри.

Применяется многоканальная цифровая аппаратура. Источником энергии служат малые заряды ВВ, помещаемые в угольный пласт. В скважинах, пробуренных в центре угольного пласта, устанавливают двухкомпонентные сейсмоприемники, ориентированные в плоскости угольного пласта. Регистрируются частоты до 750 Гц при шаге дискретизации 0,5 мс.

Проиллюстрируем примером применение данной методики. Пусть имеются штольни, пройденные в угольном пласте (см. рис. 5.21, а, где серия приемников размещена вдоль штольни А). Запись проходящих волн, полученная при взрыве в точке В, показана на рис. 5.21, б; на ней видны Р- и S-волны головного типа, которые распространяются по границе высокоскоростных пород, вмещающих угольный пласт, и канальные волны внутри волновода с кодами колебаний, образованными фазой Эйри. Если нарушение со смещением, большим, чем мощность пласта, разрывает угольный пласт между пунктом взрыва и приемниками (как будет, если источник поместить в точку С), канальные волны не будут наблюдаться. Несколько записей отраженных волн, полученных при расположении пунктов взрыва вдоль штольни А, показаны на рис. 5.21, в; они содержат отраженные канальные волны, но проследить их оси довольно трудно, так как фазы недостаточно когерентны. Для получения

Рис. 5.20. Вертикальный профиль. а — каждая трасса зарегистрирована зондом в скважине при возбуждении пневмопушкой на поверхности; б — тот же профиль, но на нем каждая трасса сдвинута на величину времени пробега волны до поверхности, что привело к выполаживанию отраженных волн (восходящие ветви осей сифазности); в — участок записи отраженных волн, полученный на профиле, проходящем через скважину; г — диаграмма акустического каротажа по скважине. [С разрешения SSC].

огibaющей амплитуд (рис. 5.21, *г*) используется методика представления трасс в комплексном виде (§ 8.4.2). Суммирование применяется, чтобы получить четкое вступление высокоамплитудной фазы Эйри (рис. 5.21, *д*). Огибающая амплитуд фазы Эйри определяется подобным образом на записях проходящих волн и позволяет определить групповую скорость, используемую при суммировании записей отраженных волн.

Борджес [23] описывает измерения, проведенные для локализации зон нарушений в угольных шахтах по амплитудам волн, распространяющихся в угольных пластах. Нарушения со смещением 1,5—4 м дают для волн, проходящих через зоны нарушений, снижение амплитуд примерно на 50—70 %; смещения, превышающие 4 м, выражаются в уменьшении амплитуд на 70—90 %. Сол и Хигсон [162] провели независимую оценку данного метода. В породах выше и ниже угольного пласта были пробурены шпуров глубиной 2—3 м для источников и приемников. Пункты взрыва располагались вдоль одной штольни, а приемники были установлены вдоль смежной штольни. Контакт зарядов с породой достигался тщательной укупоркой ВВ в шпурах, а приемники прикреплялись к породе болтами. Авторы сделали выводы, что метод достаточно обоснован и что нарушения действительно создают аномальное затухание волн. Однако их результаты варьируют в слишком широких пределах, чтобы установить по ним связь между амплитудой и степенью нарушения пласта.

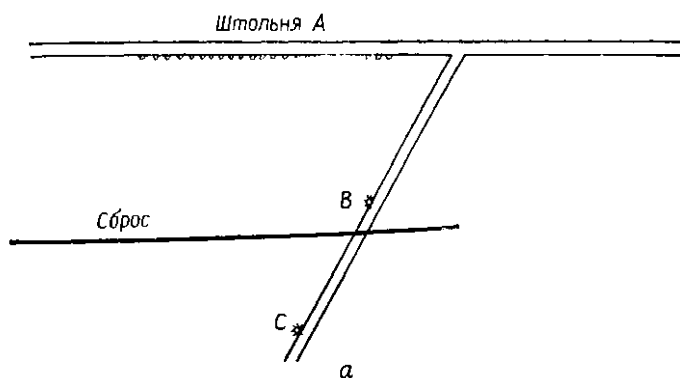
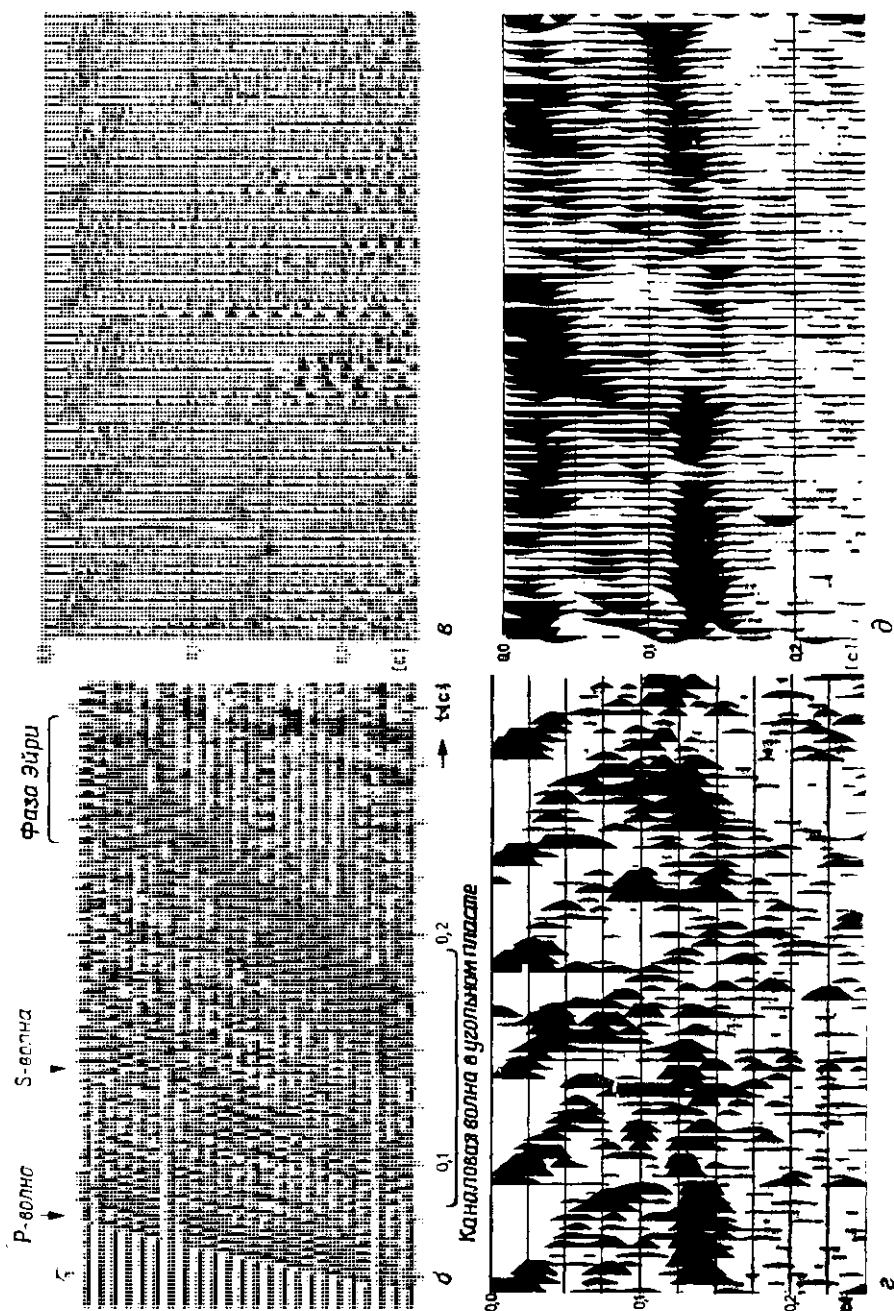


Рис. 5.21. Сейсмические методы в угольной разведке [120]. *а* — схематическая карта (без масштаба), показывающая расположение сейсмоприемников и пунктов взрыва *В* и *С*; *б* — запись проходящих волн, возбужденных в пункте *В*; *в* — записи отраженных волн по методике общей глубинной точки, полученные от взрывов в штольне *А*; *г* — вывод огибающих трасс зависей, представленных на рис. *в*; *д* — 6-кратное суммирование записей типа приведенных на рис. *в*.



5.4. Аппаратура для наземных наблюдений

5.4.1. Бурение

Когда в качестве источника энергии используют динамит, скважины бурят на такую глубину, чтобы взрывчатое вещество можно было поместить ниже ЗМС. Диаметр скважин обычно составляет 8—10 см, глубина 6—30 м, хотя в отдельных случаях достигаются глубины 80 м и более. Как правило, скважины бурят роторным способом. Буровой станок монтируется на автомашине, а в некоторых случаях для работы в труднопроходимых районах — на тракторе или вездеходе. Некоторые типы легких буровых станков можно переносить в разобранном виде. В отдельных случаях используются шнековые буровые станки. При проведении работ на болотистых участках скважины иногда пробивают струей воды с помощью гидравлической помпы. Типичное оборудование для роторного бурения представлено на фотографии рис. 5.22 и на диаграмме рис. 5.23.

Роторное бурение производится с помощью бурового долота, насаженного на нижний конец буровой колонны, верхний конец которой вращается и поворачивает долото. Внутри скважины через бурильную трубу закачивают жидкость, которая проходит через долото и возвращается по затрубному пространству к устью скважины. Закачка буровой жидкости делается для того, чтобы выносить обломки породы на поверхность, охлаждать долото и закреплять стенки скважины с целью предотвратить образование в них каверн и излияние в скважину пластовых вод. В качестве буровой жидкости наиболее часто применяется глинистый раствор, который представляет собой тонкую суспензию бентонита, извести и(или) барита в воде. Иногда используется только вода, а в некоторых случаях циркулирующим флюидом служит воздух. В мягких породах наиболее часто используются шарошечные долота, они истирают породу. Твердые породы обычно бурят с помощью роликовых долот или конических коронок, которые крошат породу за счет огромного давления, возникающего под зубьями долота. На участках особенно крепких пород применяются алмазные буровые головки.

5.4.2. Взрывные источники энергии

До того как примерно в 1954 г. начали использовать падающий груз, при проведении сейсмических исследований единственным источником энергии были взрывчатые вещества. Хотя ВВ не являются больше доминирующим источником, они продолжают оставаться широко распространенным способом возбуждения сейсмической энергии при работах на суше.

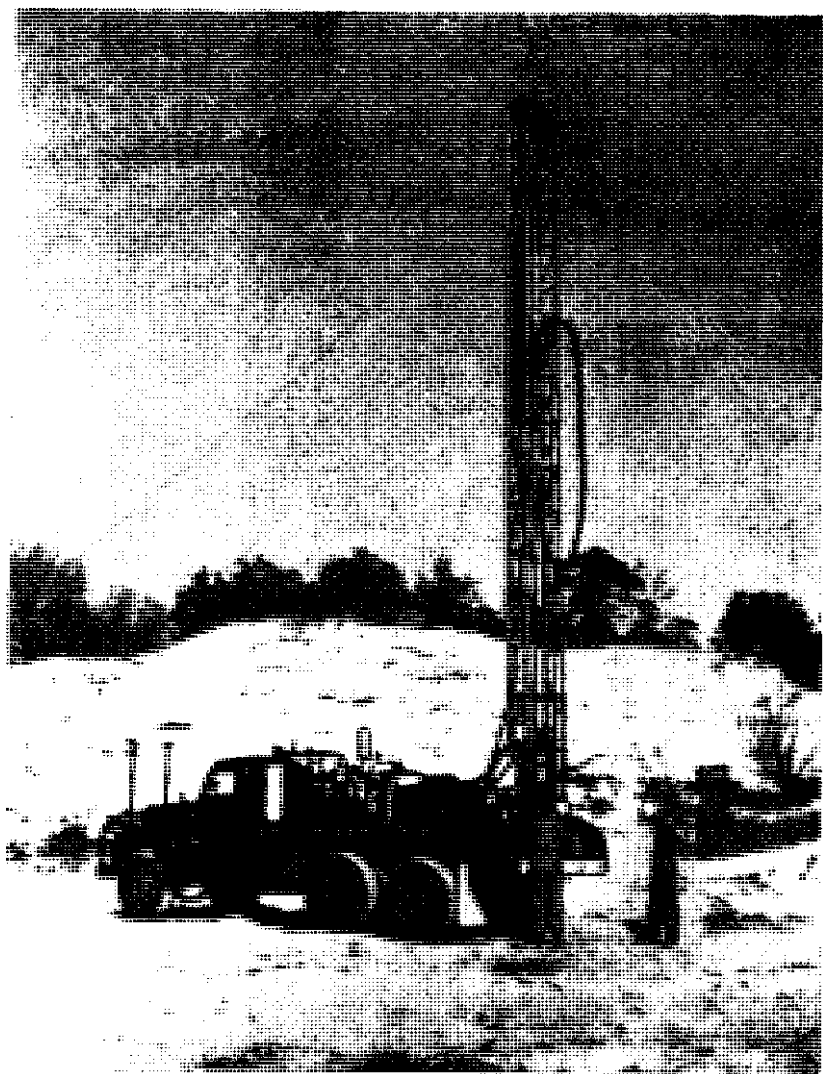


Рис. 5.22. Буровая установка Мейхью 1000. [С разрешения «Гарднер-Денвер»]

Применяются главным образом два типа ВВ: желатиновый динамит и нитрат аммония. Первый представляет собой смесь нитроглицерина и нитрохлопка (которая образует взрывчатый желатин) и инертного материала, который связывает смесь и с помощью которого можно менять «силу» взрывчатого веще-

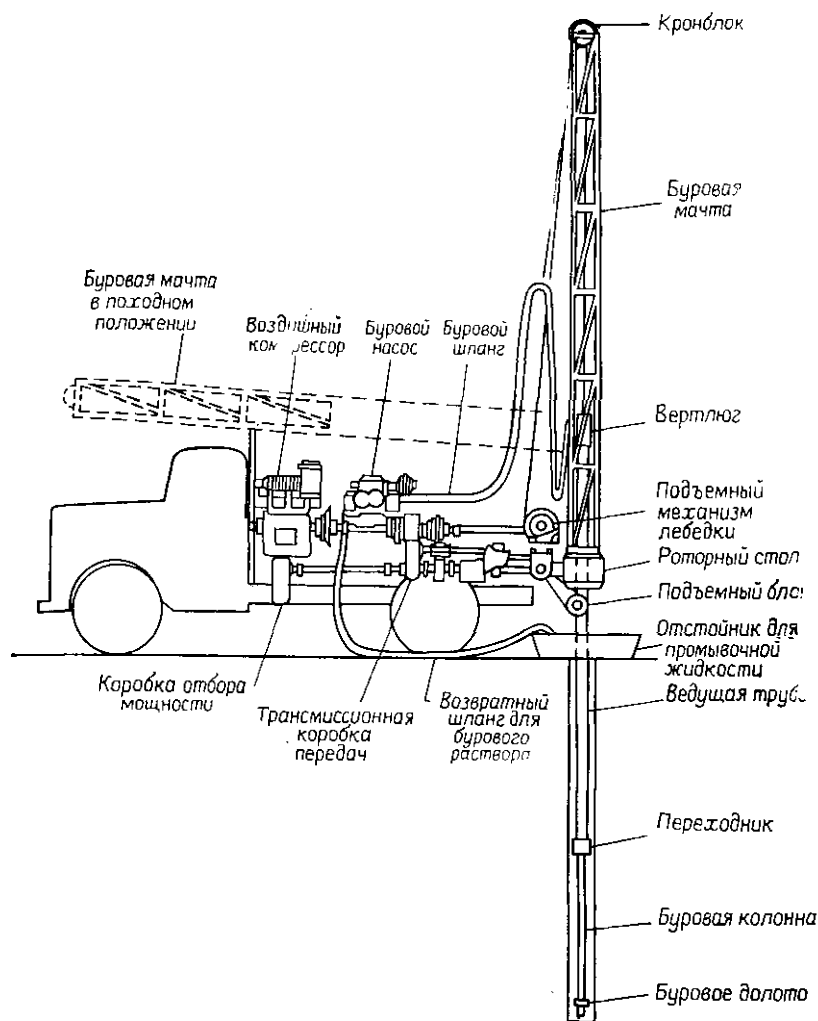


Рис. 5.23. Роторный буровой станок [179]. Буровой насос обеспечивает циркуляцию промывочной жидкости. Компрессор используется, когда для продувки скважины применяется сжатый воздух. Вертлюг соединен с ведущей трубой, и через него промывочная жидкость поступает по трубе к буровому инструменту. Лебедка поднимает буровой инструмент из скважины, а роторный стол приводит во вращение ведущую трубу и всю бурильную систему. Подъемный блок обеспечивает давление на буровой инструмент и долото. Долото навинчено на буровую колонну, через него циркулирует промывочная жидкость. Промывочная жидкость возвращается к поверхности через затрубное пространство между бурильными трубами и стенками скважины и выносит шлам на поверхность.

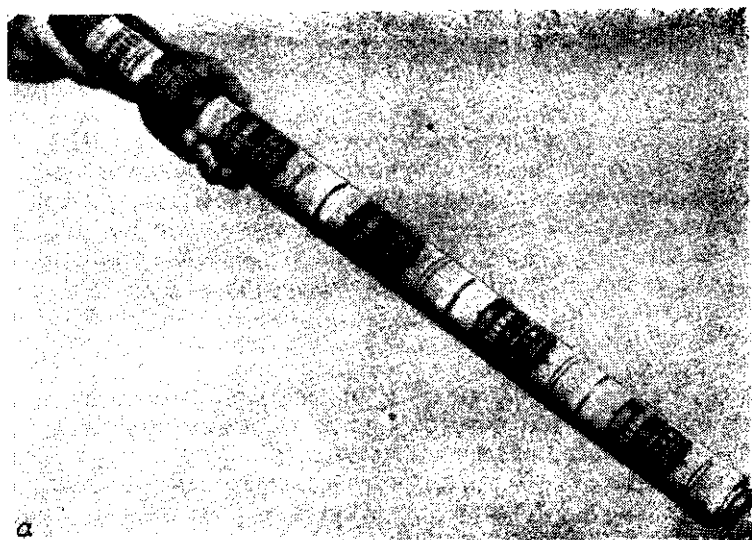


Рис. 5.24. Взрывчатые вещества для сейсмических исследований *а* — цилиндрические шашки Нитрамон, соединенные концами; *б* — электродетонатор. [С разрешения фирмы «Дю Пон»]

ства. Нитрат аммония дешевле и менее опасен, поскольку его труднее детонировать, чем желатиновые динамиты. Нитрат аммония и нитрокарбонитрит (НКН)—наиболее распространенные ВВ, применяющиеся в настоящее время (в таком виде, как Нитрамон). Иногда используются и другие виды ВВ.

Взрывчатые вещества упаковывают в брикеты либо картонные или пластмассовые трубки диаметром около 5 см, которые обычно содержат 0,5—5 кг взрывчатки. Трубки или брикеты устроены так, что их легко соединять концами (рис. 5.24, а), получая таким образом заряды ВВ различной величины. Нитрат аммония иногда используется в порошкообразном виде, при этом требуемое его количество смешивают с мазутом и выливают непосредственно в сухую скважину.

Скорость детонации (т. е. скорость, с которой взрыв распространяется от точки возбуждения по всему объему ВВ) взрывчатых веществ, применяемых в сейсмической разведке, велика и составляет 6—7 км/с; следовательно, возбуждаемые сейсмические импульсы имеют очень крутой фронт по сравнению с другими источниками энергии. Такая высокая концентрация энергии желательна с точки зрения анализа сейсмических волн, но в то же время она вредна с точки зрения повреждения окружающих пород.

Бюллетень 656 шахтного управления США «Взрывные вибрации и их воздействие на сооружения» устанавливает, что повреждения при взрыве лучше всего коррелируют со скоростью движения пород, а не со смещением или ускорением. Повреждения минимальны, если пиковая скорость не превышает 12 см/с, а «критерий безопасности» имеет значение 5 см/с. Это дает эмпирическую формулу $x = km^{1/2}$, где $k = 23$ для x — в метрах и m — в килограммах. Международная ассоциация подрядчиков-геофизиков устанавливает следующие минимальные расстояния (в м):

Трубопроводы	60
Телефонные линии	12
Железнодорожные пути	30
Линии электропередачи	24
Нефтяные скважины	60
Артезианские скважины, цистерны, жилые дома	90

Для инициации взрыва используются электродетонаторы. Они представляют собой небольшие металлические гильзы, имеющие диаметр приблизительно 0,6 см и длину около 4 см (см. рис. 5.24, б). В них заключена проволочка с большим сопротивлением, погруженная в размельченный в порошок заряд ВВ, который быстро возгорается. С помощью двух проводов,

выходящих на конце гильзы, по проволочке с большим сопротивлением пропускают сильный ток, и выделяющееся при этом тепло вызывает возгорание порошка, что приводит к взрыву ВВ в капсуле-детонаторе. Предварительно капсуль-детонатор помещают внутрь одного из зарядов ВВ, чтобы подрыв его привел к взрыву всего заряда.

Для возбуждения взрыва в заряде нитрата аммония обычно необходимы инициирующие заряды-боевики. Это брикеты более мощного ВВ, которые используются как элементы при составлении полного заряда. Детонатор помещают в отверстие на конце брикета-боевика для его возбуждения.

Ток, который вызывает взрыв капсуля-детонатора, поступает от взрывной машинки. Последняя по существу представляет собой устройство для зарядки конденсатора до большого напряжения при помощи либо батарей аккумуляторов, либо ручного генератора с последующей его разрядкой в требуемый момент через капсуль-детонатор. С взрывной машинкой связано устройство, которое генерирует электрический импульс в тот момент, когда происходит взрыв. Этот импульс фиксирует момент взрыва $t = 0$. Момент взрыва передается по телефонной линии или по радио регистрирующей аппаратуре, где записывается наряду с сейсмическими данными.

Целый ряд способов используется для концентрации энергии, распространяющейся вниз от взрыва. Фронт детонации во взрывчатом веществе распространяется, как правило, значительно быстрее, чем сейсмическая волна в породе. Поэтому сейсмическая волна, образовавшаяся в верхней части длинного заряда, отстает от волны, порожденной на его нижней границе, даже когда заряд ВВ детонируется сверху (что обычно и делается). Иногда применяется ВВ с низкой эффективной скоростью детонации, но такие ВВ обычно помещают в гибкие длинные трубки, которые трудно загружать в скважины. В некоторых случаях между набором концентрированных зарядов ВВ ставят блоки задержки, чтобы дать возможность волне в породе догнать взрывной фронт. Они могут содержать детонаторы замедленного действия (которые вводят фиксированную задержку между моментом взрыва капсуля-детонатора и взрывом основного заряда) или же применяют спиральный детонирующий шнур (чтобы фронт детонации проходил более длинное расстояние) (см. задачу 5.3.в). Применяются также ударные взрыватели однократного действия; они детонируют, когда их активизирует ударная волна от другого взрыва.

Хотя взрывчатые вещества представляют собой наиболее компактные источники высокой энергии, они имеют много недостатков, которые часто препятствуют их применению: высокая стоимость; время и расходы, связанные с бурением сква-

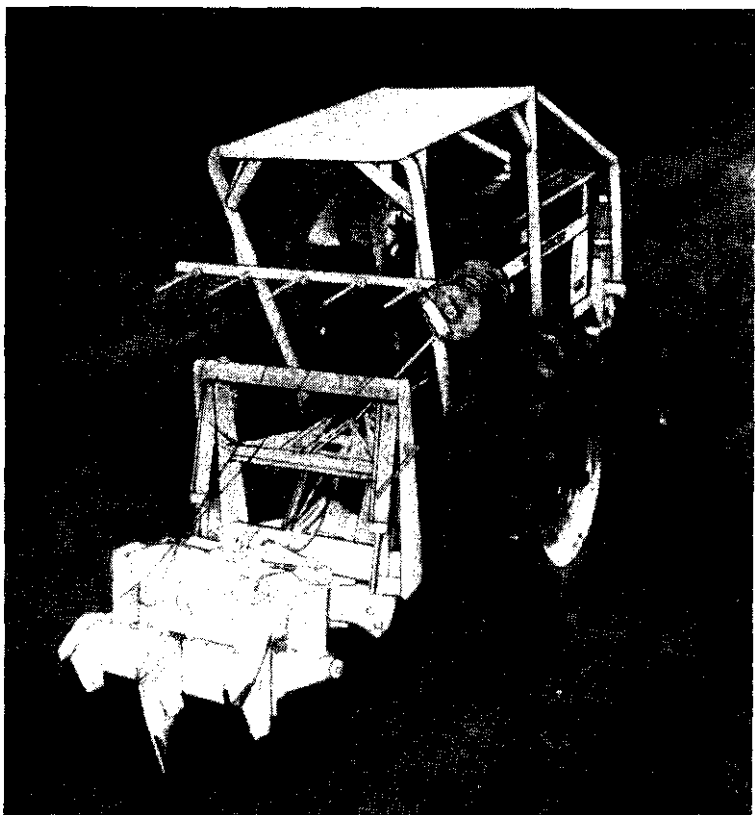


Рис. 5.25. Плуг для укладки детонирующего шнура. Шнур опускается вниз по трубам, расположенным позади лопастей, которые вибрируют при продвижении вперед, укладывая шнур на глубину от $2/3$ до 1 м под поверхность. [С разрешения «Примакорд сервисес»].

жин; потенциальная опасность повреждения окружающих строений, скважин и т. д. и, что важнее всего, ограничения в отношении площадей, где можно бурить скважины и производить взрывы.

Иногда производят взрывы зарядов вблизи поверхности, как правило на площадях, удаленных от населенных пунктов. Детонирующий шнур типа Примакорд закладывают на глубину $0,3$ — $1,0$ м или располагают в мелкой воде. Для закладки можно использовать вибрационный плуг (рис. 5.25). Для одного взрыва требуется до 100 м шнура. Поскольку скорость детонации шнура составляет около $6,5$ км/с, длина его определяет число капсу-

лей-детонаторов, необходимых для детонации всего шнура в пределах желаемого интервала времени. Обычно детонаторы используются на обоих концах шнура, иногда — в середине.

В отдельных случаях детонирующий шнур или ВВ укладывают на снегу или поднимают приблизительно на метр на шестах, особенно в горных районах, где все работы должны быть переносными. Применяют специальные «невоспламеняющиеся» шнуры или ВВ, чтобы в результате работ не возникло пожара. Блоки взрывчатого вещества на шестах, используемые при так называемых воздушных взрывах [146], не наносят практически никакого вреда залесенным площадям.

5.4.3. Поверхностные источники энергии

В настоящее время создано множество разнообразных источников энергии для работы на суше и на море. Рассмотрение тех из них, которые применяются главным образом на море и довольно редко на суше, мы отложим до § 5.5.3.

Все, без исключения, поверхностные источники энергии обладают меньшей мощностью, чем взрывные, и их использование в широких масштабах стало возможным благодаря методам накопления (см. § 5.4.9), которые позволяют складывать воздействия большого числа слабых импульсов, чтобы получить желаемый результат. На рис. 5.13 показана возможная методика группирования поверхностных источников.

Самым первым невзрывным источником, нашедшим широкое применение, был *ударный источник тампер*, или *падающий груз*. Этот метод был развит главным образом компанией «Мак-Коллум джеофизикал». Прямоугольная стальная плита массой около 3000 кг сбрасывалась с высоты порядка 3 м. Момент удара фиксировался чувствительным элементом на плите. Обычно груз сбрасывали каждые несколько метров и результаты 50 или более ударов объединяли в одну полевую запись. Промежуток времени между высвобождением груза и ударом его о землю недостаточно постоянен, чтобы можно было одновременно использовать несколько ударных установок. Часто два или три источника применяют поочередно: один сбрасывает груз, а другие в это время поднимают грузы в положение готовности и передвигаются к следующей точке удара. В настоящее время использование ударных источников ограничивается районами пустынь или полупустынь, где относительно легко могут передвигаться массивные грузовики.

Метод Диносейс [65], разработанный компанией «Синклер ойл энд гэс», основан на взрывании смеси пропана и кислорода внутри расширяющейся камеры. Взрывная камера монтируется под грузовиком и опускается до земли в положении готовности

к работе (рис. 5.26). Подрыв газовой смеси с помощью электрической искры создает давление, которое действует на подвижную плиту, образующую дно камеры, передавая таким образом импульс давления в землю. Вес камеры создает необходимую реакцию опоры. Для работ на суше разработано несколько типов газовзрывных источников. Как и в случае ударных установок с падающим грузом, тяжелые газовзрывные камеры требуют массивного полевого оборудования, которое в свою очередь ограничивает их применение практически только открытыми местностями.

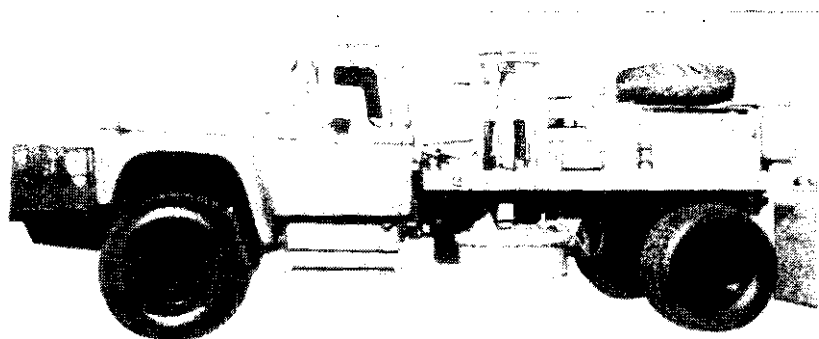


Рис. 5.26. Смонтированный на автомашине спаренный 36-дюймовый газовый взрыватель Диносейс. [С разрешения «Джео спейс»]

В то время как перечисленные источники являются в основном поверхностными, газовые пушки, воздушные пушки [29] и другие устройства иногда используются в скважинах, особенно в болотистых областях, где риск не вытащить оборудование из скважины довольно мал. Воздушные пушки в портативных водяных камерах также применяются как поверхностные источники. Такие воздушные пушки являются модификациями пушек, предназначенных для работы в море; их устройство рассмотрено в § 5.5.36.

В отличие от других источников энергии, которые сконструированы так, чтобы высвободить энергию в землю за возможно более короткое время, источник Вибросейс излучает энергию в землю в течение нескольких секунд. Управляющий сигнал представляет вибратор (обычно гидравлический) передавать переменное давление на стальную плиту, прижатую к земле весом грузовика (рис. 5.27). Давление \mathcal{P} , как правило, меняется согласно уравнению

$$\mathcal{P}(t) = A(t) \sin 2\pi t \{v_0 + (dv/dt)t\}, \quad (5.3)$$

где dv/dt либо положительна, либо отрицательна и постоянна в наиболее распространенном случае линейного свип-сигнала (В некоторых случаях нелинейные свип-сигналы имеют преимущества, но отклонение от линейности эквивалентно фильтрации, поэтому того же самого эффекта легче достичь при последующей цифровой обработке [66].) Амплитуда $A(t)$, как правило, постоянна, за исключением начального и конечного интервалов

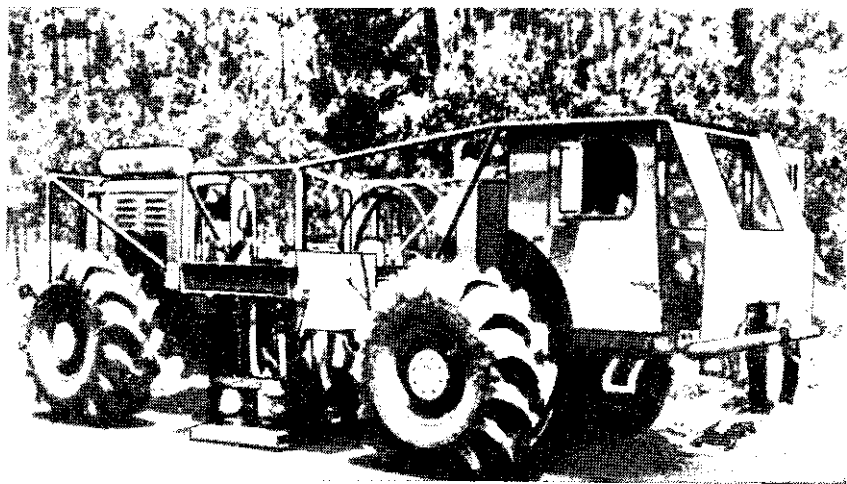


Рис. 5.27. Оборудование Вибросейс, смонтированное на вездеходе. [С разрешения «Коноко»]

длиной примерно 0,2 с, когда она возрастает от нуля или падает до нуля. Длительность свип-сигнала составляет обычно от 7 до 35 с, а частота меняется примерно от 12 до 60 Гц (или наоборот). Более детальное описание свип-сигналов можно найти в книге Уотерса [214, с. 96].

Поскольку отраженные волны наблюдаются на интервалах, гораздо меньших чем 7 с, сейсмическая запись представляет собой суперпозицию ряда волновых цугов, и полевые записи неинтерпретируемы даже для опытного специалиста. Чтобы сделать их читаемыми, необходимо провести соответствующую обработку записей (см. § 8.1.3г); процедуры обработки (выполнение взаимной корреляции со свип-сигналом) по существу сжимают каждый возвратившийся волновой цуг до короткого импульса, убирая таким образом наложенные колебания (см. рис. 8.6).

В идеальном случае входной сигнал, излучаемый в землю, повторяет колебания давления, приложенного к стальной плите.

Однако в реальности дробление и уплотнение приповерхностного материала (давление достигает 200 кгс/см^2) приводят к тому, что сигнал, излучаемый в землю, меняется нелинейно с изменением давления, создаваемого вибратором; это добавляет гармоник, отсутствовавшие в исходном входном сигнале. Этот эффект менее значителен в случае свип-сигналов с умень-



Рис. 5.28. Две ударные установки, действующие как источник мини-Соси. Сейсмоприемники на плите отмечают время ударов. [С разрешения «Вакер-Верке»]

шающейся частотой (отрицательное значение dv/dt в выражении (5.3)), но в то же время возбуждение свип-сигналов с растущей частотой гораздо легче реализовать на практике, поэтому явно выраженного предпочтения в общем случае установить нельзя.

Источники Вибросейс дают малую плотность энергии; в результате этого их можно использовать в городах и в других местах, где применение взрывчатых веществ или других источников принесло бы серьезный ущерб [125]. В настоящее время Вибросейс используется почти в одной трети сухопутных сейсмических исследований.

Для малоглубинных исследований (до 1,0 с) в качестве источника можно использовать ударную установку, подобную изображенной на рис. 5.28, с использованием метода Соси (см. § 5.4.9). Плита ударяет о землю от 5 до 10 раз в секунду, и регистрация осуществляется в течение примерно 3 мин (сле-

довательно, от 900 до 1800 ударов). Моменты ударов можно рассматривать как случайные величины для сейсмических частот. Чувствительный элемент на плите регистрирует момент каждого удара, чтобы использовать его при корреляции. Случайное повторное возбуждение других малых источников, например группы малых источников Вейпоршок (см. § 5.5.3г) для морских исследований, также можно использовать в качестве источников в методе Соси.

5.4.4. Сейсмоприемники

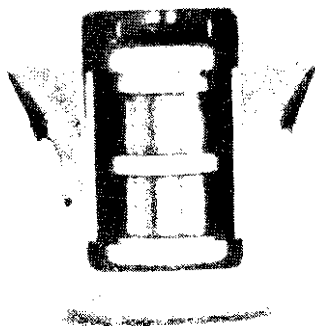
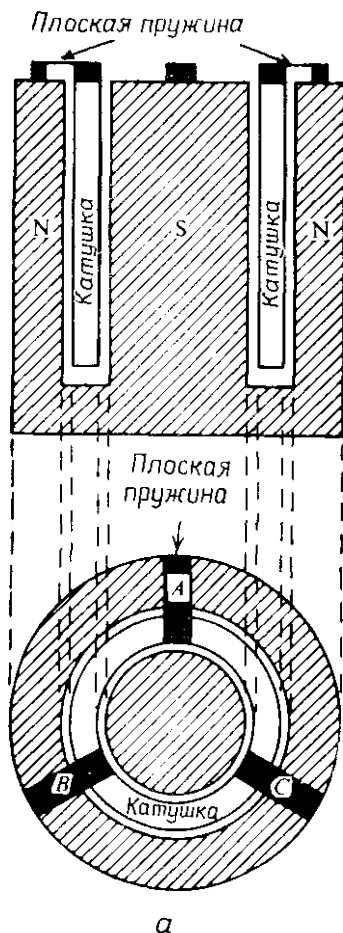
а) Общие соображения. Сейсмическая энергия, подходящая к поверхности земли, регистрируется геофонами, называемыми также сейсмоприемниками, приемниками и т. п. Разработано много типов приемников, которые в основном использовались в прошлом, однако современные геофоны почти целиком принадлежат к электромагнитному типу с подвижной катушкой для наземных работ и к пьезоэлектрическому типу для болотистых и морских условий, а также в некоторых случаях для измерений в скважинах. Последние будут описаны в § 5.5.4 в связи с рассмотрением аппаратуры для морских работ.

Сейсмоприемник электромагнитного типа с подвижной катушкой схематически показан на рис. 5.29, *а*; вид сбоку одной из моделей со снятым кожухом дан на рис. 5.29, *б*. На схеме виден постоянный магнит в форме цилиндра, в котором сделана круговая прорезь, отделяющая центральный южный полюс от внешнего кольцеобразного северного полюса. Катушка, состоящая из большого числа витков очень тонкой проволоки, подвешена по центру прорези с помощью легких плоских пружин *A*, *B* и *C*. Сейсмоприемник устанавливают на поверхность грунта (в жестком контакте с ним) в вертикальном положении. Когда поверхность смещается в вертикальном направлении, магнит движется вместе с ней, а катушка в силу инерции остается в фиксированном положении. Относительное смещение между катушкой и магнитным полем создает напряжение между концами катушки. Выходной сигнал приемника относительно горизонтальной составляющей движения практически равен нулю, поскольку катушка подвешена таким образом, что остается в неподвижном положении относительно магнита при его горизонтальном смещении.

б) Уравнения движения. Теория сейсмоприемника рассмотрена в ряде работ [45, 166, 213]. Введем следующие обозначения:

x — смещение поверхности = смещение приемника;

x_c — смещение катушки приемника относительно постоянного магнита;



б

Рис. 5.29. Электромагнитный сейсмоприемник с подвижной катушкой: а — схема устройства; б — общий вид цифрового сейсмоприемника со снятым кожухом. [С разрешения «Джоспейс»]

m, r, n — масса, радиус и число витков катушки;

i — ток в катушке;

τ — механический коэффициент демпфирования, $\tau(dx_c/dt)$ — демпфирующая сила;

S — постоянная пружины $= f/\Delta x$, где сила f растягивает пружину на Δx ;

H — напряженность поля постоянного магнита;

$K = 2\pi r n H$;

Ki — сила, действующая на катушку и обусловленная протекающим током;

R, L — полное сопротивление и индуктивность катушки и внешней цепи.

На движущуюся катушку сейсмоприемника действуют три силы: возвращающая сила пружины, сила трения и сила, возникающая в результате взаимодействия постоянного магнитного поля с магнитным полем тока. Две первые — задерживающие (отрицательные) силы, последняя — положительная. По второму закону Ньютона

$$-Sx_c - \tau \frac{dx_c}{dt} + Ki = m \left(\frac{d^2x_c}{dt^2} + \frac{d^2x_c}{dt^2} \right). \quad (5.4)$$

Закон индукции Фарадея связывает x_c с i :

$$\begin{aligned} \text{индуцированная в катушке э. д. с.} &= -\frac{d\phi}{dt} = -\frac{d\phi}{dx_c} \frac{dx_c}{dt} = \\ &= -2\pi r n H \frac{dx_c}{dt} = -K \frac{dx_c}{dt} = Ri + L \frac{di}{dt}, \end{aligned}$$

где ϕ — магнитный поток через катушку. Решая уравнение относительно x_c , получим

$$\frac{dx_c}{dt} = -\frac{1}{K} \left(Ri + L \frac{di}{dt} \right).$$

Продифференцировав (5.4) и подставив значение dx_c/dt , запишем уравнение движения сейсмоприемника

$$L \frac{d^3i}{dt^3} + \left(R + \frac{L\tau}{m} \right) \frac{d^2i}{dt^2} + \left(\frac{SL + \tau R + K^2}{m} \right) \frac{di}{dt} + \left(\frac{SR}{m} \right) i = K \frac{d^3x}{dt^3}. \quad (5.5)$$

Множитель при di/dt представляет собой демпфирующий коэффициент, τ/m — механическое затухание, а K^2/mR — электроиндуктивное сопротивление (зависит от частоты). Поскольку этого нельзя добиться, принимаем, что значение L достаточно мало и им можно пренебречь. Тогда

$$\frac{d^2i}{dt^2} + \left(\frac{\tau}{m} + \frac{K^2}{mR} \right) \frac{di}{dt} + \left(\frac{S}{m} \right) i = \left(\frac{K}{R} \right) \frac{d^3x}{dt^3}. \quad (5.6)$$

Множитель при di/dt представляет собой демпфирующий коэффициент, τ/m — механическое затухание, а K^2/mR — электромагнитное затухание. Если бы затухание равнялось нулю, система совершала бы простые гармонические колебания с собственной частотой ν_0 :

$$\nu_0 = \frac{\omega_0}{2\pi} = \left(\frac{1}{2\pi} \right) \left(\frac{S}{m} \right)^{1/2}. \quad (5.7)$$

Если затухание не равно нулю, можно записать

$$\left. \begin{aligned} \frac{d^2i}{dt^2} + 2h\omega_0 \frac{di}{dt} + \omega_0^2 i &= \left(\frac{K}{R} \right) \frac{d^3x}{dt^3}, \\ 2h\omega_0 &= \frac{\tau}{m} + \frac{K^2}{mR}, \end{aligned} \right\} \quad (5.8)$$

h — коэффициент затухания из (2.95).

Это уравнение справедливо для простого гармонического затухающего колебания, и его решение можно найти в стандартных учебниках [224].

в) *Характеристики сейсмоприемника.* Решение уравнения сейсмоприемника для собственных колебаний получается подстановкой пуля в правую часть уравнения (5.8). Допустим,

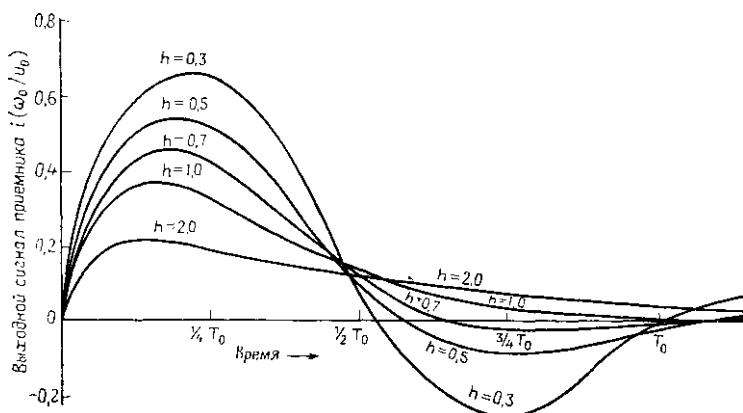


Рис. 5.30. Собственные колебания сейсмоприемника в зависимости от коэффициента затухания h .

что $i = 0$, $di/dt = u_0$ при $t = 0$; тогда решение принимает следующие формы в зависимости от величины h :

при $h > 1$ (перезатухенная система)

$$i = [u_0 \{ \omega_0 (h^2 - 1)^{1/2} \}] e^{-h\omega_0 t} \operatorname{sh} \{ \omega_0 t (h^2 - 1)^{1/2} \}; \quad (5.9)$$

при $h = 1$ (критическое затухание)

$$i = u_0 t e^{-\omega_0 t}; \quad (5.10)$$

при $h < 1$ (недозатухенная система)

$$i = [u_0 \{ \omega_0 (1 - h^2)^{1/2} \}] e^{-h\omega_0 t} \sin \{ \omega_0 t (1 - h^2)^{1/2} \}. \quad (5.11)$$

Эти решения представлены на рис. 5.30 в функции периода резонансной частоты T_0 ; они являются затухающими, так как благодаря экспоненциальному коэффициенту i в конце концов становится равным нулю. При $h > 1$ ток начинает возрастать из-за наличия коэффициента sh , но затем уменьшается, так как начинает доминировать экспоненциальный коэффициент. Когда $h < 1$, выходной сигнал становится затухающей синусоидальной волной. При $h = 1$, что соответствует *критическому затуханию*, выходной сигнал перестает быть колебательным. При $h < 1$

появляются последовательные пики с периодом

$$T_0 = 2\pi/\{\omega_0(1 - h^2)^{1/2}\}, \quad (5.12)$$

а отношение амплитуд последовательных пиков будет

$$i_n/i_{n+1} = \exp[2\pi h(1 - h^2)^{1/2}]. \quad (5.13)$$

Логарифмический декремент δ в неперях (см. задачу 2.17) задается уравнением

$$\delta = \ln(i_n/i_{n+1}) = 2\pi h(1 - h^2)^{1/2}; \quad (5.14)$$

h можно определить, измеряя δ при $h < 1$.

г) *Отклик на смещение.* Если приемник подвергнуть гармоническому смещению, при котором скорость $dx/dt = v_0 \cos \omega t$, тогда

$$\begin{aligned} x &= \frac{v_0}{\omega} \sin \omega t, & \frac{dx}{dt} &= v_0 \cos \omega t, \\ \frac{d^2x}{dt^2} &= -\omega v_0 \sin \omega t, & \frac{d^3x}{dt^3} &= -\omega^2 v_0 \cos \omega t, \end{aligned}$$

и выражение (5.8) принимает вид

$$\frac{d^2i}{dt^2} + 2h\omega_0 \frac{di}{dt} + \omega_0^2 i = -\frac{\omega^2 K v_0}{R} \cos \omega t. \quad (5.15)$$

Решение этого уравнения строится из двух частей: собственного решения, определяемого формулами (5.9)–(5.11), плюс решение, соответствующее вынужденному движению сейсмоприемника под действием смещения грунта. Последнее имеет вид

$$i = (v_0/Z) \cos(\omega t + \gamma), \quad (5.16)$$

где

$$\begin{aligned} Z &= (R\omega_0^2/K\omega^2) \{ [1 - (\omega/\omega_0)^2]^2 + (2h\omega/\omega_0)^2 \}^{1/2}, \\ \operatorname{tg} \gamma &= (2h\omega/\omega_0) \{ (\omega/\omega_0)^2 - 1 \}. \end{aligned} \quad (5.17)$$

Следовательно, амплитуда тока i для данного приемника зависит от v_0 , ω/ω_0 , R , K и h . Когда $\omega \rightarrow \infty$, $Z \rightarrow R/K$ и амплитуда i становится равной $i_\infty = v_0 K/R$.

Одной из наиболее важных характеристик приемника является выходное напряжение на единицу скорости смещения корпуса. Можно определить чувствительность приемника Γ (называемую также переходной характеристикой приемника), пользуясь соотношением

$$\Gamma = \frac{\text{амплитуда выходного напряжения}}{\text{амплитуда скорости смещения приемника}}. \quad (5.18)$$

Принимая, что сейсмоприемник связан с усилителем, обладающим практически бесконечным входным сопротивлением

(обычный случай), выходное напряжение можно определить падением напряжения на шунтовом сопротивлении R_s . Учитывая соотношения (5.16) и (5.17), получаем

$$\Gamma = R_s (v_0' Z) / v_0 = R_s / Z = K (R_s' R) f(\omega, \omega_0), \quad (5.19)$$

где

$$\begin{aligned} f(\omega, \omega_0) &= 0 && \text{при } \omega = 0, \\ &= 1 && \text{при } \omega = \infty, \\ &= \frac{1}{2} h && \text{при } \omega = \omega_0. \end{aligned}$$

Практически чувствительность приемника определяется в значительной мере K и h , т. е. радиусом и числом витков катушки, напряженностью магнитного поля и коэффициентом затухания. Современные сейсмоприемники обладают чувствительностью около 0,7 В/(см/с).

На рис. 5.31, а приведены амплитудно-частотные характеристики при различных значениях h . При $h = 0$ выходной сигнал становится бесконечным для собственной частоты; очевидно, что это просто теоретический результат, поскольку никогда нельзя достичь нулевого затухания. По мере увеличения h максимум выходного сигнала уменьшается по величине и сдвигается в сторону высоких частот. При $h \approx 0,7$ максимум исчезает и плоский участок характеристики становится наиболее протяженным. Когда h превышает это значение, «заваливается» низкочастотный участок характеристики. Обычно для работы выбирают затухание, соответствующее 70 % от критического, что позволяет создать более или менее оптимальные условия в смысле искажения амплитуд выходного сигнала сейсмоприемника. Очевидно, что степень демпфирования приемника — основная характеристика при определении его качества. Коэффициент демпфирования (выраженный через h в формуле (5.8)) можно увеличить, намотав катушку на металлический стержень таким образом, чтобы добавочные токи, индуцированные в стержне при движении катушки, препятствовали ее движению; h можно увеличить таким способом примерно до 0,3. Затухание обычно еще усиливают с помощью сопротивления, подключенного параллельно катушке.

Как показано на рис. 5.31, б, выходной сигнал сейсмоприемника сдвинут по фазе по отношению к входному. Фазовый сдвиг γ изменяет форму волны, т. е. создает фазовые искажения, поскольку сейсмический сигнал состоит из набора частот.

Рис. 5.31, а демонстрирует, что при $h = 0,7$ полоса, в которой сигнал не искажается, протягивается приблизительно от 1,2 ω_0 вверх; следовательно, чем ниже собственная частота, тем шире полоса пропускаемых частот. Собственная частота сейсмоприем-

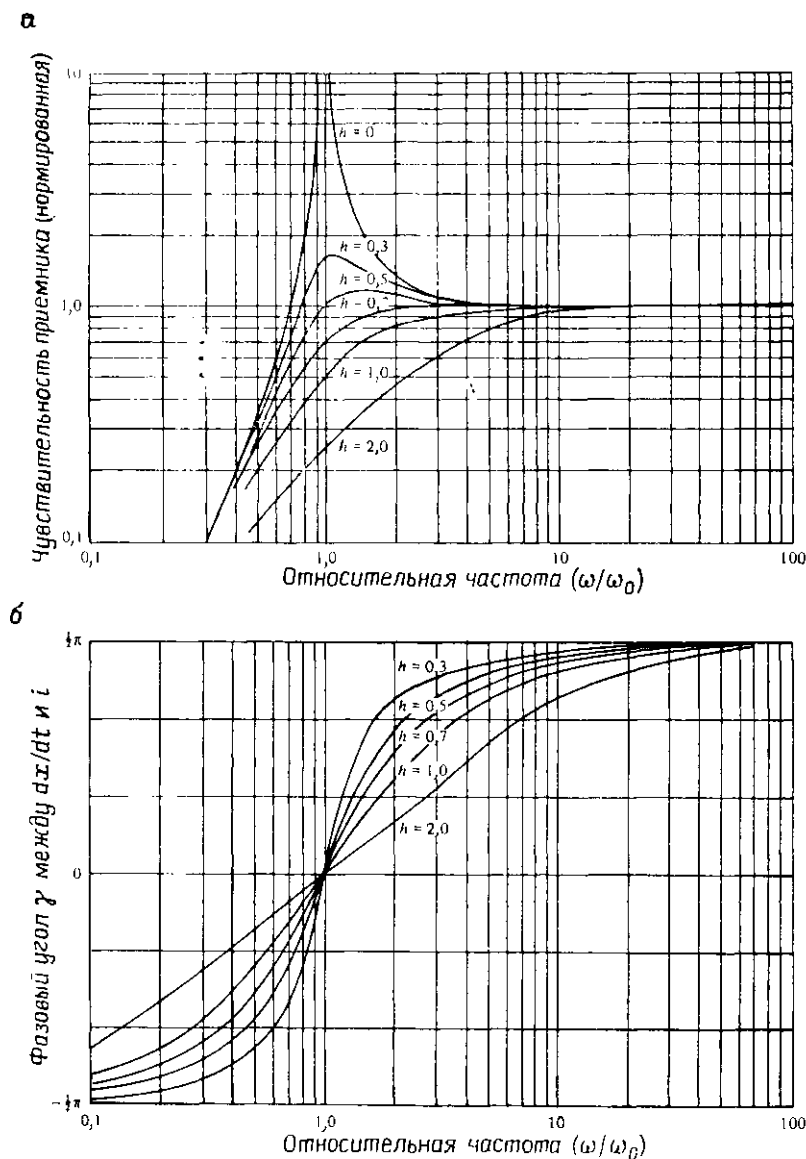


Рис. 5.31. Характеристики сейсмоприемника в зависимости от коэффициента затухания h [45]. а — амплитудно-частотная характеристика; б — фазовая характеристика.

ников, применяемых в нефтяной разведке (ν_0), обычно составляет 7—28 Гц для работ МОВ и 4,5 Гц для МПВ. Снижение чувствительности для частот ниже собственной (рис. 5.31, а) часто определяет нижний предел полосы регистрации.

б) *Дополнительные аспекты.* Катушки сейсмоприемников часто разделены на две части с обмотками, намотанными в противоположных направлениях и подключенными так, что сигналы, обусловленные движением катушки, складываются, а сигналы, вызванные электрическими наводками в катушках, вычитаются. Сейсмоприемники также подвержены явлению ложного резонанса из-за присутствия отличных от ожидаемых мод колебаний, однако это обычно наблюдается на частотах выше сейсмической полосы.

Обыкновенно несколько близко расположенных сейсмоприемников соединяют в параллельный ряд, чтобы получить один суммарный выходной сигнал. Считается, что вся группа приемников эквивалентна одному приемнику, расположенному в центре группы. Однако в действительности на затухание каждого приемника будет влиять присутствие остальных приемников, так как изменяется сопротивление общей цепи. Исключение составляет соединение n параллельных ветвей, каждая из которых содержит n идентичных приемников. Такое соединение имеет то же сопротивление, что и единственный приемник, и, следовательно, обладает тем же затуханием.

До этого мы принимали, что движение приемника строго повторяет движение поверхности земли. Но в действительности сейсмоприемник не жестко связан с ней, и контакт приемника с грунтом также влияет на его характеристику.

Система сейсмоприемник—грунт обладает собственной частотой в пределах 100—200 Гц, снижаясь до 30—40 Гц на болотистых участках [134]. Контакт можно улучшить, применяя сейсмоприемники со штырями, втыкающимися в землю, или увеличивая площадь приемника.

5.4.5. Усилители

Исключая реакцию на очень сильные сигналы, приходящие вскоре после момента взрыва, выходной сигнал сейсмоприемника слишком слаб для регистрации его без усиления. Кроме того, диапазон амплитуд полезных сигналов на выходе сейсмоприемника простирается от нескольких десятых вольт в начале регистрации до приблизительно 1 мкВ в конце регистрации через несколько секунд после взрыва (сигналы более слабые, чем 1 мкВ, теряются в аппаратурном шуме). Таким образом, относительное изменение, или *динамический диапазон*, составляет около 10^5 (100 дБ). Следовательно, кроме задачи усиления сла-

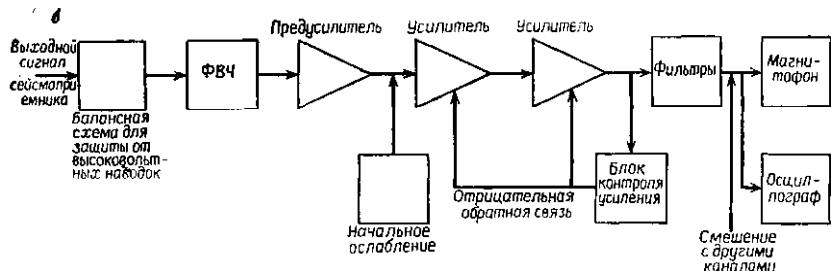
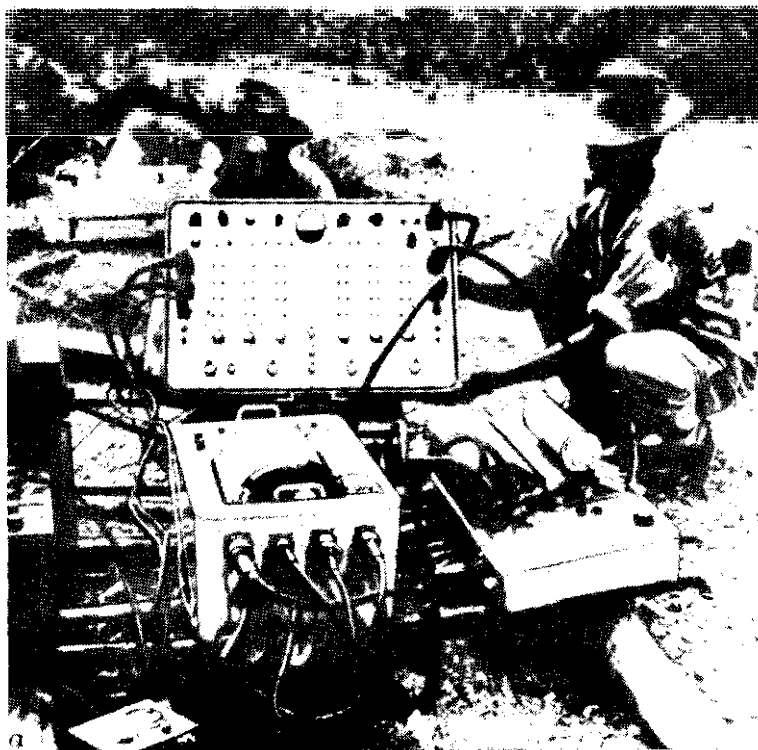


Рис. 5.32. Аналоговая сейсмическая станция: а — переносная станция [с разрешения фирмы TI]; б — блок-схема аналогового сейсмического усилителя.

ных сигналов усилитель еще обычно имеет цель сжать диапазон регистрируемых сигналов. В дополнение к этому усилители используют для фильтрации выходных сигналов сейсмоприемника с целью усиления сигнала относительно шума. Хорошее описание сейсмических усилителей дано в работе [54].

В сейсмических усилителях обычно используются полупроводниковые приборы, что дает возможность делать их очень компактными. Обычно они смонтированы в сейсмостанции или на каком-либо другом транспортном средстве, но если это необходимо, их можно переносить и вручную (рис. 5.32, а).

Блок-схема усилителя аналогового типа приведена на рис. 5.32, б; соединение элементов цепи и число каскадов усиления бывают различными. Группа приемников может быть соединена с балансной цепью, которая позволяет провести согласование импедансов так, чтобы минимизировать влияние наводок от близко расположенных линий электропередач, снижая пиковые значения шума на частотах электрических наводок (*высоковольтные наводки*). Следующим элементом в цепи обычно является фильтр, ослабляющий низкочастотные составляющие колебаний, свойственные сильным поверхностным волнам, которые в противном случае могут внести искажения, проходя первый каскад усиления.

Сейсмические усилители являются многокаскадными и создают очень высокое максимальное усиление колебаний — обычно порядка 10^5 (100 дБ), иногда даже до 10^7 (140 дБ); усиление 100 дБ означает, что входной сигнал с амплитудой напряжения 5 мкВ появится на выходе с амплитудой 0,5 В. Более низкое усиление можно установить с помощью многоступенчатого переключателя усиления.

Усиление усилителя меняется во время интервала регистрации, начиная с низкого значения в начальной части записи, где к приемникам подходят очень сильные сигналы, и кончая высоким значением, зафиксированным положением переключателя. Переменное по времени усиление (сжатие динамического диапазона) можно осуществить с помощью *автоматической регулировки усиления* (АРУ). Она выполняется с помощью отрицательной обратной связи в цепи, которая измеряет средний уровень выходного сигнала в пределах короткого интервала времени и подбирает такое усиление, которое поддерживает амплитуду выходного сигнала более или менее постоянной независимо от уровня входного сигнала. Если временная задержка между изменением амплитуды сигнала и последующим изменением усиления слишком мала, амплитуда колебаний на выходе будет почти постоянной и отраженные волны на записи не проявятся; если же этот промежуток времени слишком велик, не выявятся последующие отраженные волны на большом времени регистрации. Информация об амплитудах колебаний будет потеряна и в том и в другом случае. Применение АРУ было повсеместным вплоть до 60-х годов, и она еще продолжает использоваться, особенно при выводе информации на печать.

Для расчета поправок за ЗМС важно иметь возможность

правильно регистрировать *первые вступления*, т. е. времена первого подхода энергии к сейсмоприемникам. (К приемникам, расположенным вблизи пункта взрыва, первые волны подходят приблизительно по прямолинейным траекториям, соединяющим пункт взрыва и приемник; к удаленным приемникам первой подходит головная волна, преломленная в подошве ЗМС, — см. ввод статических поправок в § 5.6.2.)

Если включить АРУ для регулировки усиления до времени *первых вступлений*, низкий уровень входного сигнала (который целиком определяется шумом) приведет к очень большому усилению; тогда на выходе регистрируется шум, усиленный до такой степени, что станет трудно точно выделить момент подхода *первых вступлений*. Эта проблема решается использованием *начального ослабления* уровня усиления (или *предподавления*). В цепь АРУ вводится высокочастотный сигнал (около 3 кГц), который ведет к снижению усиления таким образом, что шум становится едва различимым. В дальнейшем высокочастотный сигнал устраняется с помощью фильтрации, и, следовательно, в выходном сигнале он не появляется. При ослабленном усилении сравнительно сильные *первые вступления* ясно различимы. После того как уже зарегистрированы *первые вступления*, подача синусоидального сигнала прекращается, обычно с помощью реле, включаемого одним из импульсов *первых вступлений*. Далее АРУ подбирает усиление в соответствии с уровнем амплитуд сейсмических сигналов.

Сейсмические усилители должны воспроизводить входной сигнал с минимальным искажением, и, следовательно, усиление (без фильтрации) должно оставаться постоянным для всего представляющего интерес спектра частот. При работах МОВ этот диапазон примерно 10—100 Гц, в случае МПВ он составляет приблизительно 1—50 Гц. Большинство усилителей имеет равномерную амплитудно-частотную характеристику в диапазоне примерно от 1 до 200 Гц и выше.

Частотная фильтрация направлена на подавление определенного диапазона частот относительно других. Сейсмические усилители обладают набором фильтров, которые позволяют сузить диапазон частот, пропускаемых усилителем. Отличаясь в деталях, большинство из них позволяет выбрать верхний и нижний пределы полосы пропускания. Как правило, можно менять также крутизну среза (скорость, с которой падает частотная характеристика, когда мы выходим из полосы пропускания). На рис. 5.33 показаны типичные амплитудно-частотные характеристики фильтра. Кривые различаются по их частотам среза, т. е. значениям частот, при которых усиление падает на 3 дБ (30 % по амплитуде, 50 % по мощности); кривая, помеченная «без», соответствует характеристике усилителя без фильтров.

Сейсмические усилители могут включать приспособления для смещения (или композиции) сигналов, т. е. наложения двух или более сигналов для получения одного выходного сигнала. Смещение в сущности увеличивает размер группы приемников и иногда используется для ослабления некоторых типов поверхностных волн. Наиболее распространенный его вид, называемый «50 %-ное смещение», состоит в равновесном сложении сигналов

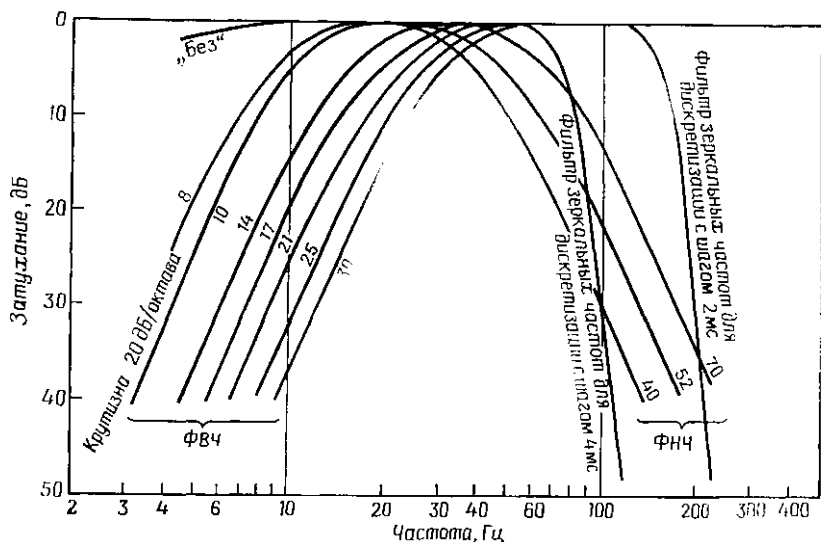


Рис. 5.33. Частотные характеристики сейсмических фильтров.

от соседних групп приемников. В настоящее время запись колебаний на магнитную ленту практически устранила необходимость применять смещение в процессе регистрации, поскольку всегда есть возможность осуществить его при обработке данных.

Сигнал отметки момента взрыва часто накладывается на один из выходных сигналов усилителя, где он проявляется в виде острого всплеска, который отмечает точку $t=0$ на записи. При использовании в качестве источника взрывчатых веществ выходной сигнал приемника, расположенного у устья скважины, также накладывается на один из выходных сигналов; временная задержка между срывом в момент $t=0$ и сигналом приемника у устья скважины называется *вертикальным временем* ($t_{\text{вн}}$); оно соответствует времени пробега волны по вертикали от точки взрыва до поверхности, и его измерение очень важно для правильного расчета поправок за зону малых скоростей.

Высокоразрешающие усилители (ВР) используются при решении инженерных и рудных задач, для картирования верхнего

слоя мощностью примерно 200 м. Чтобы достичь разрешающей способности порядка нескольких метров, необходимо использовать короткие волны. Согласно этому условию, такие усилители имеют практически равномерную характеристику до 300 Гц, а иногда до 500 Гц и соответственно малые значения постоянной времени срабатывания АРУ. Для регистрации отражений из верхней части разреза используются малые удаления приемников, и начальное подавление позволяет регистрировать волны в пределах примерно 0,05 с после момента первого вступления.

5.4.6. Регистрация данных в аналоговой форме

Первые примерно 30 лет сейсмической разведки выходные сигналы усилителей регистрировались прямо на фотографическую бумагу с помощью шлейфового осциллографа. Около 1952 г. началась регистрация колебаний на магнитную ленту, и в настоящее время она стала практически повсеместной (см. рис. 1.20). Магнитная запись изначально обладает свойством, которое привело к ее широкому использованию, — возможность вести регистрацию в поле с минимальным применением фильтрации, автоматической регулировки усиления, смещения и т. д., а затем вводить оптимальный набор этих операций при обработке данных. Позднее выяснилось еще одно важное преимущество — возможность компоновать сейсмические разрезы (см. § 5.6.3), что существенно помогает интерпретации. Однако до введения вычислительной техники в начале 60-х годов потенциальные возможности магнитной записи не были полностью реализованы.

Магнитные регистраторы аналогового типа обычно имеют головки для параллельной записи от 26 до 50 каналов. Первоначально использовалась прямая запись: выходной сигнал с усилителя шел непосредственно на магнитную головку, при этом интенсивность намагничивания ленты пропорциональна току в записывающей головке и, следовательно, интенсивности сигнала. Позднее прямая регистрация была заменена записью с частотной модуляцией, а также модуляцией по ширине импульса, поскольку такая методика менее подвержена влиянию шума и с ее помощью можно записать более широкий по интенсивности диапазон сигналов.

5.4.7. Представление данных

Для контроля и решения задач интерпретации данные, записанные на магнитной ленте, необходимо представить в визуальной форме. Наиболее часто это делается с помощью шлейфового осциллографа. Основными элементами осциллографа являются: 1) блок гальванометров (по одному на каждую группу прием-

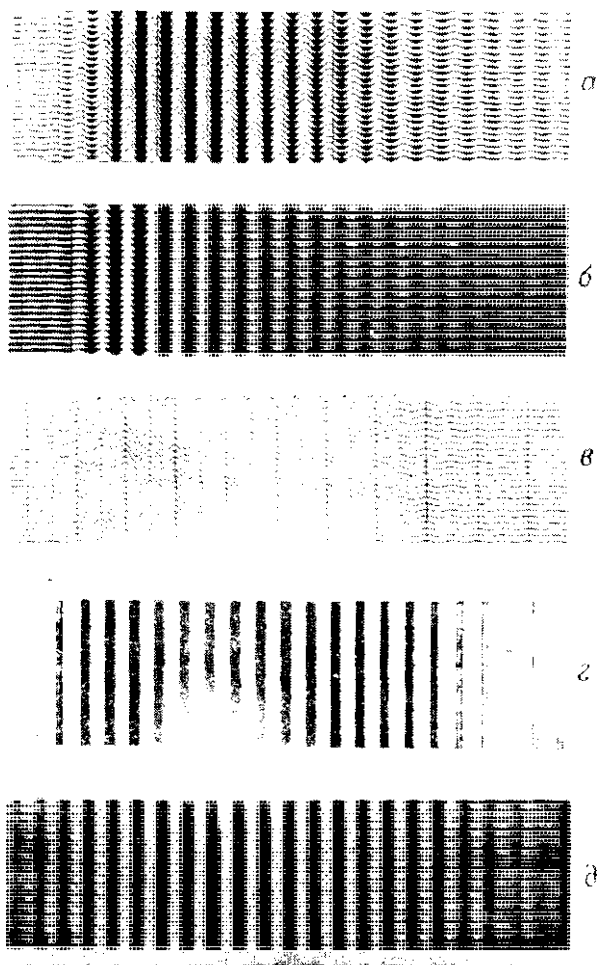


Рис. 5.34. Формы представления сейсмических данных: а — способ отклонений наложен на способ переменной площади; б — способ переменной площади; в — способ отклонений; г — способ переменной плотности; д — способ переменной плотности наложен на способ отклонений. [С разрешения «Джео спейс»]

ников), которые трансформируют электрические сигналы во вращательные колебания зеркал гальванометров; 2) устройство для записи отметок времени (маркирующее устройство); 3) лентопротяжный механизм и 4) оптическая система. В прошлом запись положений светового луча по движущейся полосе бумаги

выполнялась главным образом фотографическим способом, что иногда делается и в настоящее время. В некоторых случаях сухая запись (когда скрытое изображение на бумаге постепенно проявляется под действием дневного света) заменила мокрый фотографический процесс (использующий жидкий проявитель и фиксаж). Но более широкое применение получили электростатические осциллографы, в которых свет создает на бумаге электрически заряженные области и распыленная в виде пудры

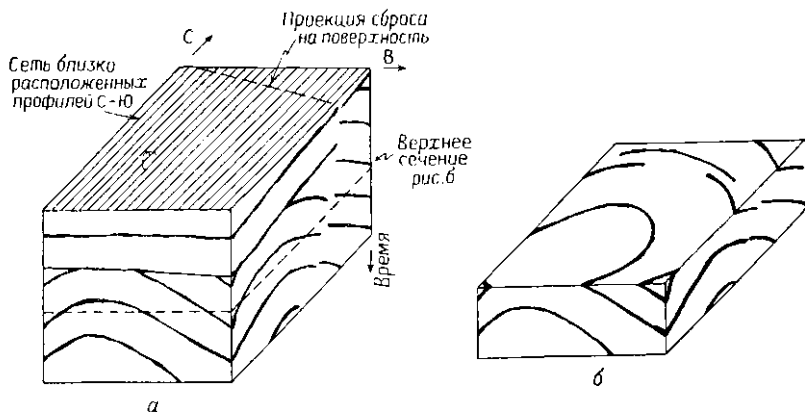


Рис. 5.35. Трехмерные данные, полученные с помощью сети близко расположенных профилей, ориентированных в направлении С—Ю. *а* — изометрический чертеж объема, занимаемого этими данными; показан разрез на восточном окончании серии профилей, а также разрез по линии В—З, построенный по самым южным трассам каждого профиля; *б* — изометрический чертеж сети тех же данных со снятой верхней частью разреза; верхняя поверхность представляет собой карту временного сечения (Сейскроп).

краска прилипает к бумаге в тех местах, где она заряжена, образуя изображения. В электростатических камерах используется обычная бумага, которая дешевле, чем специальная бумага для фотографии или сухой записи. В стационарных центрах (а иногда и в полевых условиях) применяются плоттеры *растрового* типа, в которых для создания изображения используется матрица очень мелких точек. Интенсивный, очень узкий пучок света (часто лазерный) скользит по бумаге, при этом пучок включается и выключается практически мгновенно, образуя на бумаге точки. В случае растровых плоттеров информация по различным каналам компонуется в мини-ЭВМ, и необходимость в отдельных поканальных гальванометрах отпадает.

Каждый отдельный график, соответствующий движению одного сейсмоприемника (или осреднению по группе сейсмоприемников) называется сеймотрассой. Форма представления данных

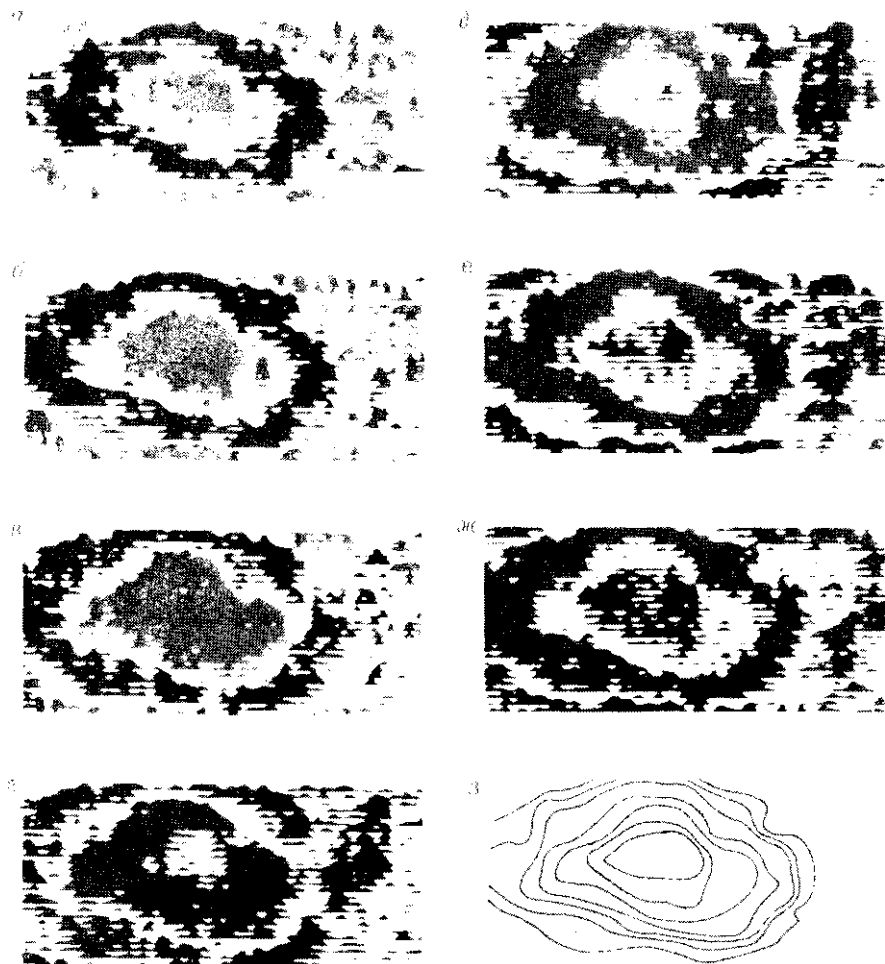


Рис. 5.88. Набор карт временных сечений. Площадь сечений $3,6 \times 8,0$ км. От а до ж даны карты при $t = 1,580 \div 1,604$ с интервалом 4 мс; ж — карта изохрон, построенная путем прослеживания изолиний каждого сечения от а до ж, начиная от внешней изолинии центральной области на самом верхнем срезе (а). [С разрешения GSI]

в виде графика отклонений в зависимости от времени прихода носит название *способа отклонений* (рис. 5.34, в). Когда часть площади под кривой сейсмоотрассы зачернена, такую форму называют *способом переменной площади* (или ширины)

(рис. 5.34, б); иногда зачерняют полупериоды, иногда — участки между трассой и некоторым средним уровнем. В некоторых случаях меняется интенсивность светового пучка, а не положение светового пятна, и получается форма представления с *переменной плотностью* (рис. 5.34, г). Используется также сочетание нескольких способов представления (рис. 5.34, а, д).

От выбора способа и параметров представления данных во многом зависит, что именно интерпретатор сумеет увидеть на записи исходных данных. К параметрам представления относятся горизонтальный и вертикальный масштабы, ширина, амплитуда и уровень ограничения (максимальная амплитуда, которая будет отображена на записи) для способа отклонений; степень зачернения, уровень приведения и уровень ограничения для вывода с переменной площадью и т. д. Как правило, эффективный вертикальный масштаб превышает горизонтальный, т. е. разрезы сжаты по горизонтали (конечно, вертикальный масштаб меняется с глубиной, если время наносится линейно, как обычно и делается). Однако для решения задач структурной интерпретации наиболее удобно соотношение масштабов примерно 1:1. Чтобы вывести дополнительную информацию, иногда используют цветное представление разрезов.

При выводе трехмерных (3-D) данных (амплитуда в функции двух координат — на север и на восток — и время прихода волны) возникают особые проблемы из-за огромного количества данных, требующих объемного представления (рис. 5.35, а). Обычно данные выводят в виде наборов сейсмических разрезов, включающих разрезы в произвольных направлениях через серию профилей. Данные, относящиеся к некоторому конкретному времени пробега для всей площади исследований, представляют в виде временных сечений, или карт Сейскроп (рис. 5.35, б и 5.36). Изолинии на картах временных сечений образуют временные контуры по целевым отражениям.

5.4.8. Цифровая регистрация

Цифровая регистрация была впервые применена в сейсмической разведке в начале 60-х годов и уже к 1975 г. стала практически повсеместной (см. рис. 1.20). В то время как аналоговые устройства представляют сейсмический сигнал путем изменения напряжения (или другой характеристики) непрерывно во времени, при *цифровой регистрации* сигнал представляется в виде набора цифр, соответствующих величине сигнала на выходе сейсμοприемника, измеренной с постоянным шагом по времени, обычно через 2 или 4 мс. Цифровая запись отличается большей надежностью, чем аналоговая, и позволяет проводить цифровую обра-

ботку данных без внесения в них существенных искажений. Цифровая запись оказалась столь эффективной для улучшения качества сейсмических данных, что завоевала всеобщее признание, и в будущем целиком заменит, вероятно, аналоговую регистрацию. Однако начало процесса регистрации (характеристика сейсмоприемника) и его заключительная часть (вывод данных) продолжают сохранять аналоговую форму.

Прежде чем перейти к описанию цифровой регистрации, рассмотрим вопрос о цифровом представлении. Мы могли бы создать оборудование для оперирования с данными, используя основание 10, как это принято в обычной арифметике, однако более выгодно действовать на основе *двоичного представления*, имеющего в основании число 2. В двоичном представлении используются только две цифры: 0 и 1; следовательно, требуются только два различных состояния, чтобы представить число в двоичной системе, например включенный переключатель или выключенный. Двоичные арифметические операции очень похожи на десятичные. Десятичное число 20873 является сокращенным способом сообщить, что некоторая величина равна 3 единицам плюс 7×10 плюс 8×10^2 плюс 0×10^3 плюс 2×10^4 . Подобным образом двоичное число 1011011 равно 1 единице плюс 1×2 плюс 0×2^2 плюс 1×2^3 плюс 1×2^4 плюс 0×2^5 плюс 1×2^6 , что соответствует десятичному числу 91. Для представления 1 и 0 можно использовать положительные и отрицательные прямоугольные импульсы или воспользоваться каким-либо иным способом. Каждый импульс, представляющий 1 или 0, называется *битом*, а набор битов, который определяет значение некоторой величины, называется *словом*.

На рис. 5.37 показан внутренний вид станции для регистрации данных, оборудованной системой усилителей с плавающей запятой. Оператор обращается к системе с помощью клавиатуры и экрана дисплея. Блок-схема системы цифровой записи представлена на рис. 5.38. Системы, разработанные к 1981 г., регистрируют до 120 каналов с шагом дискретизации 1, 2 или 4 мс. Спецификации таких систем даны в приложении E.

Магнитофон обычно записывает девять битов одновременно (*байт*) на магнитную ленту шириной в полдюйма; два байта используются для записи каждого отсчета данных (одно *слово*). Один бит в каждом байте обычно отводится под контрольный разряд *четности*; в нем помещают значение 0 или 1 и проверяют, чтобы общее число единиц или нулей в остальных разрядах байта было нечетным числом, если принято условие нечетности, или же четным числом, если принято обратное соглашение. Последующий подсчет числа битов в каждом байте используется для контроля возможной потери информации. Форматтер распределяет биты по магнитным головкам согласно фиксирован-

ной схеме, известной под названием *формат*. Скорость движения ленты при цифровой записи колеблется в интервале от 10 до 150 дюймов в секунду в зависимости от шага дискретизации и выбранного формата [13, 118, 133]. Скорость ленты подбирается так, чтобы плотность записи вдоль одного тракта была постоянной (800 или 1600 бит/дюйм, иногда 6250 бит/дюйм).



Рис. 5.37. Цифровая полевая аппаратура, смонтированная в автомобиле; регистрирующая система включает некоторые специальные устройства для обработки данных. [С разрешения TI]

Цифровая регистрация (и обработка) включает целый ряд процедур, которые проводятся последовательно во времени, измеряемом в микросекундах. Вся их последовательность контролируется с помощью электронных «часов» — кварцевого генератора, действующего в мегагерцовом диапазоне, который генерирует непрерывный ряд импульсов, строго сохраняющих форму и относительное положение. Время измеряется подсчетом этих импульсов, а циклы действия отдельных блоков (таких, как мультиплексер и форматтер) контролируются схемами, подсчитывающими импульсы и управляющими электронными реле, которые выключаются, когда сумма импульсов достигает заранее заданных величин.

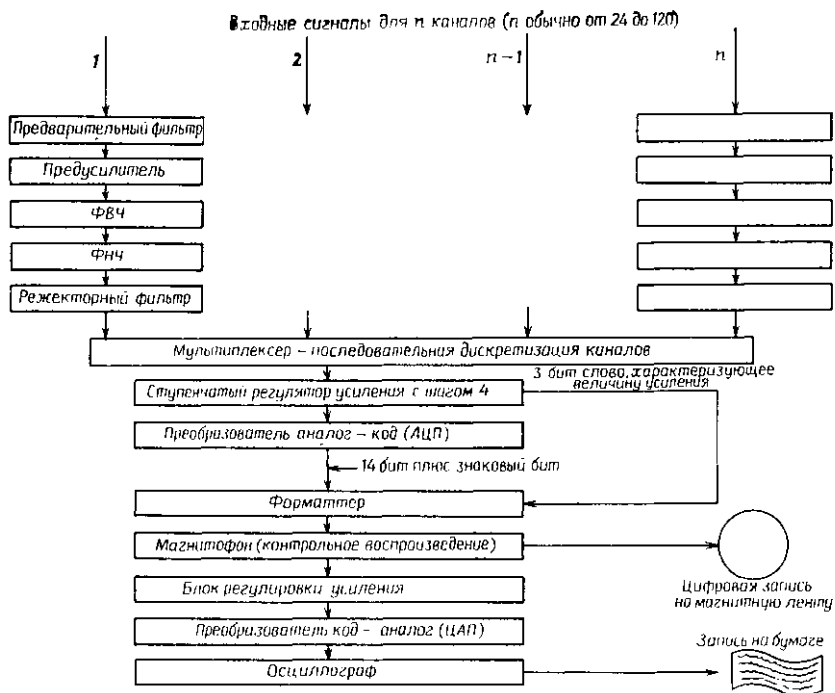


Рис. 5.38. Блок-схема цифровой регистрирующей системы. Каждый канал снабжен собственными устройствами вплоть до мультиплексера. *Предварительный фильтр* ослабляет колебания в диапазоне радиочастот, возникающие в проводах сейсмической косы. *Предварительный усилитель* усиливает сигнал в заданное число раз и обеспечивает согласование сопротивлений. *Фильтры верхних частот* в фильтрующем канале сейсмоприемников обеспечивают подавление самых низких частот в районах с интенсивными поверхностными волнами. *Фильтр нижних частот* предотвращает появление зеркальных частот при кодировании (см. § 8.1.26); крутизна его среза обычно составляет 72 дБ/октава. *Режекторный фильтр* подавляет сигналы с частотой 50 и 60 Гц от линий электропередач (или наводки от электрических железнодорожных линий с частотой $16\frac{2}{3}$ Гц). *Мультиплексер* связывает последовательно каждый канал с регулятором усиления, в котором усиление автоматически меняется дискретными ступенями, равными 4, пока амплитуда сигнала не окажется в пределах заданного диапазона после чего на форматтер посылаются 3-бит слово, определяющее величину усиления. *Преобразователь аналог-код (АЦП)* измеряет амплитуду сигнала, при этом в выходном сигнале 1 бит предоставляется для описания полярности, а 14 бит — для передачи величины амплитуды. *Форматтер* организует данные для записи на магнитную ленту с помощью магнитофона. Отдельные считывающие головки считывают запись с магнитной ленты немедленно после того, как данные были записаны. Выходной сигнал усиливается в *цифровом блоке контроля усиления*, преобразуется в аналоговую форму в *преобразователе код-аналог (ЦАП)*, после чего *осциллограф* выдает контрольную запись на бумаге.

5.4.9. Полевая обработка

Часто для получения эффекта, равносильного одному интенсивному источнику, складывают записи от серии слабых сейсмических источников. Поскольку последовательные источники располагаются обычно в пределах довольно малой площади с размерами, не превышающими двойной шаг между группами (рис. 5.13 демонстрирует максимальные используемые размеры),

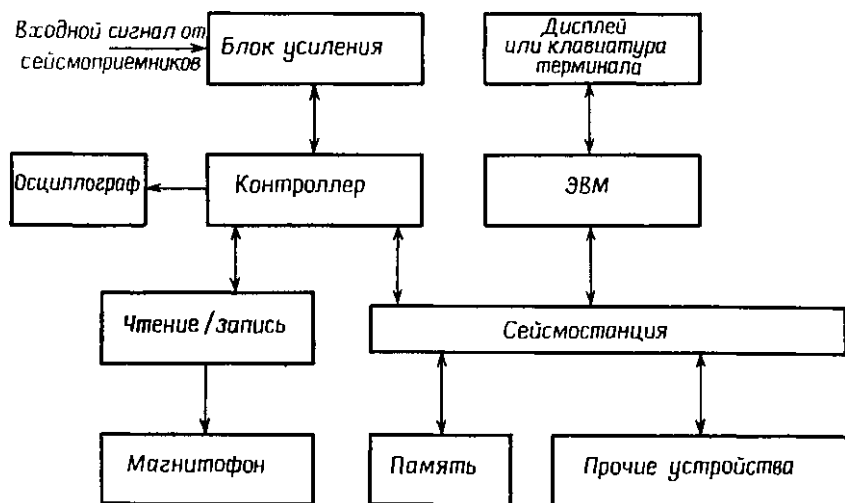


Рис. 5.39. Автоматизированная полевая система. Данные можно вводить и выводить из различных блоков. Основная функция ЭВМ заключается в контроле за потоком данных, причем большая часть процедур обработки выполняется в других блоках системы.

последовательные записи различаются очень незначительно, и их можно просто сложить вместе без введения каких-либо поправок, исключая временные сдвиги для выравнивания момента взрыва (синфазное суммирование). Синфазное суммирование иногда выполняют в обрабатывающем центре, но довольно часто оно проводится непосредственно в поле. Для суммирования требуется запоминающее устройство, чтобы удерживать в памяти промежуточные суммы, пока получаются дополнительные записи. Для хранения информации в цифровом виде, пока не закончится суммирование и можно будет записать ее на выходную ленту, используются кассеты магнитных лент, диски, барабаны и другие виды памяти на твердом носителе. Такие виды памяти могут иметь емкость до нескольких мегабит.

В методе Соси [11] выходной сигнал группы сейсмоприемников начинает заново складываться в суммирующем регистраторе

каждый раз, как в землю посылается новый импульс. Поскольку в длину интервала регистрации укладывается целый ряд импульсов, сигнал складывается в нескольких точках одновременно. Излученная источником энергия суммируется, таким образом, в фазе по отношению к истинному времени прихода волны и случайным образом во все другие моменты времени, в которые она суммируется в регистраторе (см. задачу 5.21).

По мере того как полевые операции становятся более сложными и продолжительными, вероятность ошибки оператора и побудительные мотивы для автоматизации увеличиваются. Большую часть рутинной обработки выполняют мини-ЭВМ, помещенные в сейсмические станции. Схема полевой вычислительной системы приведена на рис. 5.39.

Если имеются и запоминающее устройство, и ЭВМ, можно в полевых условиях выполнять корреляцию записей Вибросейса (§ 8.1.3г), тогда выходными полевыми записями будут коррелограммы на магнитных лентах. Это также дает возможность проводить синфазное суммирование после корреляции записей. Возможно также считывать данные из памяти в различной последовательности, поэтому полевые выходные записи можно демультимплексировать, т. е. данные можно записать в поканальной (*последовательные трассы*) последовательности, а не в последовательности времени после взрыва (*последовательно по времени*); это уменьшает время последующей обработки. Дополнительная полевая обработка данных в большем объеме, как правило, малоэффективна, хотя в некоторых случаях она и делается в порядке эксперимента.

5.4.10. Дискретизация вблизи сейсμοприемника

Требуется очень большое количество приемных каналов, чтобы зарегистрировать: 1) одновременно избыточные данные о верхней части разреза и глубинные данные на больших удалениях приемника; 2) сигналы станций, распределенных по площади (а не по профилю) для трехмерных исследований; 3) сигналы одиночных сейсμοприемников, а не групп для улучшения высокочастотной области характеристики (малейшие временные сдвиги между отдельными приемниками в пределах группы ведут к затуханию высокочастотной компоненты (см. § 5.3.8)); 4) данные при малом шаге между приемниками вдоль профиля для улучшения горизонтальной разрешенности.

Если используется более 100 каналов, передача по проводам электрических сигналов к записывающей аппаратуре становится слишком трудной. Кроме того, возникают искажения при передаче по длинным проводам, особенно при их старении. Дискретизация сигналов вблизи приемников в отдаленных точках сбора

данных (ОТСД) и последующая передача дискретных данных в мультиплексной форме по одной или нескольким парам проводов разрешает многие из этих проблем. В настоящее время скорость протяжки лент ограничивает скорость кодирования данных примерно до 1,5 Мбит/с с записью 1600 бит/дюйм и до 6 Мбит/с с записью 6250 бит/дюйм (см. задачу 5.20).



Рис. 5.40. Система Опсейс. Система дает возможность последовательно регистрировать до 4 профилей при 2 расстановках на профиль и 1016 каналов на расстановку. *а* — выносной телеметрический блок обслуживает 4 группы сейсмоприемников. Сейсмические трассы накапливаются в автономной памяти блока, пока из центрального блока не приходит инструкция об их пересылке. Это дает возможность использовать один радиоканал для многих удаленных блоков, а также обойти ограничения скорости регистрации данных, связанные с протяжкой лент. Система производит автоматическую идентификацию. Взрывник может послать сигнал о взрыве в любой удаленный блок. Если блок перемещается, передается сигнал тревоги, *б* — программный блок на центральной регистрирующей станции. Клавиатура позволяет оператору вводить данные и инструкции, а панели светящихся диодов выводят информацию для оператора. Связь между центральными и удаленными блоками осуществляется с помощью горизонтально поляризованных волн радиочастотного диапазона. [С разрешения Л. Деизма]

Одна из таких систем использует полевые устройства с индивидуально адресуемыми батареями питания, которые можно включать и выключать на расстоянии. Каждое из них кодирует сигналы от четырех приемников (или групп) и передает одновременно 76 бит со скоростью 640 бит/с в отведенный для этого временной интервал. В другой системе используются цифровые преобразователи-повторители, соединенные в цепи, питание которых осуществляется от регистрирующей станции по паре дополнительных проводов. Каждый узел передает информацию со скоростью 4 Мбит/с, добавляя выходной сигнал подсоединенных

к нему сейсмоприемников к концу информационного потока в цифровом виде. Некоторые системы используют знаковую последовательность, описание которой дано в § 8.1.3д. Одна система (рис. 5.40) передает данные от отдаленных точек сбора на регистрирующий узел по радио, иногда же информацию накапливают на кассетах с магнитными лентами для каждого ОТСД, а затем уже упорядочивают.

5.5. Аппаратура и методика морских исследований

5.5.1. Организация работ на море

Морские сейсмические исследования обычно проводят на акваториях глубиной более 10 м и достаточно обширных, чтобы позволить свободное передвижение судов длиной от 30 до 70 м. Типичный сейсмический корабль изображен на рис. 5.41. Судно берет на борт достаточное количество горючего, воды и других запасов, чтобы работать в море в течение 30 дней. Обслуживают корабль примерно 25 человек. Сюда входит команда корабля, состоящая обычно из девяти членов: капитана, боцмана, старшего помощника, второго помощника, двух палубных матросов,

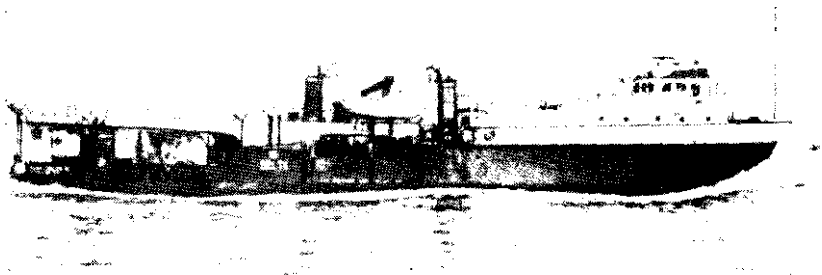


Рис. 5.41. Судно, оборудованное для морских исследований. На большой лебедке, укрепленной на кормовой палубе, намотана сейсмическая коса длиной 3—4 км; остальная часть палубы занята компрессорами, подающими сжатый воздух в пневмопушки. Закрытая часть на уровне этой палубы содержит мастерские, лаборатории и камбуз; на уровне верхней палубы находятся кают-компания и каюты для персонала экспедиции. Имеются разнообразные антенны для спутников и радионавигации, связи с берегом и радиобуями и т. д. Судно может оставаться в море примерно в течение месяца. [С разрешения «Сейском дельта»]

кока, матроса для уборки и хозяйственника. В состав сейсмической партии входят начальник партии, старший оператор, оператор, три или четыре младших оператора, техник по наладке аппаратуры, один или два штурмана, главный механик и трое (или более) механиков.

Морские сейсмические работы отличаются от исследований на суше и в условиях мелкой воды главным образом скоростью, с которой они проводятся. Обычная скорость проведения работ составляет около 6 узлов (11 км/ч), и работы могут вестись 24 ч в сутки. Следовательно, располагая 48-канальной косой длиной 2400 м, при 24-кратном суммировании по методу ОГТ можно было бы покрывать 250 км в сутки (6000 взрывов в сутки), если бы работа велась непрерывно все время. Такая высокая производительность, однако, никогда не достигается, потому что много времени тратится на подход к профилю и на переход от конца одного профиля к началу следующего, на ожидание благоприятной погоды или из-за других обстоятельств. Несмотря на это, достигается производительность порядка четырех перестановок в минуту, и каждая перестановка может состоять из записей двух *подвзрывов* (отдельные записи, которые затем вертикально суммируют). Таким образом, пункты взрывов располагаются примерно через каждые 25 м при обычной скорости прострелки. Когда судно подходит примерно на 10 км к месту работы, разматывают и опускают в воду *сейсмическую косу* (§ 5.5.4)—шланг в несколько километров длиной, содержащий приемники и соединительные провода. Затем спускают сейсмические источники. Бортовая ЭВМ управляет маневрированием судна и в надлежащее время дает команду — «на месте», сообщающую сейсмической регистрирующей системе, что пора включать регистратор и запускать источники. Последующая запись сигналов различных чувствительных элементов в основном автоматизирована, и главная функция операторов, штурманов и других членов партии состоит в контроле за тем, чтобы вся аппаратура работала исправно.

Сейсмическую косу и другие устройства, буксируемые за судном, можно поддерживать в заданном положении только при движении судна. Поэтому судно не может останавливаться, чтобы поправить устройства или устранить поломки аппаратуры без того, чтобы потом заново не отрабатывать часть сейсмического профиля. Чтобы повторить профиль, судно должно описать окружность и вернуться на линию профиля примерно за 10 км от требуемого положения на нем для того, чтобы коса была в вытянутом состоянии. Это приводит к потере около двух часов. По этой причине работы обычно продолжают, несмотря на небольшие неполадки такого типа, как, например, поломка одной или двух воздушных пушек (§ 5.5.36), выход из строя одной

группы гидрофонов и т. д. Такие поломки чинят только, когда позволяют условия работы. Воздушные пушки, например, можно брать на борт для починки, а работу продолжать с оставшимися пушками. Одну неисправную группу гидрофонов, как правило, не чинят, пока коса не будет смотана по окончании некоторого объема работ.

Ежемесячная стоимость содержания морской партии велика, но ее высокая производительность снижает общую стоимость получения морских сейсмических данных примерно на 10 % от стоимости сухопутных (см. рис. 1.23). Высокая производительность требует особого внимания к эффективности работ. Блоки источников и приемников буксируют до места работы, и движение судна вперед не прекращается во время записи. Хотя детальный контроль за качеством данных в процессе проведения работ невозможен, относительно неизменные условия в водном слое, окружающем источники и приемники, а главное отсутствие ЗМС, которая осложняет записи на суше, приводят к повышению стабильности качества данных.

5.5.2. Эффект пульсации газовой полости

При взрыве под водой образуется пузырь газов с высоким давлением. Пока давление газа превышает гидростатическое давление окружающей водной толщи, под его действием масса воды будет двигаться с ускорением от точки взрыва. Сила давления уменьшается по мере расширения пузыря и становится равной нулю, когда расширение пузыря снижает давление газа до величины гидростатического. Но поскольку в этот момент водная масса достигает своей максимальной скорости движения от источника, она по инерции продолжает двигаться в том же направлении, но уже с замедлением, так как результирующая сила теперь направлена внутрь. Через некоторое время движение водной массы прекращается, затем сила, направленная внутрь, вызывает схлопывание полости с последующим резким увеличением давления газа, и процесс повторяется. В результате этого газовый пузырь пульсирует и при каждой пульсации возбуждаются сейсмические волны. Форма волны, возбужденной взрывом заряда небольшой величины, показана на рис. 5.45, д.

По мере того как газовая полость теряет энергию и поднимается к поверхности, период ее пульсаций уменьшается [93]. Для стандартного заряда динамита массой 7,5 кг полости, образованные при взрыве, создают дополнительные сейсмические импульсы каждые 0,2—0,4 с. Эти импульсы накладываются один на другой, так что трудно определить, какая из осцилляций породила отраженную волну. На практике, когда в качестве источника использовались стандартные взрывы, их производили на

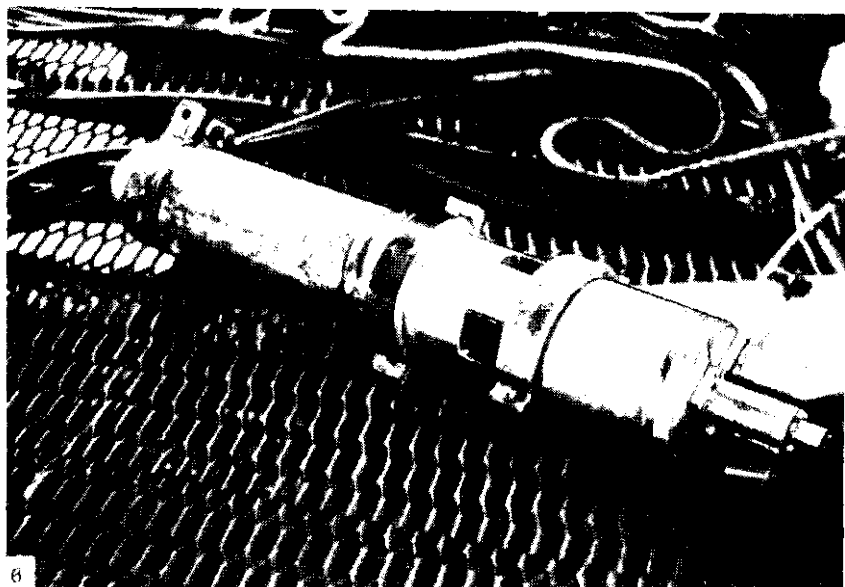
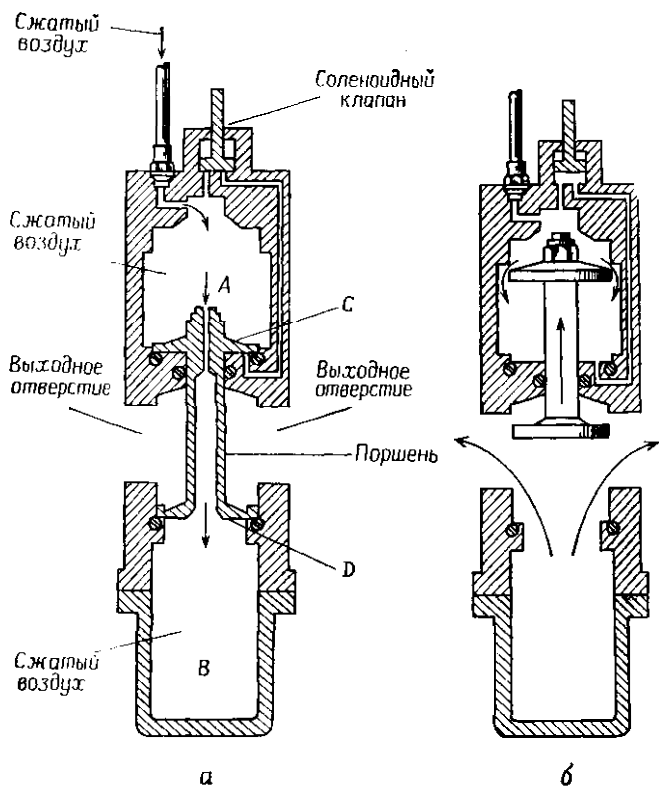
глубине около 2 м от поверхности, чтобы газовый пузырь вырывался на поверхность. Такие взрывы сопровождаются мощным фонтаном воды, но они малоэффективны в смысле возбуждения полезной сейсмической энергии.

Эффект газовой полости играет важную роль при определении формы волны, генерируемой источником, почти для всех сейсмических источников, даже для тех, конструкция которых рассчитана на сведение к минимуму этого эффекта.

5.5.3. Источники энергии для морских исследований

а) Общие замечания. Морские сейсмические исследования МОВ проводятся в основном по двум методикам — ОГТ и непрерывное профилирование, которые существенно различаются по стоимости, мощности источников, эффективной глубине проникновения энергии и еще по ряду других параметров. Мы рассмотрим здесь источники больших энергий, применяемые главным образом при регистрации колебаний по методу общей глубинной точки; источникам более слабой энергии, используемым при непрерывном профилировании, посвящен § 5.5.7.

б) Пневматические пушки. Наиболее широко распространенным источником высокой энергии является пневматическая пушка — устройство, которое выбрасывает воздух под очень большим давлением в воду [64, 172]. Давление достигает 70 МПа, хотя наиболее часто используется давление порядка 14 МПа. На рис. 5.42, *а* изображена воздушная пушка в рабочем положении, готовая к срабатыванию. Камеры *A* и *B* наполнены сжатым воздухом, который входит в камеру *A* через левое верхнее отверстие и попадает в камеру *B* через отверстие в штоке поршня. Последний поддерживается в опущенном положении давлением воздуха (фланец *C* больше, чем *D*, в результате чего возникает направленная вниз равнодействующая сила). Чтобы пушка сработала, в верхней части камеры открывают соленоидный клапан, который дает возможность сжатому воздуху подойти к нижней стороне фланца *C*. Это создает направленную вверх силу, которая превосходит силу, поддерживающую поршень в опущенном положении, и поэтому он начинает быстро подниматься. Подъем поршня приводит к тому, что сжатый воздух из нижней камеры выбрасывается через четыре выходных отверстия в воду. После этого пузырь, образованный сжатым воздухом, пульсирует таким же образом, как пузырь выброшенных газов, возникающий в результате взрыва. Однако, поскольку энергия меньше, частота пульсаций лежит в сейсмическом диапазоне, и, следовательно, возникает эффект удлинения первоначального импульса (а не генерация новых импульсов, как в случае использования динамита).



Движение поршня вверх останавливается прежде, чем он коснется верха камеры А, так как направленная вверх сила быстро ослабевает по мере того, как воздух выходит в воду, и направленная вниз сила сжатого воздуха в верхней камере увеличивается. Затем поршень возвращается в исходное положение готовности и нижняя камера снова заполняется воздухом. Взрыв и подобное высвобождение воздуха длится 1—4 мс, а весь интервал разгрузки занимает 25—40 мс. Нижнюю камеру часто разделяют на две части, соединенные узким отверстием [112], в результате чего задерживается выброс из самой нижней камеры. Приток воздуха из этой камеры в пузырь продолжается еще некоторое время после начала разгрузки, оттягивая быстрое схлопывание пузыря и уменьшая последующий эффект пульсаций. Форма волны, образованной одной воздушной пушкой, показана на рис. 5.45, а.

Обычно используется параллельно несколько пушек. Поскольку преобладающая частота импульса зависит от энергии (т. е. произведения давления на объем выбрасываемого в воду воздуха), можно использовать набор пушек различного размера (размером пушек называют объем нижней камеры в литрах) от 0,16 до 33 л для получения более широкого частотного спектра. Группа из 14 пушек показана на рис. 5.43. Срабатывание последовательных пушек синхронизировано так, чтобы подчеркнуть первый пик давления для нисходящей волны; это приводит к некоторому ослаблению вторичных эффектов. Форма волны, возбужденной группой пушек, показана на рис. 5.45, б.

в) *Взрывные источники. Шланговые взрыватели* (называемые также Акваналс и Дельтапалс) используют взрыв смеси пропана и кислорода в закрытой гибкой камере. Тяжелый резиновый шланг, укрепленный на стальном каркасе, заполнен взрывчатой смесью. Смесью поджигается с помощью электрической свечи, и продукты взрыва расширяют резиновый шланг. Вслед за взрывом открывается клапан, и при сжатии шланга газы выводятся на поверхность; это ослабляет эффект газового пузыря. Форма волны, образованной шланговым взрывателем, показана на рис. 5.45, в.

Был разработан ряд других устройств, использующих взрывчатую смесь газов. В морском варианте Динсейса взрыв газа в металлической камере выталкивает поршень, заставляя его преодолевать давление окружающей массы воды. В одном из методов используется длинная неопреновая трубка, в которой

Рис. 5.42. Пневмопушка. а — загруженная и готовая к работе; б — момент взрыва; в — общий вид пушки [С разрешения фирмы «Болт»]

поджигается газовая смесь. Искровой разряд создается в каждом 6-м модуле, в результате чего весь объем газовой смеси взрывается одновременно, чем и достигается линейность сейсмического источника. В некоторых типах газовых взрывателей применяются взрывные камеры, открывающиеся в воду. Камеры заполняются смесью взрывчатого газа, и смесь подрывается с помощью искрового разряда вверху камеры, при этом отработан-

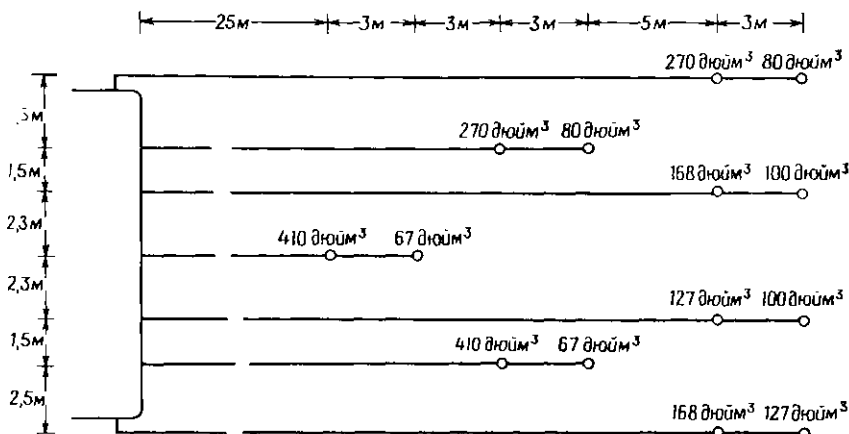


Рис. 5.43. Схема группирования 14 пневмопушек. Пушки буксируют за кормой судна по две на одной линии. Объемы пушек указаны на рисунке. Пушки разнесены на такое расстояние, чтобы предотвратить взаимодействие пузырей отдельных пушек (1 дюйм³ = = 16,4 см³). [С разрешения «Сейском дельта»]

ные газы выпускаются в воду. На небольшой глубине такие источники становятся неэффективными, а если их опускать на глубину, они создают сильные пульсации газового пузыря.

Метод *Флексотир* основан на взрыве малого заряда динамита (массой около 60 г) внутри камеры, представляющей собой стальную толстостенную перфорированную сферу, имеющую в диаметре около 60 см. Под давлением струи воды заряд перемещается по резиновому шлангу с корабля внутрь сферы и подрывается искровым разрядом. Вода выталкивается сквозь отверстия под действием расширяющихся газов. Вода, вытекающая из камеры и втекающая в нее во время осцилляций газового пузыря, рассеивает энергию и ослабляет последующие пульсации, но в то же время оказывает мало влияния на первоначальное расширение [91, 102]. Флексотир нельзя применять на мелководье, так как в отсутствие достаточного гидростатического давления диаметр пузыря становится больше, чем сферическая камера, что приводит к разрушению последней. Пер-

форированные сферические камеры иногда используются в сочетании с большими мощными пушками для той же цели ослабления пульсаций газового пузыря.

В методе *Максипалс* пульсации пузыря записываются, и эта информация используется для устранения эффекта пульсации путем декоинволюции (см. § 8.1.2г) при последующей обработке. Патрон, содержащий ударный детонатор и около 200 г ВВ, выбрасывается по шлангу под давлением воды. На нижнем конце шланга капсула ударяет по взрывному колесу и подрывает основной заряд с задержкой в одну секунду. За одну секунду шланг оказывается примерно в 5 м от заряда, и, следовательно, взрыв не повреждает ни шланг, ни прочее оборудование. На шланге укреплен приемник давления, рассчитанный на большие нагрузки для того, чтобы регистрировать момент детонации и форму волны, образованной пульсациями пузыря. Форма импульса давления, созданного источником, регистрируется по дополнительному каналу при фиксированном усилении и снабженному фильтром низких частот для борьбы с зеркальными наложениями. На рис. 5.45, д приведена форма волны. Первое схлопывание пузыря часто выделяет больше сейсмической энергии, чем первоначальный взрыв, а второе схлопывание — до 50 % от первого. Момент взрыва не предсказуем с достаточной точностью, поэтому одновременное применение групп источников затруднено.

Система *Аквасейс* использует до 100 м детонирующего шнура, который тянется за судном. Шнур подрывают с помощью капсулей-детонаторов (для сокращения времени детонации по длине шнура размещают несколько таких детонаторов). Это дает возможность создать линейный заряд, содержащий около 0,5 кг ВВ при длине заряда 30 м. Повторные пульсации пузыря малы благодаря низкому содержанию ВВ на единицу длины.

г) *Имплозивные (схлопывающиеся) источники*. Известно несколько типов таких источников. Их действие основано на создании области очень низкого давления; в момент, когда вода устремляется в эту область, образуется ударная сейсмическая волна. В источнике типа Флексисхок из рабочей камеры переменного объема откачивают воздух, в то время как стенки камеры закреплены на некотором расстоянии друг от друга механическим фиксатором; в момент, когда освобождают фиксатор, гидростатическое давление резко сдвигает стенки камеры и в воде создается ударная волна (рис. 5.45, е), относительно свободная от пульсаций пузыря. Затем в камеру снова нагнетают воздух, чтобы создать исходный объем, и стенки камеры удерживают с помощью фиксатора, пока откачивается воздух, чтобы подготовить камеру для следующего схлопывания. В ис-

точнике типа Гидросейн две плиты резко разводят под водой с помощью пневматического поршня, создавая посередине область очень низкого давления, в которую врывается вода. В источнике типа Бумер две плиты резко раздвигаются при пропускании электрического тока через катушку, размещенную на одной из плит, и наведении токов Фуко в другой плите, в результате чего и возникает сила отталкивания. Бумер обладает меньшей мощностью, чем Флексишок и Гидросейн.

Одним из типов имплозивного источника является *водяная пушка*. С помощью сжатого воздуха приводится в движение

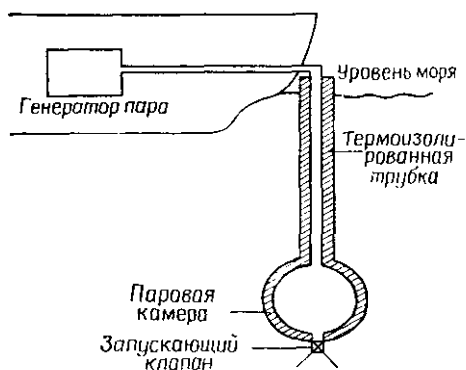


Рис. 5.44. Схема устройства источника Вейпоршок. [С разрешения CGG]

поршень, выгоняющий воду из пушки. За высокоскоростным потоком воды образуются полости, и врывающаяся в эти полости вода создает сейсмический импульс (рис. 5.45, ж). Водяные пушки, подобно воздушным, используются в группах.

При работе источника *Вейпоршок*, или паровой пушки, в воду впрыскивается перегретый пар. На рис. 5.44 приведена схема устройства источника: перегретый пар под большим давлением проходит по изолированной трубке в погруженную под

воду камеру. Когда открывается нижний клапан, пар вырывается в воду, образуя пузырь. Пузырь сжимается и исчезает благодаря конденсации пара; поэтому отсутствуют пульсации пузыря. Обычно интервал времени впрыскивания пара 10—50 мс, а производительность работ изменяется от 5 до 10 взрывов в минуту. Промежуток времени от момента, когда открывается клапан, до момента схлопывания пузыря не достаточно постоянен для того, чтобы одновременно использовать несколько источников. Пар можно высвобождать в воду через несколько клапанов, чтобы образовалось несколько пузырей и получился сложный импульс с широким частотным спектром. Инъекция пара создает предшествующий сейсмический импульс, когда открывается клапан, но основной сейсмический импульс излучается в момент схлопывания пузыря. Предшествующий импульс опережает основной примерно на 50 мс, и его амплитуда может составлять 20 % от амплитуды основного импульса. Сейсмическая запись приводится ко времени открывания клапана; временная задержка между этим моментом и излучением основ-

ного импульса устраняется в процессе дальнейшей обработки. Форма волны, образованной источником Вейпоршок, показана на рис. 5.45, г.

д) *Другие источники.* В морском варианте метода Вибросейс часто используется несколько источников одновременно. Основная трудность применения этого метода на море состоит в том, что длина свил-сигнала должна быть короткой (поскольку судно непрерывно движется, длинные свип-сигналы приводят к получению растянутого линейного источника и нежелательному «смазыванию» данных), поэтому излучается недостаточная энергия.

В 1981 г. большинство сейсмических кораблей в качестве источников энергии было оснащено воздушными пушками (см. табл. 1.4). Остальные использовали Вейпоршок, шланговые излучатели, Максипалс и другие источники. Время от времени продолжали появляться новые источники.

е) *Другие типы источников.* Часто применяется группирование нескольких морских источников. При этом срабатывание отдельных элементов синхронизируется управляющей системой, которая управляет срабатыванием каждого источника и использует принцип обратной связи для «настройки» группы. Одна из такого типа систем [154] следит за формой импульса вблизи каждого источника с помощью гидрофонов и выстраивает пики так, чтобы максимизировать пиковое давление. Синтезированный таким способом сложный импульс регистрируется и используется при последующей обработке для устранения малых вариаций времени (см. § 8.2.1д).

Характеристики морских источников отличаются тем, что после пика высокого давления наблюдаются более слабые вторичные осцилляции. Это можно проследить эмпирически, осуществляя возбуждение в глубокой воде (так, чтобы реверберации в водном слое не осложняли записи) и наблюдая форму волны с помощью калиброванного гидрофона на 75—100 м ниже источника. Такой эксперимент кажется несложным, но осуществить его на практике довольно трудно. Поддерживать гидрофон на фиксированном расстоянии от источника во время движения корабля очень сложно, и статические расчетные условия очень сильно отличаются от условий эксперимента. Можно использовать стандартные калиброванные гидрофоны, выходной сигнал которых зависит от полосы пропускания, согласования сопротивления, затухания и т. п., но смысл результатов может оказаться сомнительным, поскольку форма импульса источника зависит от глубины погружения источника, расстояния между приборами в группе, времени срабатывания и т. п. Действие источника можно улучшить, если измерить пиковую энергию

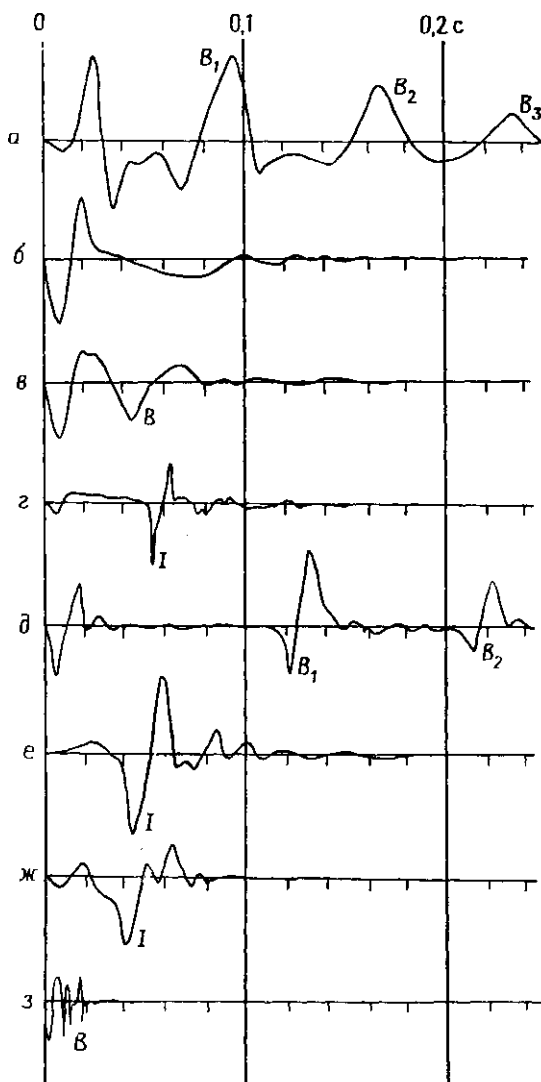


Рис. 5.45. Форма волны в дальней зоне для морских сейсмических источников. *а* — одиночная пневмолушка объемом 120 дюйм³; *б* — группа пневмолушек различных объемов, подобранная так, чтобы ослабить эффект пульсации пузыря в результате ослабления при интерференции; *в* — шланговый взрыватель; *г* — Вейпоршок; *д* — Максигалс; *е* — Флексшок; *ж* — водяная пушка; *з* — спаркер с энергией 5 кДж. Кривые характеризуют форму волны, но не амплитудные соотношения. Буквой *В* отмечены пульсации пузыря; интервал между последовательными пульсациями уменьшается со временем; буквой *И* помечен момент схлопывания пузыря. (Рис. *а* и *ж* взяты из книги [116]; *б*, *в* и *д* — из [223]; *г* — [56]; *е* — из материалов фирмы-изготовителя; *з* — из [93].)

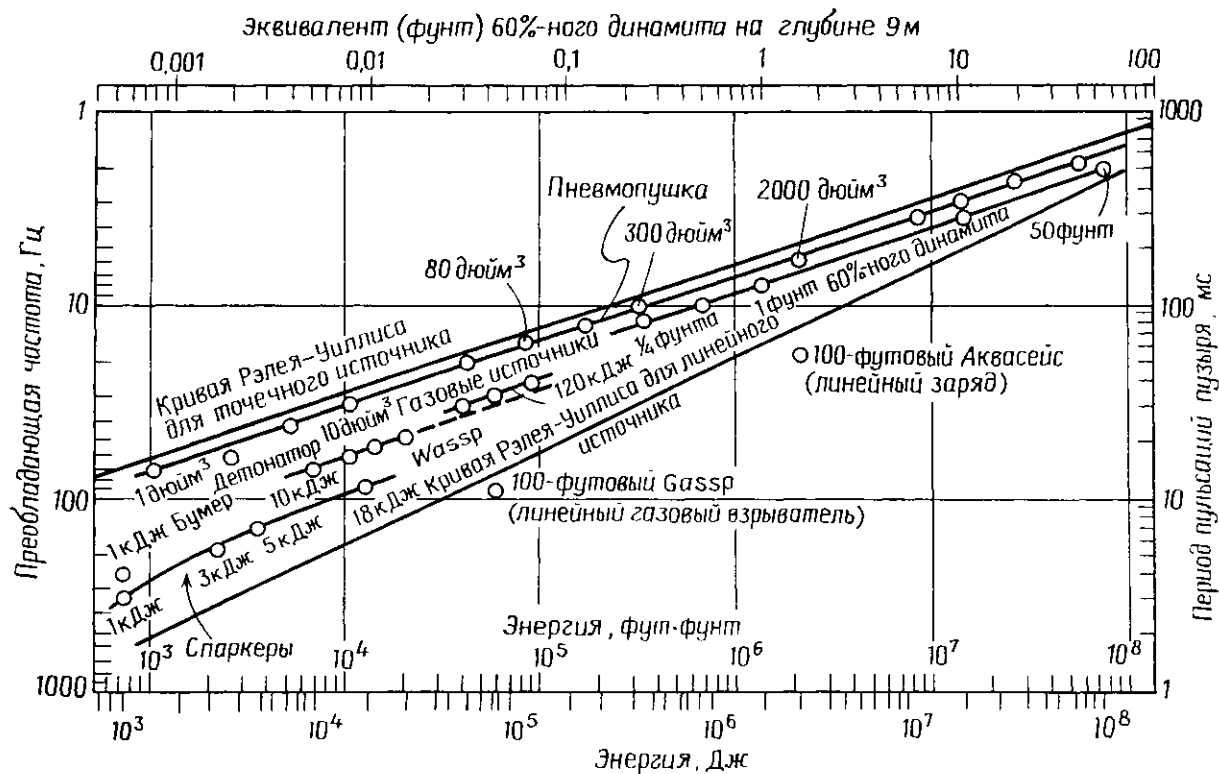


Рис. 5.46. Зависимости энергия — частота для морских источников на глубине 9 м [93].

при заглубленном источнике и очень широкой полосе пропускания, а полосу пропускания определять при малой глубине погружения источника (так, чтобы на высоких частотах сказались усиление за счет волн-спутников от поверхности), после чего выбрать лучший вариант по минимальному числу повторных ударов, подбирая различные времена срабатывания источников. Форма импульсов для различных типов источников представлена на рис. 5.45.

Изучая звуковые волны, излучаемые пульсирующими паровыми пузырями, Рэлей [148] связал частоту пульсаций с радиусом пузыря, давлением и плотностью жидкости, а Уиллис [222], исследуя подводные взрывы, выразил эту зависимость через энергию источника (формула Рэля — Уиллиса):

$$T = 36\rho^{1/2} \mathcal{P}_0^{-5/6} E^{1/3}, \quad (5.20)$$

где T — период пульсаций пузыря в секундах, ρ — плотность жидкости в г/см³, \mathcal{P}_0 — абсолютное гидростатическое давление в паскалях (Н/м²) и E — энергия в джоулях. Если для морской воды принять плотность равной 1,024 г/см³ и заменить \mathcal{P}_0 на $(h + 10)$, где h — глубина в метрах (10 м соответствует одной атмосфере), то формула видоизменится следующим образом:

$$T = 0,017 E^{1/3} (h + 10)^{-5/6}. \quad (5.21)$$

На рис. 5.46 приведены энергии различных источников в зависимости от преобладающей частоты. В общем случае большей энергии соответствует более низкочастотный спектр и наоборот.

5.5.4. Морские сейсмоприемники

Гидрофоны или морские сейсмоприемники давления, как правило, относятся к пьезоэлектрическому типу [218]. В их конструкции используются синтетические пьезоэлектрические материалы, такие, как цирконат и титанат бария или метаниобат свинца. Пластина пьезоэлектрического материала обладает свойством создавать электрическое напряжение между противоположными поверхностями, если ее подвергнуть механическому изгибанию. Тонкие электроды, помещенные на этих поверхностях, позволяют образовать электрическую цепь и измерить это напряжение. Чувствительным элементом дисковых гидрофонов (рис. 5.47, а) служат две круглые пластинки пьезоэлектрической керамики на концах полого латунного цилиндра. Электрическая цепь выполнена так, что если обе пластины прогибаются внутрь, реагируя на увеличение давления со стороны внешней среды, то возникающие напряжения складываются,

а если они изгибаются в одном и том же направлении, реагируя на ускорение, они взаимно уничтожаются (рис. 5.47, б). Эта особенность носит название *гашение ускорений*. Основными элементами цилиндрических гидрофонов (рис. 5.47, в) являются тонкие полые цилиндры пьезоэлектрической керамики, закрытые на концах латунными заглушками. Изменение давления

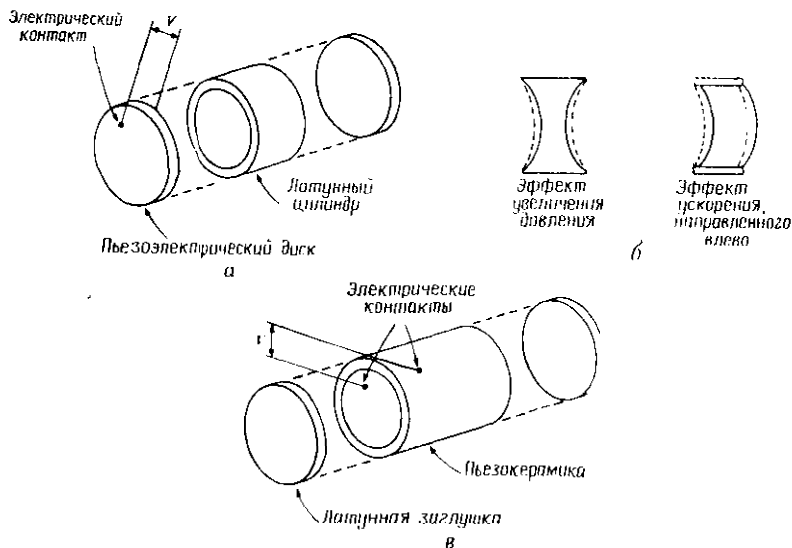


Рис. 5.47. Гидрофоны: а — дисковый гидрофон; б — гасящий ускорения дисковый гидрофон; в — цилиндрический гидрофон.

в среде, окружающей цилиндр, деформирует керамику и, следовательно, вызывает появление электрического напряжения между внутренней и внешней стенками цилиндра.

Чувствительность каждого элемента гидрофона мала, поэтому их обычно объединяют в ряды, содержащие от 3 до 50 элементов, чтобы получить группу гидрофонов; элементы в группе распределяют по длине 3—50 м. Пьезоэлектрические гидрофоны обладают высоким внутренним сопротивлением, поэтому каждая группа обычно снабжена согласующим трансформатором. Иногда вместо трансформаторов используются предварительные усилители электрического тока.

Обычные геофоны воспринимают скорость смещения (см. (5.16)), гидрофоны же реагируют на изменения давления, т. е. ускорение (см. (2.85)). Следовательно, характеристика гидрофона отличается от характеристики геофона коэффициентом $j\omega$ (см. (2.86)), что выражается в фазовом сдвиге на 90° (обусловленном множителем j) и подъеме на 6 дБ/октава (обусловлен-

ном множителем ω). Поскольку давление всестороннее, выходной сигнал отдельного гидрофона не зависит от направления подхода волны; в случае же геофона смена направления распространения на обратное приводит к инверсии выходного сигнала. Амплитуда изменения давления максимальна на глубине $\lambda/4$ (см. задачу 2.30).

Гидрофоны объединяют в длинные косы, буксируемые за сейсмическим кораблем на глубине порядка 10—20 м. Сейсмическая коса схематически показана на рис. 5.48, а фотография секции косы приведена на рис. 5.49. Гидрофоны, соединительные

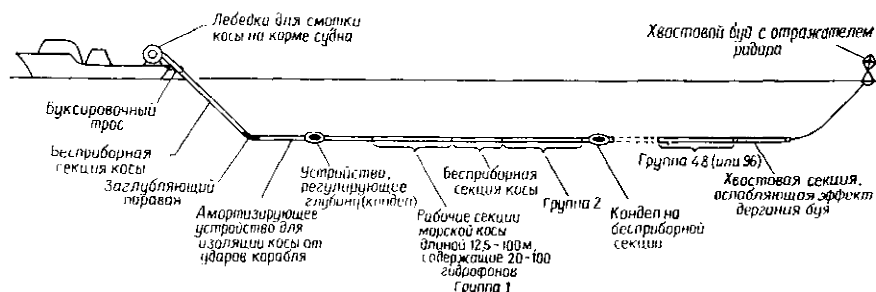


Рис. 5.48. Положение сейсмической косы во время работы [179].

провода и буксировочный трос для снятия натяжения косы помещены внутри неопренового шланга, который заполнен более легкой, чем вода, жидкостью для того, чтобы придать косе нейтральную плавучесть, т. е. чтобы средняя плотность шланга и его содержимого равнялась плотности морской воды. Между кормой судна и первой группой гидрофонов оставляют ведущую секцию длиной порядка 100 м. Пустыми секциями иногда также перемежают отдельные группы гидрофонов, чтобы получить необходимую длину косы. Последняя группа часто сопровождается хвостовой секцией, к которой прикреплен буй, движущийся по поверхности. Визуальное или радарное наблюдение за этим буюм используется для определения величины дрейфа косы от постоянного курса сейсмического корабля (вызванного морскими течениями). Буй помогает также найти косу в случае ее неожиданного обрыва. Общая длина косы в воде 1000—2400 м, иногда даже более 2400 м. Устройства для регулировки глубины погружения косы (такой параван показан на рис. 5.49) закреплены на косе в нескольких (от 5 до 12) точках. Они чувствительны к гидростатическому давлению, и их лопасти наклоняются, приводя к тому, что поток воды, набегающий на них, поднимает или опускает сейсмическую косу до нужной глубины. Когда коса неподвижна, параваны неэффективны. Глу-

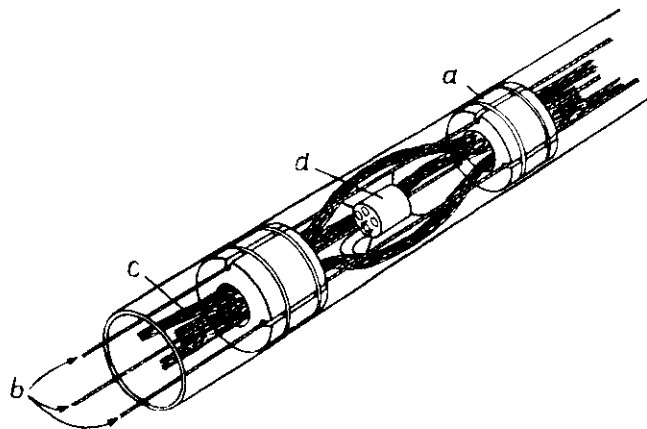


Рис. 5.49. Схема и фотография сейсмической косы. Пластмассовые разделители *a* соединены тремя эластичными проводками *b*; связка электрических проводов *c* проходит сквозь отверстия разделителей. Гидрофон помечен буквой *d*. Сейсмическая коса помещается в мягкую пластмассовую оболочку, наполненную жидкостью, которая обеспечивает косе нейтральную плавучесть. Устройства для регулировки глубины погружения (*e*) закреплены на косе. [С разрешения «Сейсмик энджиниринг»]

бину, которую стремятся поддерживать параваны, можно регулировать сигналом, передаваемым по косе, чтобы изменять ее в соответствии с изменениями глубины воды или чтобы дать возможность судну пройти над косой.

В нерабочем состоянии косу наматывают на барабан большого диаметра с помощью лебедки на корме корабля. С интервалом в несколько метров внутри косы могут быть вставлены устройства для определения глубины с целью ее контроля. Кроме того, внутрь косы вставлены на ряде интервалов приемники водной волны; они представляют собой высокочастотные гидрофоны (500—5000 Гц), которые регистрируют волны, распространяющиеся в толще воды. Зная скорость звука в воде, по времени вступления водной волны можно найти расстояние до источника. Магнитные компасы с дистанционным управлением также могут быть вмонтированы в косу, чтобы фиксировать ее ориентацию. Течение, перпендикулярное направлению сейсмического профиля, иногда приводит к «размазыванию» глубинных точек, а падение отражающей границы в направлении, перпендикулярном сейсмическому профилю, может быть ошибочно принято за скоростные изменения (см. задачу 5.25).

Морская приемная система регистрирует различные типы шумов [19]: 1) окружающий шум, порожденный движением волн, судов, подводным животным миром и т. п.; 2) локально обусловленный шум в водной толще, вызванный турбулентностью за счет движения в воде буксирующего косу кабеля, заглубляющего паравана, устройств для регулировки глубины погружения косы и хвостового буя, а также шум, излучаемый винтами корабля, двигателями и прочими механическими устройствами; 3) механически обусловленный шум, распространяющийся по косе в результате вибрации кабеля, подергивания хвостового буя и т. п. В обычных условиях доминируют шумы третьего типа, но в бурную погоду начинает преобладать первый тип. Шум, связанный с буксировкой, ослабляют: а) делая косу, насколько это возможно, гладкой и устанавливая параваны и другие устройства, нарушающие гладкость косы, по крайней мере в 3 м от ближайшего гидрофона, б) используя ведущую секцию для увеличения расстояния между кораблем и ближайшей группой гидрофонов, в) применяя не стальные сегменты, а податливые и растягивающиеся секции из нейлона для ослабления колебаний, передающихся по косе. Иногда используются специальные короткие косы для регистрации на малых удалениях, поскольку при работе с основной косой обычно остается довольно значительное расстояние между кормой корабля и ближайшей группой гидрофонов.

В 1981 г. в основном применялись косы с числом каналов от 48 до 96, но иногда и до 500 каналов. Увеличение числа ка-

налов позволяет уменьшать размер групп и в то же время сохранять широкий диапазон удалений. При числе каналов более 96 данные, как правило, дискретизируют в косе и в цифровом виде передают по одноканальному коаксиальному кабелю. Это снижает искажения, обусловленные утечкой и неидентичностью линий передачи.

5.5.5. Определение местоположения на море

а) Общие требования. Морская сейсмическая навигация включает два аспекта: 1) помещение судна в заданную точку и 2) определение истинного положения судна для правильной привязки данных. Иногда (например, при рекогносцировочных исследованиях) не так важно, чтобы данные были получены строго в заданном месте при условии, что впоследствии можно точно определить истинные положения точек, где проведен сбор данных. При оценке точности навигационных методов следует делать различие между абсолютной и относительной точностью. Абсолютная точность важна для привязки морских исследований к наблюдениям на суше и при последующем возврате к некоторым точкам, например, чтобы определить местоположение прибрежной скважины. Относительная точность важна прежде всего для того, чтобы обеспечить правильное положение одного сейсмического профиля относительно другого. Требуемая относительная точность составляет ± 15 м, в то время как абсолютная точность порядка ± 100 м обычно считается удовлетворительной. В трехмерных исследованиях (когда падение слоев должно быть определено точно путем сравнения близко расположенных профилей) может потребоваться точность ± 25 м или даже более высокая, а в локальных наблюдениях (где придонные осадки изучаются с инженерными целями) точность составляет ± 40 м. Реальная точность, получаемая в поле (которую, как правило, очень трудно оценить), зависит от примененной системы наблюдений и аппаратуры, расположения береговых и подвижных станций, вариаций в распространении радиоволн, инструментальных погрешностей, ошибок оператора и т. д. Системы, способные обеспечить необходимую точность при благоприятных условиях, реализуют ее при геофизических наблюдениях только в том случае, если постоянно осуществляется тщательный контроль за их работой [180].

Навигационные системы обычно измеряют один из следующих параметров: 1) промежуток времени между излучением и приемом сигнала, по которому определяется расстояние; 2) разницу во времени приема двух сигналов, по которой рассчитывается разница в расстоянии; 3) сдвиг по частоте, обусловленный доплеровским эффектом, по которому вычисляется скорость; 4) ускорение по данным ориентированных акселеро-

метров; 5) направление на север, обычно определяемое гирокомпасом. В случае измерений скорости и ускорения положение объекта определяется интегрированием. Навигационные системы можно также классифицировать в соответствии со способом определения местоположения объекта: 1) определение местоположения относительно известных географических пунктов; 2) счисление пути, при котором местоположение вычисляется с помощью экстраполяции относительно известной предыдущей точки и известного направления; 3) астрономические измерения, основанные на наблюдениях высоты Солнца или звезд в конкретное время и измерениях относительно навигационных спутников.

Можно применять различные типы навигационных систем: радиолокационные, звуковые, инерциальные, спутниковые и т. д. Каждый тип имеет свои преимущества и недостатки; поэтому часто применяют комбинацию систем, чтобы достоинства одной из них могли компенсировать недостатки другой.

б) Радионавигация. Радионавигация, которая основана на использовании радиоволн, применяется для определения местоположения на море относительно фиксированных береговых станций. Радионавигационные методы можно разделить на два основных типа в зависимости от характера измерений: а) системы, которые измеряют время, необходимое для прохождения коротковолнового электромагнитного импульса от подвижной станции до фиксированной береговой (примерами являются радар, Шоран, Лоран-С (мода ро-ро)), и б) системы, которые измеряют разность времен пробега (или фаз) сигналов от двух или большего числа береговых станций (к ним относятся Рэй-дист, Лорак, Декка Навигатор (Мейнчейн), Палс-8, Хи-фикс, Торан, АНА, Арго, фазовая модификация Лоран и Омега). Угловые измерения, как правило, в радионавигации не используются, так как с помощью антенн допустимого размера определить направление с достаточной точностью невозможно.

Радар и Шоран основаны на одном принципе. Радар использует отражение импульсов от некоторого объекта, при этом расстояние до отражающего объекта равно половине произведения двойного времени пробега отраженного импульса и скорости радиоволн. Шоран отличается от радара тем, что целью является береговая станция, которая принимает импульсы и ретранслирует их с усилением мощности, так что возвратившийся импульс достаточно интенсивен. Используются две или более береговых станций, и местоположение подвижной станции находится пересечением дуг, как показано на рис. 5.50.

Радар и Шоран — это системы, работающие на высоких частотах. Диапазон работы радарных установок составляет 3000—

10 000 МГц, а установок типа Шоран 225—400 МГц. Поскольку такие высокие частоты практически не преломляются в атмосфере, эти методы пригодны только для определения прямолинейных расстояний. При обычной высоте антенны порядка 30 м дальность действия Шорана составляет около 80 км. Если береговые станции располагаются на прибрежных холмах,

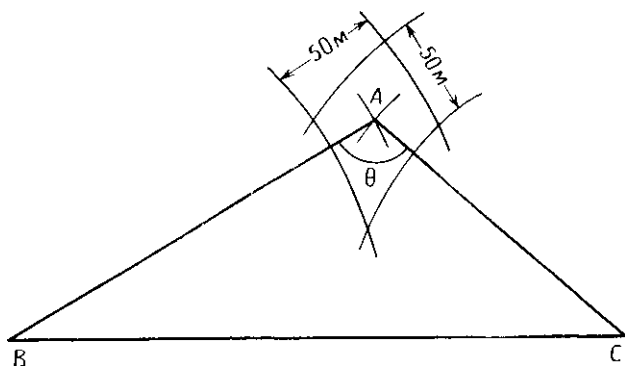


Рис. 5.50. Влияние угла, под которым виден объект с двух береговых станций, на ошибки в определении его местоположения с помощью системы Шоран. θ — угол видности, A — подвижная станция, B и C — береговые станции. Точка A может находиться внутри «параллелограмма», образованного четырьмя дугами. (Заметим, что ошибки в определении расстояния даны не в масштабе.)

можно достичь большей дальности. Используя очень чувствительное оборудование (направленные антенны и предусилители), можно добиться дальности до 250 км; эта модификация называется *Шораном повышенной дальности действия* или *XR*. Оказывается, что увеличение дальности за пределы прямолинейного распространения радиоволн обусловлено рефракцией, дифракцией и рассеянием волн в тропосфере. В некоторых тропических и субтропических районах сильные температурные градиенты в атмосфере преломляют радиоволны так, что может быть достигнута дальность в 300 км и более.

Расстояние между установкой на корабле и каждой береговой станцией обычно измеряется с точностью до ± 25 м ($\pm 0,2$ мкс), иногда до ± 5 м. Ошибка в нахождении местоположения зависит главным образом от угла между прямыми, соединяющими береговые станции с подвижной станцией, как это показано на рис. 5.50; углы между 30° и 150° обычно считаются приемлемыми.

Ряд систем имеет в своей основе те же принципы, что и Шоран, но использует более высокие радиочастоты; эти системы «запрашивают» небольшое устройство — приемопередатчик, импульсный повторитель, — которое излучает сигнал тотчас же по получении сигнала-запроса. Таковы системы RPS, Минирейнджер и Триспондер, использующие частоты около 9500 МГц, и Автотейп и Гидродист, работающие на частотах порядка 3000 МГц. Эффективная дальность действия этих устройств ограничена зоной прямой видимости, но все они имеют большое преимущество — портативность. Их точность очень высока — порядка 5 м.

Система Лоран-С излучает кодированную последовательность импульсных сигналов с частотой 100 кГц, стабильность периода повторений которых обеспечивается с высокой точностью атомными часами. Благодаря стабильности работы относительно дешевых атомных часов они очень подходят для синхронизации сигналов на борту корабля, по ним может быть определен момент излучения сигнала и, следовательно, расстояние до передатчика. Определение расстояния таким способом называется *ро-модой*, *ро-ро-* или *ро-ро-ро-*модами, если определяются расстояния до одного, двух или трех передатчиков. Несмотря на то что длина волны составляет 3 км, расстояния можно определять с точностью до 20—100 м. Однако если измеряются длинные траектории пробега волн, то даже очень малые изменения скорости радиоволн, обусловленные вариациями проводимости земли или влажности атмосферы, могут внести заметные *ошибки за счет длины траектории* (см. задачу 5.27). Чтобы минимизировать подобные ошибки, систему следует калибровать для локальных условий. Атомные часы на борту корабля подвержены медленному дрейфу — постепенному изменению эталонной величины, и этот дрейф необходимо проверять каждые несколько дней.

Если две береговые станции одновременно излучают радиосигнал и кодированную последовательность импульсных сигналов, на подвижной станции можно измерить разницу во временах прихода и таким образом найти разность расстояний до двух береговых станций. Геометрическое место точек с постоянной разностью расстояний до двух береговых станций (например, *A* и *B* на рис. 5.51) является гиперболой с фокусами в точках расположения этих двух станций; следовательно, одно измерение определяет гиперболу *PQ*, проходящую через точку расположения подвижной станции *R*. Если измерить разность времен прихода для второй пары станций (например, *B* и *C*), положение подвижной станции также будет лежать на гиперболе *VW* и, следовательно, определяться пересечением двух гипербол.

Этот принцип лежит в основе способа фазового сравнения в системах Лоран и Омега, государственных (США) радионавигационных системах большого радиуса действия. Омега — глобальная система, но использование в ней больших длин волн (23—30 км), а также сезонные и суточные вариации в ионосфере препятствуют достижению точности более высокой, чем

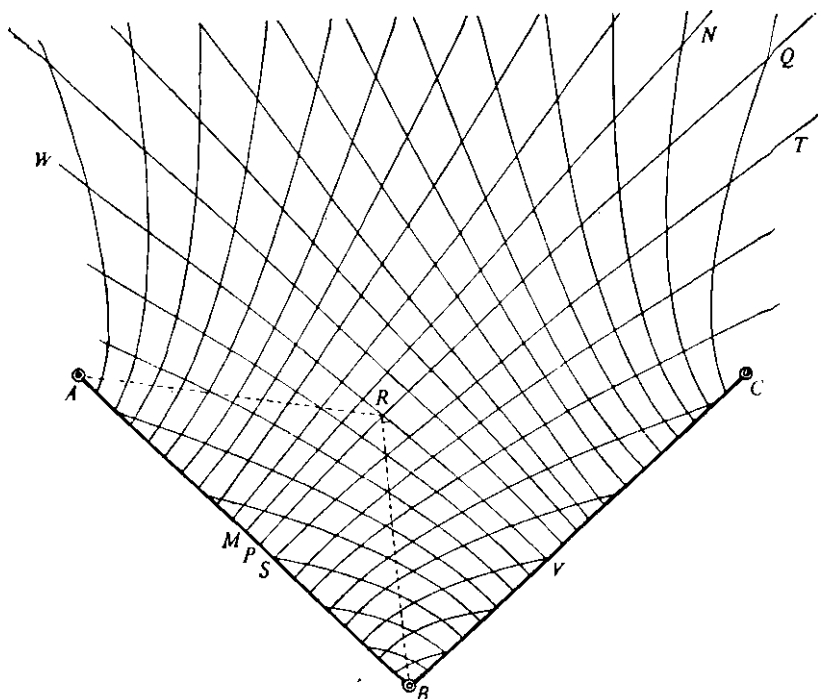


Рис. 5.51. Гиперболические координаты радионавигационных систем.

порядка 1 км. Система Лоран-С действует на большей части северного полушария, в частности в американских и европейских водах. Если принимать соответствующие меры, точность способа фазового сравнения системы Лоран-С может быть почти такой же, как и ро-ро-моды. Декка Мейнчейн (или Навигатор) — другая, в общих чертах сравнимая с Лоран-С система — действует главным образом в Западной Европе.

Многие среднечастотные радионавигационные системы используют излучение непрерывных сигналов с нескольких станций, при этом положения определяются сравнением фаз сигналов. Фазосравнивающие системы, применяемые в сейсмической разведке, действуют, как правило, в диапазоне частот 1,5—4,0 МГц и характеризуются дальностью действия до 650 км,

Обращаясь снова к рис. 5.51, допустим, что береговые станции A и B излучают стабильные непрерывные синусоидальные сигналы, которые точно совпадают по фазе в точке M , срединной точке отрезка AB . Устройство для сравнения фаз на подвижной станции покажет нулевую разность фаз в точке M и во всех точках, лежащих на срединном перпендикуляре MN . Если отрезок $MP = \lambda/2$, сравнение фаз даст нулевую разность также и в точке P . Если подвижная станция перемещается от P в таком направлении, что разность фаз остается постоянной, это значит, что она движется по гиперболе PQ . В общем случае точка R , двигаясь так, что

$$RA - RB = n\lambda, \quad n = 0, \pm 1, \pm 2, \pm 3, \dots,$$

описывает семейство гипербол, изображенных на схеме.

Зона между двумя смежными гиперболами равных фаз называется *дорожкой*. Если мы начнем с известной точки и проведем непрерывную запись разности фаз, то будем знать, в пределах какой дорожки находится подвижная станция в любой заданный момент времени. Используя вторую пару станций (одна из которых может находиться в той же точке, что и станция из первой пары), излучающих другую частоту, мы получим второе семейство гипербол, а следовательно, другую гиперболическую координату подвижной станции. Точность определения координат уменьшается с увеличением ширины дорожки по мере того, как мы отходим от опорных станций, а также по мере того, как угол пересечения гипербол уменьшается, и имеет порядок 30—100 м. Однако, если потерян непрерывный счет дорожек, можно допустить серьезную ошибку в определении положения, так как фазовый компаратор дает только местоположение точки внутри дорожки, но не указывает, в пределах какой именно. Основным фактор, определяющий точность в системах реального использования, — это поддержание правильного счета дорожек. Интерференция с сигналами, отраженными от ионосферы, становится изменчивой при заходе и восходе солнца, когда слоистость ионосферы меняется в результате вызванной солнечным светом ионизации, и в такие периоды иногда трудно поддерживать правильный счет дорожек. Усовершенствования электронных схем (например, использование фазозапирающих петель) значительно облегчает проблему неверного счета дорожек. В дополнение к этому для облегчения идентификации дорожек излучаемые сигналы можно кодировать различными способами. Можно периодически менять частоту излучения станции с последующими фазовыми изменениями в заданном положении станции, которые можно использовать для идентификации дорожки.

С некоторыми системами, работающими в среднечастотном

диапазоне, используют атомные часы, чтобы сделать возможным применение таких систем для измерения расстояний. Атомные часы используются в системах Торан-О и АНА.

Для повышения точности путем устранения влияния вариаций в условиях распространения волн служит *метод транслокаций*. Он включает в себя использование для корректировки определения положения подвижной станции вариаций в наблюдениях, сделанных одновременно на какой-либо близкой опорной станции. Дифференциальная система Омега, основанная на методе транслокации, способна улучшить точность системы Омега примерно в пять раз.

в) *Акустическая навигация*. В акустических методах навигации используются измерения дальности и сдвига частоты сигнала с помощью гидролокатора. Для исследований на ограниченных площадях в пределах изучаемой площади ставят на якорь несколько акустических импульсных повторителей, называемых также пинджерами. Гидролокатор на корабле, положение которого нужно определить, посылает акустический сигнал, а преобразователи (пинджеры) излучают закодированные ответные сигналы, как только они уловят этот запрашивающий импульс. В большинстве систем измеряется двойное время пробега, но иногда для определения направления используется разность фаз на отдельных датчиках, помещенных на корабле (подобно тому как кинематический сдвиг дает кажущееся направление сейсмического луча). Четыре или более приемопередатчика можно установить на расстоянии примерно 1—6 км друг от друга там, где глубина воды достигает 20—500 м. Дальность работы улучшается, если их поместить в 5—10 м над морским дном. Имеются конструкции извлекаемых пинджеров с продолжительностью срока эксплуатации 5 лет.

Когда пинджеры уже установлены, их положение следует проверять не только в связи с неточностью определения их местоположения, но и для уточнения местных вариаций скорости и условий распространения волн. Проверка обычно делается с помощью отработки пересекающихся профилей по исследуемой площади с использованием других навигационных систем. Положение пинджеров следует периодически контролировать также и по той причине, что заякоренные приборы иногда смещаются, особенно во время штормов. Относительная точность определения координат, которую обеспечивают пинджеры, составляет ± 5 м, абсолютная же точность зависит от метода, примененного для нахождения местоположения самих пинджеров.

Доплеровский гидролокатор — это навигационная система, определяющая местоположение объекта по отношению к изве-

стной начальной точке путем измерения и интегрирования скорости судна по времени. Скорость судна определяется путем излучения с корабля акустических лучей в сторону дна моря в четырех направлениях (рис. 5.52). Сигналы, отраженные от

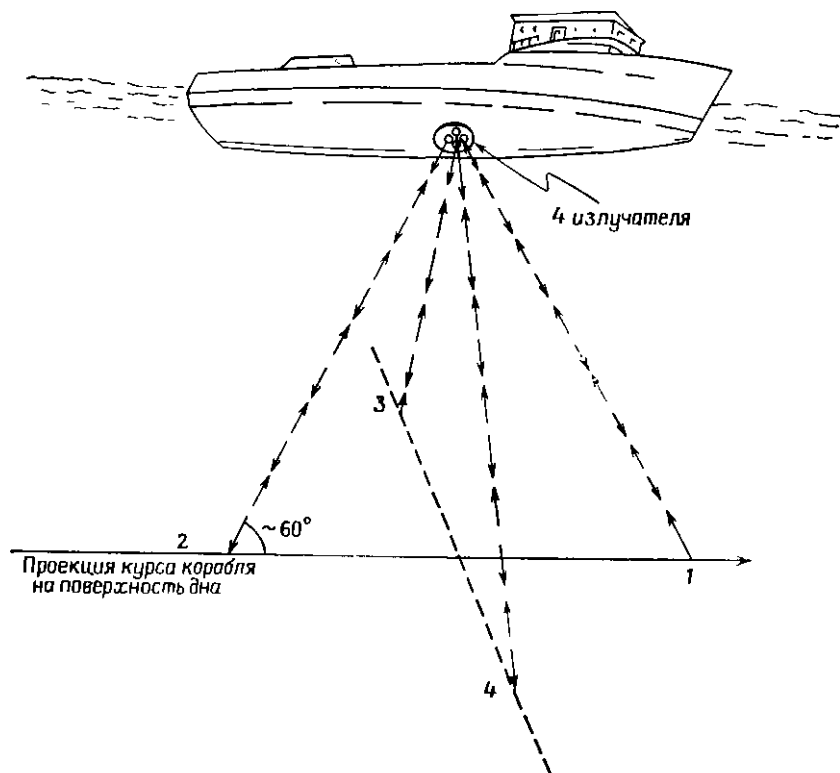


Рис. 5.52. Доплеровский гидролокатор [179]. Излучение в направлении: 1 — носа судна, 2 — кормы судна, 3 — левого борта, 4 — правого борта.

дна, возвращаются к приемникам на судне, но их частоты подвергаются доплеровскому сдвигу из-за движения корабля по отношению к дну моря. Сдвиг частоты каждого из сигналов дает компоненту скорости судна по одному из четырех направлений. Доплеровский эффект приводит к сжатию волновых фронтов впереди движущегося источника или создает эффект движущегося наблюдателя. Если V — скорость распространения волн в среде, а V_s — компонента скорости движения судна в направлении акустического луча, длина излучаемой волны будет равна $(V - V_s)/v_s$, но для неподвижного наблюдателя она будет V/v_1 ; следовательно, $v_1 = v_s V / (V - V_s)$. Если наблюда-

тель, обладающий компонентой скорости движения V_s , перемещается в направлении неподвижного источника, то для него будет выполняться соотношение $v_2 = v_s(V + V_s)/V$. В случае движущегося судна, когда перемещаются как источник, так и наблюдатель, будет справедливо выражение

$$v_2 = v_s(V + V_s)/(V - V_s). \quad (5.22)$$

Измерения по лучам, расходящимся в направлении носа и кормы корабля, осредняют, чтобы минимизировать эффекты, связанные с килевой качкой корабля, а измерения в направлении правого и левого борта компенсируют бортовую качку. На практике четыре пучка часто излучают в направлениях под углом 45° к курсу судна. Такая методика улучшает чувствительность системы по сравнению с измерениями вдоль курса и перпендикулярно к нему. Эти измерения позволяют получить истинную скорость судна (в сочетании с данными гироскопаса о направлениях), а местоположение судна можно найти путем интегрирования скорости. При интегрировании накапливаются малые ошибки в определении скорости, и это приводит к неточности в расчете местоположения порядка 100 м/ч. Требуемую точность поддерживают с помощью периодической корректировки, т. е. периодических определений координат путем независимых наблюдений. При большой глубине моря преобладает рассеяние лучей на неоднородностях в водной толще, и с помощью доплеровского сдвига скорость измеряется по лучам, отраженным внутри толщи воды, а не от морского дна, в результате чего точность определений существенно снижается. Система доплеровского гидролокатора, излучающая сигналы с частотой 300 кГц, может, как правило, «видеть» дно при глубине воды менее 200 м, а дальность системы с частотой 150 кГц составляет примерно 400—500 м.

г) *Инерциальные системы навигации.* В основе инерциальных систем навигации лежит измерение ускорения во взаимно перпендикулярных направлениях, интегрирование по времени его величины для получения скорости и вторичное интегрирование с целью вычисления местоположения относительно известной начальной точки. Акселерометры обычно устанавливают на устойчивой платформе, горизонтальное положение которой сохраняется с помощью системы поддержания уровня с обратной связью, а ориентировка в пространстве поддерживается гиросистемой, также снабженной цепью обратной связи. Периодическая корректировка по данным независимой навигационной системы снижает возможность накопления систематических ошибок. Погрешность инерциальных систем при их использовании в геофизических исследованиях увеличивается со скоростью порядка 200 м/ч.

д) *Спутниковая навигация.* Многие сейсмические корабли снабжены оборудованием для определения их местоположения по наблюдениям навигационных спутников. Морской флот США имеет в своем распоряжении несколько спутников «Транзит» (пять в 1981 г.) на полярных орбитах на высоте 1075 км над поверхностью Земли. Каждый спутник имеет период обращения вокруг Земли порядка 107 мин, находясь в зоне видимости примерно 18 мин (от горизонта до горизонта). Каждый спутник передает непрерывные сигналы с частотой 150 и 400 МГц. Частоты, измеренные приемником на судне, обладают доплеровским сдвигом из-за движения спутника относительно судна. На основании измерения доплеровского смещения рассчитывают разности между широтой и долготой судна и координатами спутника в ближайшей точке орбиты (см. рис. 5.53). Спутник передает информацию, которая позволяет определять его положение каждые две минуты. Мини-ЭВМ на корабле добавляет эту информацию к измерениям доплеровского сдвига, а также данным о скорости и курсе корабля, чтобы вычислить его местоположение. Спутник можно наблюдать на четырех или большем числе орбит каждый день; следовательно, каждый день возможно делать 20 и более определений местоположения судна. Однако спутники распределены по орбитам неравномерно и не обладают точно одинаковым орбитальным периодом, поэтому иногда видно сразу несколько спутников, а в другие периоды в течение нескольких часов не видно ни одного. Можно считать, что около двух третей «прохождений» спутников дает удовлетворительные засечки, или определения положения. Засечки по спутникам могут иметь точность в пределах ± 50 м, если точно известна скорость судна [194]. Принципиальным недостатком спутниковой навигации для целей сейсмической разведки является то, что она не дает никакой информации о местоположении судна в интервалы между засечками.

Обычно объединяют данные доплеровского гидролокатора, гирокомпаса и наблюдений за спутниками [95] или радио- и спутниковой навигации. Наблюдение спутников дает периодическую текущую информацию, необходимую для поддержания точности определений доплеровским гидролокатором, а также для устранения неоднозначностей или ошибок за счет длины траектории из данных радионавигации. Доплеровский гидролокатор вместе с гирокомпасом и (или) радиосистемами дает информацию о скорости судна, необходимую для точных засечек спутников.

Применяя систему минимальной сложности, можно определять положения объектов с достаточной для текущих задач точностью, однако всегда желательно иметь избыточные позиционные данные. Избыточность данных о местоположении обеспечи-

вает необходимый контроль неисправностей и повышает величину реально достижимой точности, что нельзя обеспечить иным способом. Кроме того, избыточность позволяет восстановить данные навигации в случае неудачных наблюдений. История

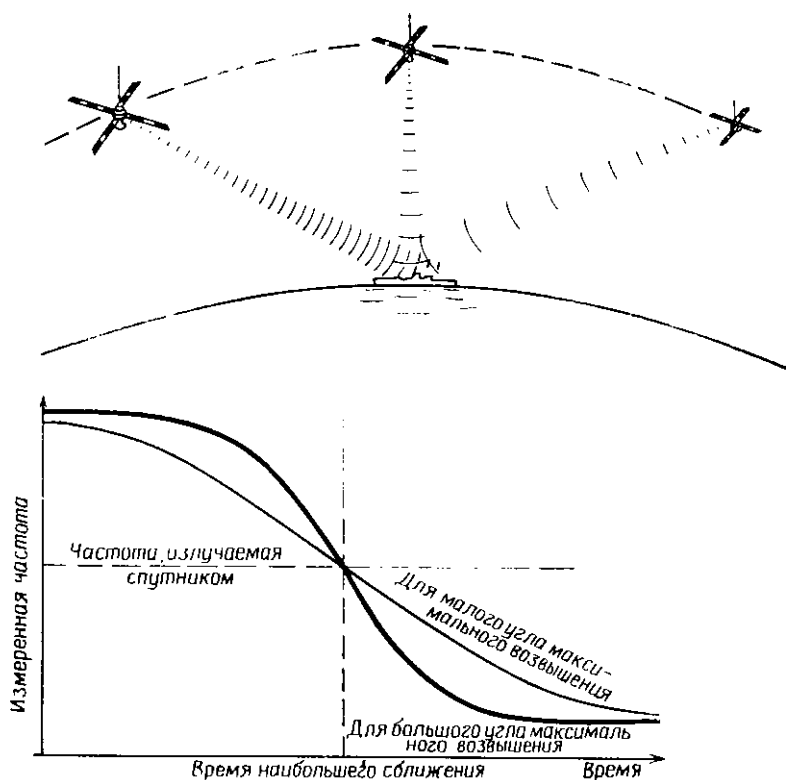


Рис. 5.53. Определение местоположения с помощью навигационного спутника [179].

морских геофизических работ знает много примеров полностью или частично пропавших влустую исследований из-за неудачной привязки на местности.

Неоднозначность определения местоположения можно значительно понизить путем последующего анализа данных. Данные, полученные позже в процессе исследований, могут быть полезны для уменьшения неоднозначности данных, собранных ранее. Часто ошибки в определении местоположения носят систематический характер, и в этом случае анализ всего объема дан-

ных может прояснить природу ошибок и сделать возможной их коррекцию. Точность пересчета местоположения точек в 1981 г. составляла около 15 м.

По плану спутниковая навигационная система Навстар (называемая также Глобальной позиционной системой, GPS) начнет действовать для использования ее вооруженными силами в 1988 г., но ни о перспективах ее использования в гражданских целях, ни о возможной точности такого применения пока ничего не известно. Система должна состоять из 18 спутников на высоте 20 000 км, по крайней мере три из которых будут видимы постоянно, так что система будет обеспечивать непрерывное определение трех координат объекта. Каждый спутник, снабженный атомными часами, будет вращаться по геосинхронной орбите.

5.5.6. Поток данных в морских исследованиях

Морское геофизическое судно оборудовано многочисленной аппаратурой, которая объединена в единую систему, а не является просто набором подсистем. Регистрируется следующая информация: местоположение, сейсмические данные, изменение магнитного и гравитационного полей, высокоразрешенные данные о поддонных осадках, глубина воды и другие сведения. Поток данных и команды обмена между элементами системы схематически показаны на рис. 5.54. В результате проведенных исследований обычно получают магнитные ленты с информацией трех типов: 1) навигационные данные, 2) сейсмические данные и 3) дополнительная информация, включающая данные магнитометрии, гравиметрии, эхолотирования плюс периферийные данные, такие, например, как запись глубины погружения сейсмической косы и отсчеты датчиков ориентации, датчиков широты и долготы, юлианских суток (номер суток в пределах календарного года по гринвичскому времени), время и данные о сейсмической регистрации, например номера сейсмических профилей и пунктов взрыва, номера файлов и параметры аппаратуры.

В дополнение к записанной на магнитных лентах информации обычно имеются контрольные записи сейсмических данных, сейсмический разрез, выведенный с переменной плотностью и составленный из трасс одиночного сейсмического канала, показания магнитометров и гравиметров, данные о глубине воды и высокоразрешенные разрезы коренных пород. Делаются дополнительные карты и записи курса сейсмического корабля. Записи измерений хранятся рулевым, штурманом, оператором и другими участниками исследований

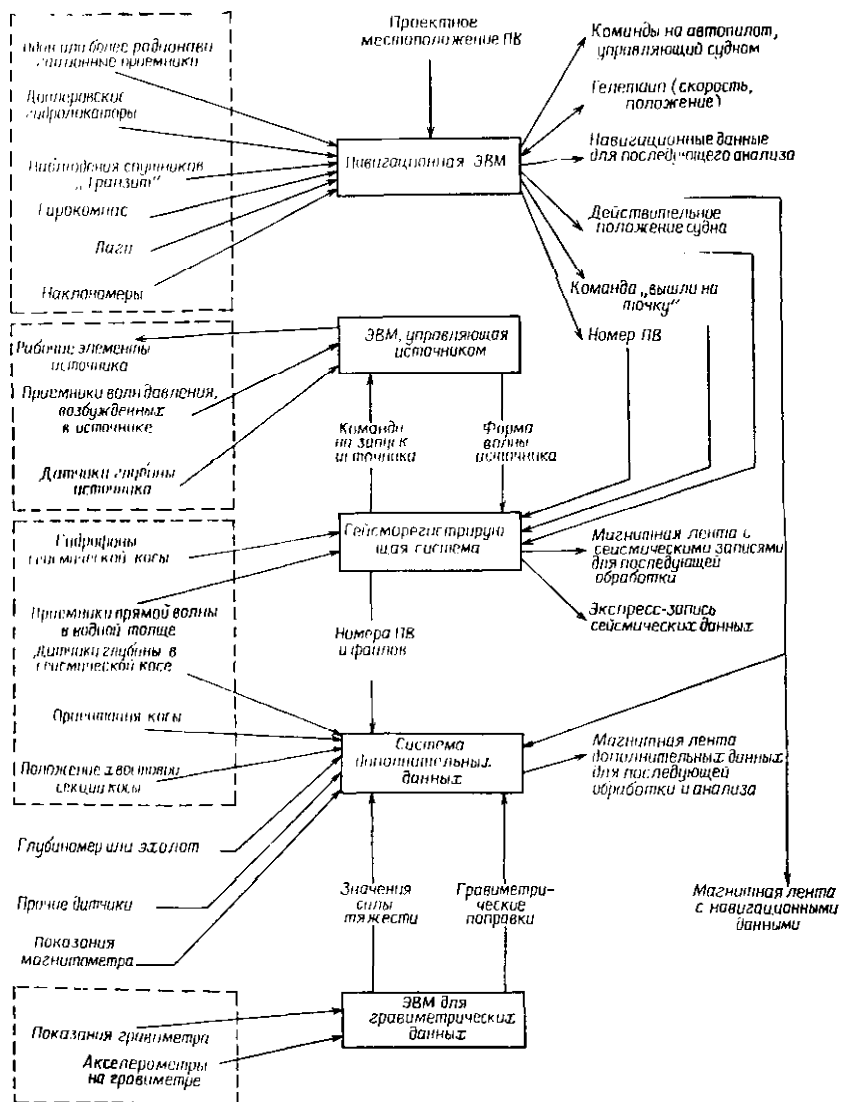


Рис. 5.54. Блок-схема организации потока данных при морских исследованиях. Отдельными кораблями не обязательно используются все приборы, приведенные на схеме, соединение устройств также может несколько отличаться [185].

5.5.7. Непрерывное профилирование

Непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) на акваториях отличается от стандартных морских исследований по методу ОГТ прежде всего тем, что его целью является картирование только верхней части осадочного разреза, иногда только неконсолидированных осадочных пород и самой верхней части уплотненных (обычная цель инженерных исследований), а иногда детальное изучение верхней толщи пород мощностью 1000 м. Профилирование также широко используется в океанографических исследованиях для изучения обширных площадей с небольшими затратами средств.

Для проведения профилирования требуются корабли меньших размеров и более слабые источники колебаний — следовательно, профилирование гораздо дешевле, чем стандартные морские сейсмические исследования. Более слабые по мощности источники излучают сигналы, обогащенные высокими частотами. Поэтому разрешающая способность этого метода, как правило, много выше, чем стандартных сейсмических работ. Обычно применяется только одна группа гидрофонов, но при этом возбуждение колебаний и регистрация происходят через такие короткие интервалы, что получается по существу непрерывная запись. Методика наблюдений подобна той, которая применяется для непрерывной регистрации глубины воды с помощью эхолота. Большинство профилографов, которые являются одноканальными устройствами, не способны осуществлять выбор между волнами по признаку нормального кинематического сдвига, и поэтому полезный интервал записи часто ограничен глубиной воды, т. е. временем прихода кратной в воде волны.

Источниками энергии, наиболее часто используемыми при проведении непрерывного профилирования, служат мощные эхолоты, электрические разряды, воздушные пушки и импловзивные источники. Мощные эхолоты — это, как правило, пьезоэлектрические приборы с чувствительным элементом из титаната бария или цирконата свинца. При деформации таких материалов возникают электрические поля (что используется в конструкции гидрофонов), но, кроме того, они меняют размеры, если их подвергнуть действию электрического поля. Благодаря этому свойству превращать электрическую энергию в акустическую и наоборот они являются пьезоэлектрическими *преобразователями*. Эхолоты, применяемые для проведения НСП, излучают более низкие частоты и обладают более высокими уровнями мощности, чем эхолоты для измерения глубины моря; их частотный диапазон составляет 2—10 кГц, а уровень мощности приблизительно равен 100 Вт. Частота повторения импульсов — примерно один раз в 2 с, а глубина проникновения в общем случае достигает

20–100 м. Внутридонные отражения обычно позволяют картировать слои илов и алевроитов, перекрывающих коренные породы, как это представлено на рис. 5.55. Иногда, проинтерпретировав характер отражений, удается выяснить природу осадков, чтобы найти, например, слои песка, которые могли бы поддерживать конструкции, возводимые на сваях. Иногда проводятся исследования с другими целями, например для определения положения трубопроводов, погруженных в глинистые илы.

Электрические разряды, которые применяются в качестве источников энергии при НСП и обычно называются *спаркерами*, используют разряд конденсаторов большой емкости для получения искрового пробоя между двумя электродами, помещенными в воду. Тепло, выделяющееся при разряде, превращает воду в пар, создавая эффект, эквивалентный небольшому взрыву. Обычно несколько источников типа спаркер соединяют параллельно для достижения большей глубинности исследований. С помощью ранних моделей можно было получить только небольшую глубину проникновения. Но современные группы спаркеров обладают мощностью до 200 кДж при частоте излучения 50–2000 Гц и позволяют увеличить глубинность примерно до 1000 м (хотя наиболее часто используется источник мощностью 5 кДж с глубиной проникновения менее 300 м; на рис. 5.45, з показана форма импульса, зарегистрированного от спаркера мощностью 5 кДж). Одна из модификаций спаркера, носящая название *Wassp*, отличается тем, что электроды соединены тонкой провололочкой, которая испаряется при разряде конденсатора. Это увеличивает длительность существования пузыря и, следовательно, усиливает низкочастотную компоненту сигнала. Такой источник применяется в пресной воде, где проводимость среды недостаточна, чтобы образовался разряд между несвязанными электродами на соответствующей базе.

Пневмопушки, применяемые при исследованиях по методу НСП, подобны тем, которые используются в морских работах по методу ОГТ, но отличаются от них меньшим объемом, вмещающим только один кубический дюйм воздуха под давлением 7 МПа, и характеризуются преобладающей частотой около 250 Гц. Среди применяемых в НСП импловзивных источников можно назвать уже описанный нами Бумер, который высвобождает энергию порядка 200 Дж и излучает сигнал с частотой от 50 Гц до нескольких килогерц.

Данные профилирования часто записываются на электрочувствительной бумаге с использованием ленточного регистратора. Вокруг цилиндра обернута проволока в виде спирали. При вращении цилиндра точка контакта проволоочки с металлической пластиной, касательной к цилиндру, линейно перемещается. Электрический ток, проходящий по проволочке к пластине че-

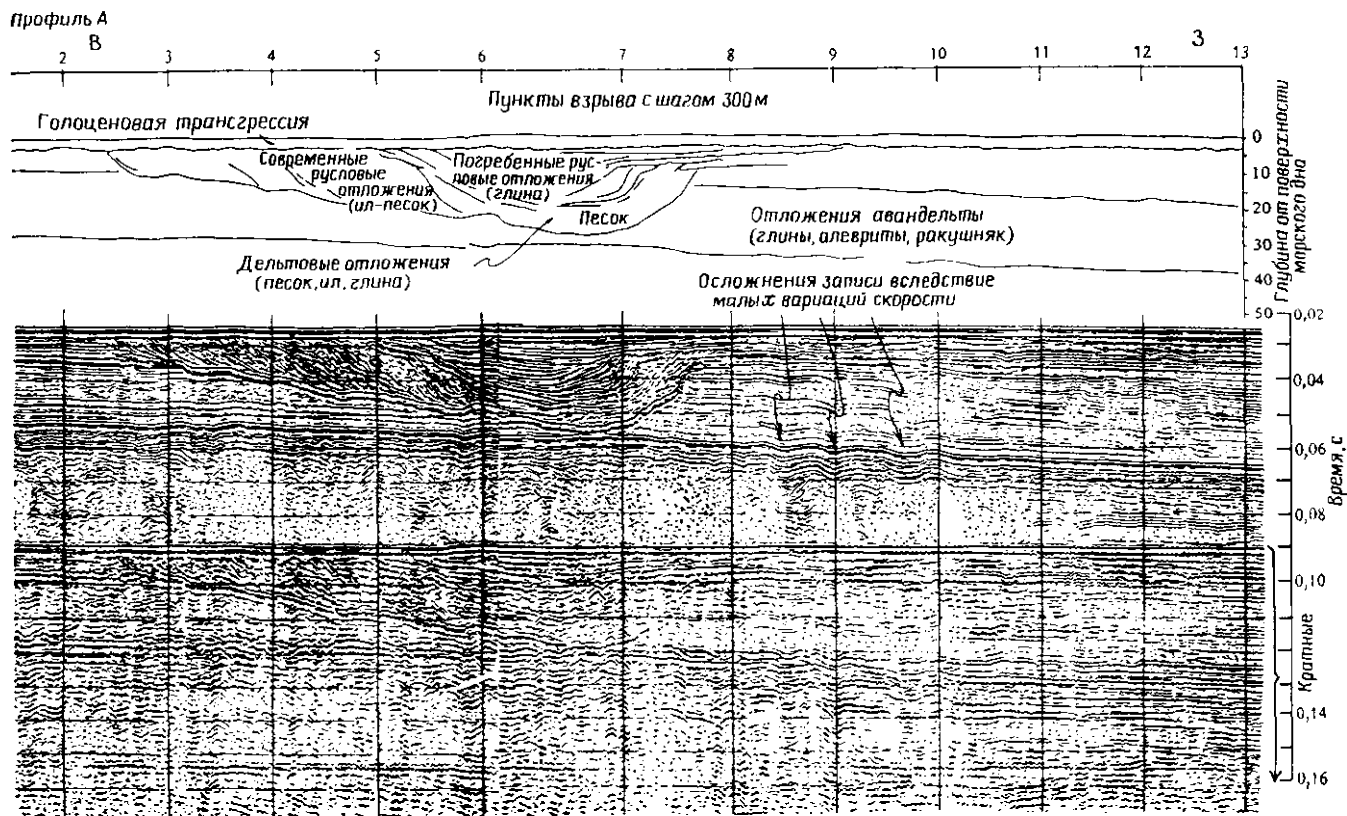


Рис. 5.55. Запись профилографа, демонстрирующая строение внутридонных отложений [89].

рез электрочувствительную бумагу, укрепленную между цилиндром и пластиной, образует на бумаге запись. В течение интервала регистрации бумага перемещается на небольшое расстояние в направлении, перпендикулярном оси цилиндра, поэтому последовательные участки записи оказываются примыкающими друг к другу. Возбуждение колебаний источником происходит в тот момент, когда проволочка касается бумаги в ее верхней части. Проходящий по проволочке ток пропорционален сейсмической энергии, зафиксированной гидрофоном. Длительность интервала между импульсами источника является величиной, кратной периоду вращения цилиндра (обычно 2 с), и запись обязательно ведется на каждом его обороте. Бывает, что записи осей синфазности отраженных волн с временами, превышающими период вращения цилиндра, накладывается на уже сделанную запись в верхней части бумаги; этот эффект иногда называют «наложением страниц» (рис. 5.56). Обычно по виду записи ясно, какие данные относятся к каждой из страниц, но в отдельных случаях этот эффект затрудняет правильную интерпретацию записей.

Многократные отражения от морского дна часто очень интенсивны и делают совершенно нечитаемой последующую часть записи [6]. При проведении исследований для инженерных целей, когда изучается в основном сравнительно тонкий слой неконсолидированных осадков, покрывающих коренные породы (как, например, на рис. 5.55), этот эффект обычно не составляет проблемы; там, где неконсолидированные осадки имеют большую мощность, придонный слой, как правило, рыхлый (в нем не наблюдается скачков акустической жесткости), и, следовательно, кратные отражения от дна сравнительно малоинтенсивны. В глубоководных океанографических исследованиях протекает довольно длительный период времени (широкое *окно*), прежде чем кратные волны от океанского дна подходят к приемникам (см. рис. 5.56), поэтому представляющая интерес зона разреза записывается без осложнений.

Непрерывное профилирование получило мощный стимул, когда в США вышло постановление об обязательном проведении археологических изысканий на участках, где предполагается возведение каких-либо сооружений (включая бурение скважин). Обычно на таких участках разбивается сеть профилей, отстоящих друг от друга на 150—500 м с секущими профилями через 500—1000 м. Хотя ценность таких исследований для археологии весьма сомнительна, полученная инженерная информация оказывается столь полезной, что во многих странах подобные исследования стали обычным явлением на площадях, окружающих намеченные для заложения буровых скважин участки. Высокая разрешающая способность, характерная для таких исследова-



ний, важна для решения задач, возникающих при заложении фундаментов сооружений, выявления приповерхностных сбросов, неустойчивых участков дна, мест просачивания газов и зон повышенного давления газа (по разрастанию амплитуд; см. § 9.8), которые представляют опасность при бурении скважин.

Профилографы становятся более сложными по мере того, как повышаются требования к детальности информации, получаемой с их помощью. Мощность источников увеличивается для достижения большей глубинности исследований, однако обычно это ведет к ухудшению разрешающей способности. Число групп гидрофонов растет, обеспечивая получение данных по методу ОГТ. Данные регистрируются на магнитную ленту для проведения последующей их обработки по типу стандартных сейсмических исследований. Вследствие этого различие между НСП и стандартными сейсмическими наблюдениями подчас стирается.

5.6. Редукция данных

5.6.1. Предварительная обработка

Начальный шаг обработки записей состоит в их документировании. Информация на этикетке сейсмограммы или сейсмического разреза включает: а) отождествляющие данные, такие, как название компании и проекта, б) номера профилей, в) описание схемы наблюдений (положение групп источников и приемников), г) параметры расстановки (число и шаг сейсмоприемников в группе, выносы пункта взрыва по линии профиля и перпендикулярно к нему), д) параметры источника (величина и глубина заряда ВВ или тип источника и способ группирования нескольких источников), е) параметры усиления (наличие фильтров и коэффициента усиления), ж) время отработки профиля, з) перечисление уже выполненных процедур обработки и т. д.

Рис. 5.56. Запись профилографа у берегов Японии. Отражение от дна *A* на времени 1,0—2,0 с соответствует глубине воды 750—1500 м. Между 30-мин отметками времени вверху записи судно проходит 8,5 км. Большинство однократных отражений замаскировано первой и второй кратными волнами, отраженными от дна (*B* и *H*). Вблизи *C* по отраженным волнам мощность осадков определяется величиной более 1 км; многократные волны, соответствующие этим отражениям, появляются в верхней части записи (они обозначены буквой *D* и являются результатом эффекта наложения страниц; шкала для них дана в середине рисунка). Сбросовый уступ на оксапском дне обозначен буквой *E*. Буквой *F* отмечены дифрагированные волны, вероятно, от деталей рельефа дна, несколько смещенных относительно линии профиля. Отметим трансгрессию налегание и утонение слоев над *G*. [С разрешения «Теледин»]

Такая информация уже может быть напечатана на выведенных из ЭВМ временных разрезах.

Расчет поправок за рельеф и зону малых скоростей описан в следующем разделе. Опорное время $t=0$ отмечено на записях; оно соответствует моменту взрыва, сдвинутому на величину поправок за рельеф и ЗМС, так чтобы времена прихода волн, измеренные по отношению к этому времени, соответствовали глубинам, измеренным от линии приведения. Марки времени размечаются с интервалом 0,1 с, начиная от времени приведения.

5.6.2. Поправки за рельеф и зону малых скоростей (статические поправки. — Перев.)

Изменения рельефа поверхности оказывают влияние на времена пробега волн, поэтому необходимо вводить поправки, компенсирующие влияние таких вариаций и, кроме того, изменений скоростей в ЗМС. Обычно выбирается *уровень приведения* и поправки рассчитываются в предположении, что пункты взрыва и сейсмоприемники расположены на поверхности приведения. При этом принимается, что условия возбуждения и приема одинаковы и что ниже линии приведения отсутствуют породы со скоростью, свойственной ЗМС.

Для корректировки данных за приповерхностные эффекты существует много методов. Схемы этих методов, как правило, основаны: 1) на значениях вертикальных времен, 2) на данных о волнах, преломленных в подошве ЗМС, или 3) на сглаживании отражающих горизонтов. Мы опишем несколько методов, простых в применении и подходящих для большинства ситуаций. Схемы автоматического ввода статических поправок, которые обычно включают статистические методы сглаживания отражений, будут рассмотрены в § 8.2.2. Допустим, что нам известны V_w и V_H — скорости в ЗМС и в слое, ее подстилающем; их можно найти по данным микросейсмического каротажа или же по первым вступлениям преломленных волн, как будет показано позже в этом разделе. При дальнейшем изложении мы будем считать, что источник колебаний помещен ниже подошвы ЗМС; если это условие не выполняется, в последующие уравнения данного раздела необходимо внести изменения (см. задачу 5.33).

Рис. 5.57 иллюстрирует метод получения поправки для величины t_0 — времени пробега волны от пункта взрыва до приемника по вертикали. Пусть E_d — превышение линии приведения, E_s — превышение поверхности в пункте взрыва, D_s — глубина источника под поверхностью наблюдений, а t_{uh} — вертикальное время, т. е. время, затраченное волной на прохождение по вертикальной траектории от источника в скважине к приемнику на поверхности в пункте взрыва (на практике этот приемник уста-

навливают примерно в 3 м от устья скважины). Отклонение траекторий отраженных волн от вертикали обычно достаточно мало, чтобы можно было считать их вертикальными. Следовательно, время, необходимое для прохождения волны от пункта взрыва вниз до линии приведения, равно

$$\Delta t_s = (E_s - D_s - E_d)/V_H. \quad (5.23)$$

Подобно этому, время, затрачиваемое волной на прохождение пути вверх от уровня приведения к сейсмоприемнику на поверхности в точке В, равно Δt_g , где

$$\Delta t_g = \Delta t_s + t_{uh}. \quad (5.24)$$

Тогда поправка для времени пробега в пункте взрыва Δt_0 будет

$$\Delta t_0 = \Delta t_s + \Delta t_g = 2 \Delta t_s + t_{uh} = 2 \{(E_s - D_s - E_d)/V_H\} + t_{uh}. \quad (5.25)$$

Вычитание Δt_0 из времени пробега t_0 эквивалентно помещению взрыва и группы приемников на поверхность приведения и, следовательно, исключению влияния ЗМС, если взрыв происходит

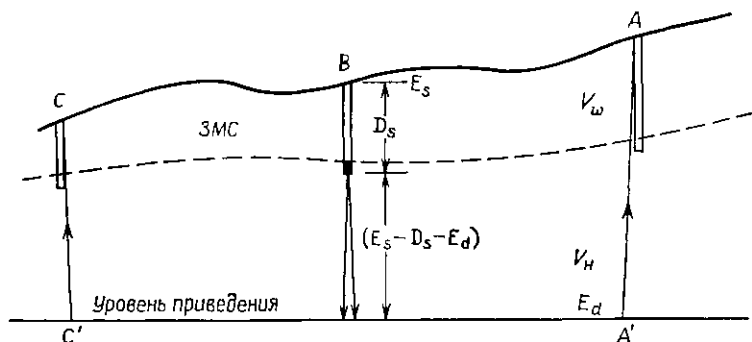


Рис. 5.57. К расчету статических поправок.

ниже ЗМС. В отдельных случаях источник может быть помещен гораздо ниже уровня приведения, и тогда величина Δt_0 примет отрицательное значение.

Если для расчета наклона границы используется формула (3.11), угловой кинематический сдвиг должен быть скорректирован за рельеф и ЗМС. Величины, требуемые в (3.11), представляют собой разности времен пробега в точках А' и С'. Когда проводится коррекция, величина Δt_c , называемая *дифференциальной поправкой за ЗМС*, равна разности времен пробега на противоположных концах симметричной расстановки для отражения от горизонтального слоя. Обратимся к рис. 5.57. Траектории от точки взрыва В вниз до горизонтального слоя и обратно к приемникам в точках А и С имеют одинаковые времена

пробега, за исключением отрезков $A'A$ и $C'C$ от линии приведения до поверхности. Принимая, как и ранее, что траектории $A'A$ и $C'C$ вертикальны, получим следующее выражение для Δt_c :

$$\Delta t_c = (\Delta t_g)_C - (\Delta t_g)_A = (\Delta t_s + t_{uh})_C - (\Delta t_s + t_{uh})_A, \quad (5.26)$$

где, как мы приняли, точки A и C являются пунктами взрыва; следовательно, величины в скобках нам известны. Если принять за положительное направление уклон вниз от A к C , тогда для получения времен пробега в точках A' и C' нужно алгебраически вычитать Δt_c из наблюдаемой разности времен пробега в A и C .

Для иллюстрации влияния этой поправки приведем следующий расчет. Выберем в качестве уровня приведения горизонтальную плоскость на высоте 200 м над уровнем моря, и пусть V_H равно 2075 м/с. Для трех последовательных пунктов взрыва A , B и C , обозначенных, как на рис. 5.57, имеются следующие данные:

		пв С	пв В	пк А	
Превышение поверхности	E_s , м	248	244	257	измеренные величины
Глубина взрыва	D_s , м	15	13	20	
Вертикальное время	t_{uh} , мс	48	44	53	
Время пробега источник — — уровень приведения	Δt_s , мс	16	15	18	расчетные величины
Время пробега уровень при- ведения — приемник	Δt_g , мс	64	59	71	
Поправка	Δt_0 , мс	80	74	89	
Дифференциальная поправ- ка	Δt_c , мс		—9		

Предположим, что при использовании симметричной расстановки из пункта взрыва B получены следующие данные по отраженным волнам: $t_0 = 2,421$ с, $t_A = 2,419$ с, $t_C = 2,431$ с. Тогда скорректированное значение t_0 будет $2,421 - 0,074 = 2,347$ с, а скорректированное Δt_d равно

$$\Delta t_d = 2,431 - 2,419 - (-0,009) = 0,012 + 0,009 = 21 \text{ мс.}$$

Допустим, что для другой отраженной волны $t_0 = 1,392$ с, $t_A = 1,401$ с, $t_C = 1,395$ с; тогда скорректированное значение t_0 равно 1,318 с, а скорректированное Δt_d равно

$$\Delta t_d = 1,395 - 1,401 - (-0,009) = -0,006 + 0,009 = +3 \text{ мс.}$$

Таким образом, введение дифференциальной поправки может менять кажущееся направление наклона, а также его величину.

Точная корректировка данных имеет чрезвычайно важное значение.

Часто требуется ввести статические поправки для пунктов приема, расположенных между пунктами взрыва, где нет скважинных данных. В этом случае для расчета поправок можно использовать годографы первых вступлений. На рис. 5.58 точка G соответствует положению приемника в интервале между соседними пунктами взрыва A и B , по которым известны годографы первых волн. Пусть t_{AG} и t_{BG} — времена первых вступлений волн, распространяющихся по траекториям $A'C'G$ и $B'C''G$.

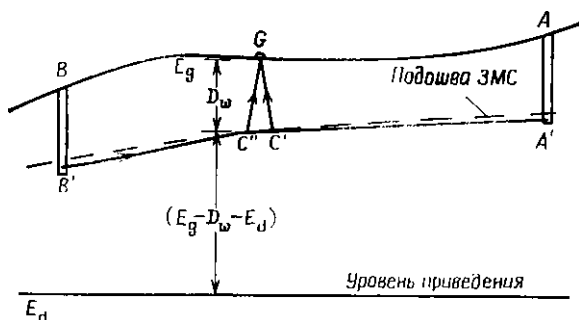


Рис. 5.58 К расчету статических поправок в точках приема между пунктами взрыва.

Поскольку отрезки GC' и GC'' почти всегда наклонены по отношению к вертикали не более чем на 20° , отрезок $C'C''$ достаточно мал. Следовательно, можно записать приближенное соотношение

$$t_{AG} + t_{BG} \approx A'B'/V_H + 2t_w \approx AB/V_H + 2t_w,$$

где t_w — время пробега в ЗМС, относящееся к точке G .

Таким образом,

$$t_w \approx 1/2(t_{AG} + t_{BG} - AB/V_H). \quad (5.27)$$

Вычитание величины t_w из времен пробега волны по существу перемещает приемник на подошву ЗМС; чтобы получить времена на уровне приведения, надо вычесть дополнительную величину

$$(E_g - E_d - D_w)/V_H,$$

где E_g — превышение в пункте приема, а D_w определяется перемножением t_w на V_w .

В отдельных случаях обрабатывают специальные профили МПВ, чтобы получить данные для расчета поправок в промежуточных пунктах приема. Для этих целей подходят профили стан-

дартного типа с использованием малых зарядов вблизи поверхности или невзрывных источников на поверхности наблюдений; их интерпретация проводится стандартными методами, например методом Виробека (см. § 6.2.2г), в которых определяются глубина и время пробега до подошвы ЗМС. В других случаях заряд ВВ можно поместить ниже ЗМС, как показано на рис. 5.59;

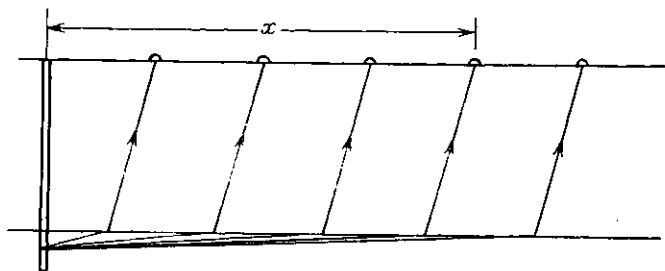


Рис. 5.59. Изучение ЗМС с помощью преломленных волн.

в этом случае нужно видоизменить формулу (3.30), поскольку взрыв происходит вблизи подошвы, а не в кровле верхнего слоя. Тогда

$$t = \frac{x - D_w \operatorname{tg} \theta}{V_H} + \frac{D_w}{V_w \cos \theta} = \frac{x}{V_H} + \frac{D_w \cos \theta}{V_w} \quad (5.28)$$

В большинстве методов введения статических поправок требуется знать скорости V_H и иногда V_w . Первую можно определить: 1) по микросейсмокаротажу; 2) из специальных наблюдений МПВ, описанных выше, и 3) путем анализа годографов первых вступлений для удаленных групп приемников (поскольку они эквивалентны профилю МПВ, пример которого показан на рис. 5.59). Скорость в ЗМС можно найти: 1) измеряя наклон годографа первых вступлений в пунктах приёма, расположенных вблизи точки взрыва (учитывая искривление траекторий); 2) поделив D_s на t_{uh} для взрыва, произведенного у подошвы ЗМС; 3) по данным сейсмического микрокаротажа или 4) взрывая дедонатор у поверхности и измеряя скорость прямой волны.

5.6.3. Прослеживание отражений и построение разрезов

Хотя процедуры, которые будут описаны ниже, использовались до наступления эры временных разрезов, обработанных на ЭВМ, они в отдельных случаях используются и теперь, а принципы, положенные в их основу, продолжают оставаться главными и при современной технике. Когда получена запись плохого качества, почти любая протяженная ось может быть ошибочно принята за отражение. Лучшим критерием в подобных случаях яв-

ляется правдоподобие полученной в результате интерпретации геологической картины. Если этот геологический результат не имеет смысла, следует с пристрастием пересмотреть геофизические данные. Естественно, «иметь смысл» для результата не означает подходить под наши заранее построенные гипотезы, а только — быть возможным с геологической точки зрения.

Когда интерпретатор решает, что ось синфазности действительно соответствует отраженной волне, он обычно помечает ее и проставляет на ней времена. Работая с отдельными записями симметричных расстановок, интерпретатор, как правило, прямо на сейсмограмме надписывает времена в центре записи и на двух крайних трассах (или разность времен в этих крайних точках Δt_d).

Кроме значений времен интерпретатор иногда оценивает характер отражений, например пишет буквы ОХ, Х, П, С (очень хорошее, хорошее, плохое, сомнительное). Эти оценки отражают степень уверенности в том, что это — однократное отражение, и характеризуют точность измерения времен. Иногда применяют двухбуквенную систему оценки, чтобы разделить характеристики степени уверенности и точности снятия времен.

Процесс идентификации осей синфазности на сейсмической записи, выбора и снятия значений времен по осям синфазности отраженных волн называется *корреляцией* отражений на записях. Рис. 5.60 демонстрирует эту процедуру.

Следующим этапом после корреляции волн на отдельных записях является подготовка сводного представления всех данных по конкретному профилю. Это можно сделать, построив сейсмический разрез на листе миллиметровки. Положения пунктов взрыва отмечаются вверху листа вдоль горизонтальной линии, соответствующей уровню приведения. Оси отраженных волн для каждой сейсмограммы наносят под пунктами взрыва в соответствии с их временами прихода. Часто сюда же наносят превышение поверхности, глубину взрыва, глубину подошвы ЗМС и времена первых вступлений.

Разрезы называются *временными*, если по вертикальной оси откладывают время, и *глубинными*, если вертикальная ось соответствует глубине. В отдельных случаях горизонтальная шкала дается в единицах времени (полученного делением горизонтальных расстояний на граничную скорость V_H , равную скорости в слое под ЗМС). Разрез считают *немигрированным*, когда времена отражений откладывают по вертикали под пунктом взрыва. *Мигрированный* разрез (например, на рис. 5.61) — это такой разрез, который мы считаем полученным на профиле, пройденном перпендикулярно линии простирания пласта, так что угловой кинематический сдвиг соответствует его истинному наклону, и предпринята попытка поместить отражающие площадки, кото-

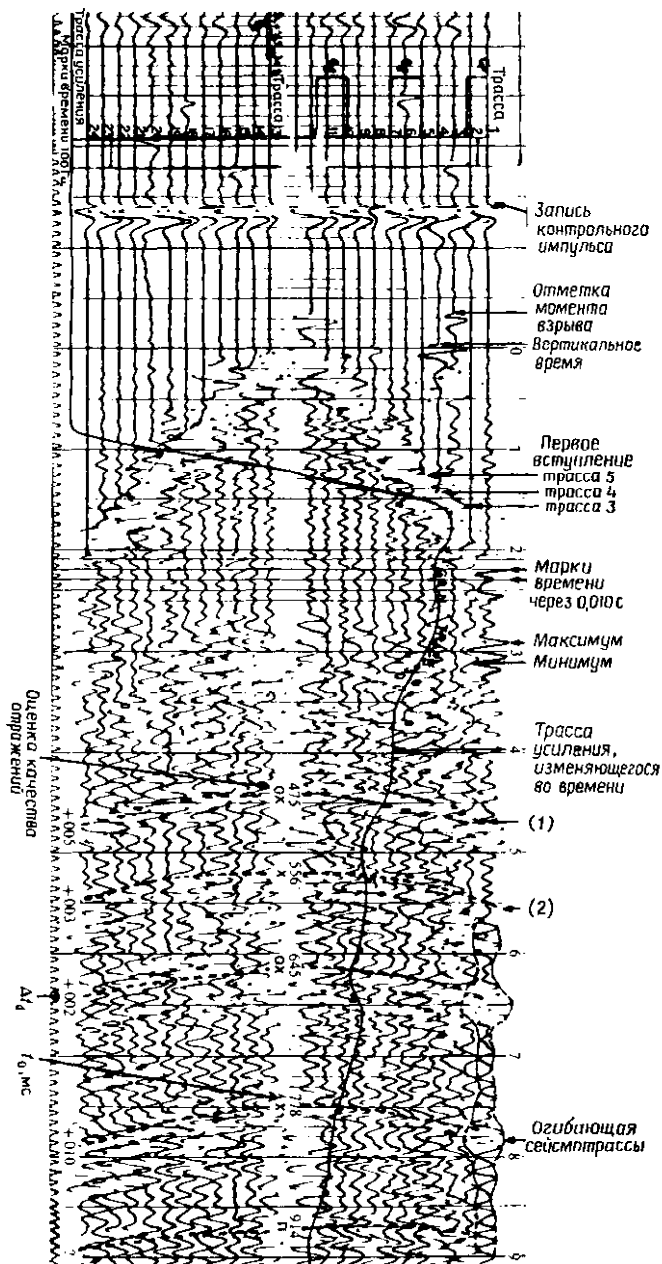


Рис. 5.60. Пример сейсмической записи [С разрешения фирмы «Шеврона»]. (1), (2) — примеры регулярных осей синфазности, указывающих на присутствие волн. Кривизна осей на записи обусловлена нормальным кинематическим сдвигом. Меньшее время вступления на трассе 1 по сравнению с трассой 24 указывает на наклон границы.

рые породили записанные волны, в их истинные положения. Для вручную мигрированных разрезов обычно выбирается глубинный масштаб.

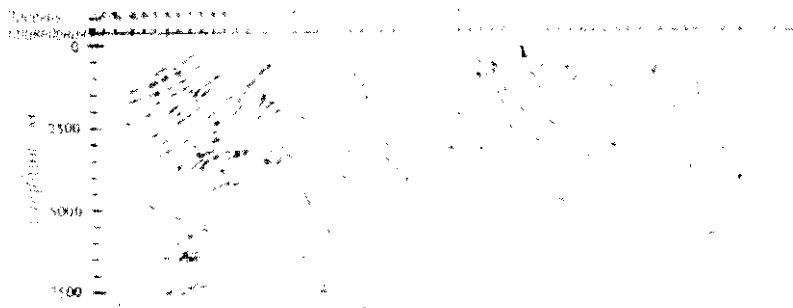


Рис. 5.61. Глубинный разрез с миграцией. [С разрешения фирмы «Шеврон»]

Немигрированные разрезы дают искаженную картину геологического строения, причем искажение тем сильнее, чем больше угол наклона слоев; они используются для интерпретации только в районах с субгоризонтальным залеганием пород или когда не требуется точных структурных построений, например при рекогносцировочных исследованиях. Когда угол наклона превышает 5° , искажения, присущие немигрированному разрезу, затрудняют правильное определение формы подземных структур,

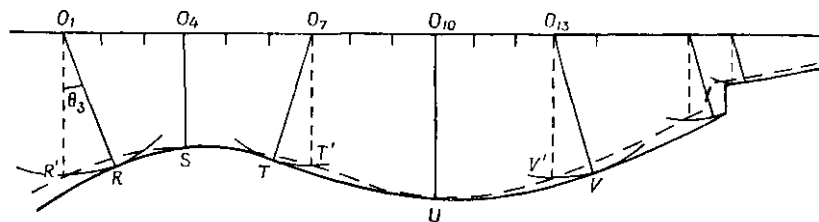


Рис. 5.62. Искажение разреза из-за неучета сейсмического сноса.

и даже при очень малых наклонах тонкие особенности, например признаки выклинивания, оказываются серьезно искаженными. Рис. 5.62 демонстрирует искажения, возникающие из-за неучета сейсмического сноса, на примере простых структур. Антиклиналь в левой части рисунка проявится на немигрированном разрезе в виде пунктирной линии $R'ST'$, а синклиналь — в виде пунктирной линии $T'UV'$. Без проведения миграции кривизна антиклинали уменьшается, а синклинали увеличивается

по сравнению с истинной. Положение тектонических нарушений на разрезах без миграции также отмечается неверно.

Известно несколько методов осуществления миграции сейсмических данных. Простейший состоит в том, чтобы, приняв скорость в толще, покрывающей отражающую границу, постоянной, провести дуги окружностей, радиус которых равен половине времени t_0 , помноженной на среднюю скорость. Радиус O_1R на рис. 5.62 составляет с вертикалью угол, равный углу наклона отражающей границы (рассчитанному с помощью формулы (3.11)), а прямолинейный отрезок, равный половине длины расстановки и проведенный через точку R перпендикулярно радиусу (по касательной к дуге), представляет собой отражающую площадку (см. также рис. 1.3, б). Этот метод миграции дает неточное положение отражающих площадок, и наклон их также определяется неточно по сравнению с более точным методом градиентов скорости (см. задачу 5.35).

Иногда миграция проводится с помощью простых графопроекторов. В некоторых из них допускается функциональное представление скорости. Например, Рокуэлл [158] использует выражение (3.29), в котором принимается линейное возрастание скорости с глубиной.

Самый распространенный способ миграции разрезов отраженных волн — это, вероятно, использование лучевых диаграмм, т. е. графиков, изображающих волновые фронты и лучевые траектории для заданного распределения скорости по вертикали. На рис. 5.63 изображена в упрощенном виде такая диаграмма. На ней представлено положение волнового фронта в различные моменты времени после момента взрыва; последовательные положения фронта помечены цифрами, означающими двойное время пробега. Показаны также лучевые траектории; они определяются на основании закона Снеллиуса, примененного для случая переменной скорости. Параметром лучевых траекторий является угловой кинематический сдвиг $\Delta t_d/\Delta x$. Его можно измерить по скорректированным временным разрезам, например по суммированным разрезам, как разность времен прихода Δt_d в точках, отстоящих друг от друга на Δx . Чтобы построить разрез, на лучевую диаграмму накладывают кальку, совмещая начальную точку диаграммы с соответствующим пунктом взрыва. Отражения, характеризующиеся определенными значениями t_0 и $\Delta t_d/\Delta x$, наносят на кальку, пользуясь интерполяцией между волновыми фронтами и лучами (используемые на практике лучевые диаграммы состоят из более часто проведенных линий, соответствующих волновым фронтам и лучам, чем изображенная на рис. 5.63 диаграмма; поэтому интерполяция по ним более точна), и проводят прямолинейные отрезки (длина которых равна половине длины расстановки), касательные к волновому фронту

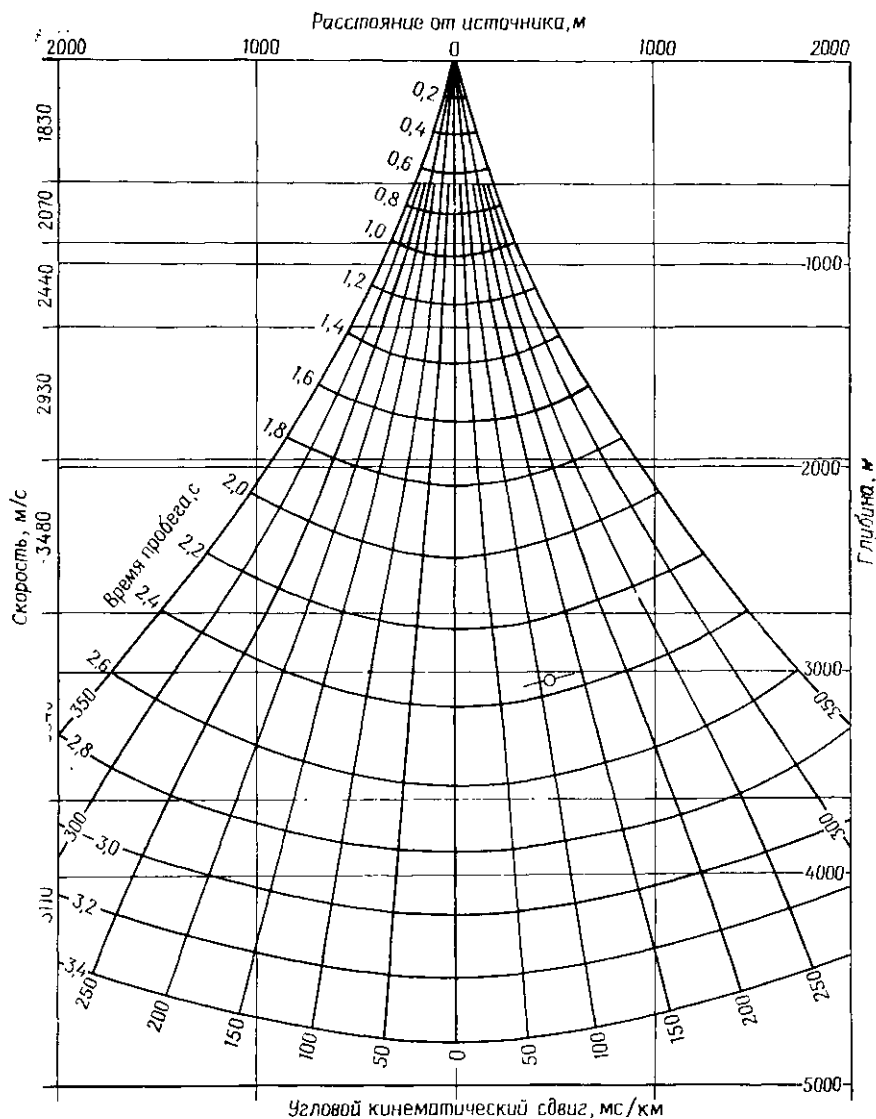


Рис. 5.63. Упрощенная лучевая диаграмма для горизонтально-слоистого разреза с постоянными пластовыми скоростями.

в точке $(t_0, \Delta t_d/\Delta x)$. Отражающая площадка, помеченная символом $- -$ на рис. 5.63, соответствует $t_0 = 2,350$ с, $\Delta t_d/\Delta x = 110$ мс/км.

В случае асимметричной расстановки для нахождения углового кинематического сдвига $\Delta t_d/\Delta x$ мы корректируем измеренный кинематический сдвиг за разность нормального кинематического сдвига на двух концах расстановки. В случае выносных расстановок мы находим $\Delta t_d/\Delta x$, вводя нормальные кинематические поправки (и корректируя время пробега для нахождения t_0 при больших выносах). На временных разрезах (см. ниже) мы можем измерить эту величину на любом расстоянии, в пределах которого наклон границы сохраняется постоянным.

Идентификация отражений, соответствующих одной и той же границе, по различным записям называется *корреляцией*. Эта процедура частично основана на сходстве характера и частично — на соответствии наклона осей и времен (увязка по времени) отражений. Траектории распространения отраженных волн на крайних трассах смежных профилей, которые обеспечивают непрерывное прослеживание границ, одинаковы, не считая того, что волна проходит их в противоположных направлениях. Следовательно, времена пробега должны быть равны при условии, что во времена отражений введены соответствующие поправки за ЗМС и рельеф. Например, на рис. 5.4 для трассы 1, полученной от источника в точке O_2 (имеющей траекторию O_2BO_3), скорректированное время пробега должно иметь ту же величину, что и для трассы 24, полученной от источника в точке O_3 .

Если качество записи слишком плохое, чтобы обеспечить непрерывное прослеживание отражений, или если непрерывное отражение присутствует на записи не в той части разреза, по которой требуется информация, можно провести *условные горизонты* — линии на сейсмическом разрезе, которые параллельны расположенным вблизи отражающим площадкам, выделенным интерпретатором как надежные. Там, где данные противоречивы или вовсе отсутствуют, интерпретатор проводит условные горизонты так, как считает наиболее разумным, исходя из любых доступных разрозненных сведений.

Сейсмические разрезы можно рассматривать как форму временного разреза, составленного путем помещения последовательных записей одну за другой. В такие разрезы обычно уже внесена коррекция за рельеф, ЗМС и нормальный кинематический сдвиг. Они представляют огромное количество данных в компактной форме. Потенциальным недостатком таких разрезов является то, что они так наглядны, что люди, недостаточно хорошо понимающие суть такого представления данных, стремятся приписать им неверный смысл, считая, что сейсмический разрез является как бы «фотографией» слоев пород в земных недрах.

5.7. Использование *S*-волн в сейсмической разведке

Почти вся сейсмическая разведка проводится с помощью изучения *P*-волн, а *S*-волны просто относят к помехам. Законы отражения, преломления и другие явления относятся в равной мере к *S*- и *P*-волнам. Скорость *S*-волн зависит только от μ (и ρ), в то время как скорость *P*-волн определяется также постоянной Ламе λ . Отношение скоростей β/α может дать информацию о литологии (см. рис. 7.3), в частности выделить сланцы среди пород других типов, и о природе насыщающих флюидов (рис. 7.14). Модуль сдвига, который можно рассчитать по значению β , является важным параметром для проектирования фундаментов сооружений, поэтому изучение *S*-волн имеет большое значение в инженерной геофизике. Оказывается, что модуль сдвига вдоль зон тектонических разломов меняется перед землетрясениями. В настоящее время большие усилия прилагаются для развития методики изучения *S*-волн, но метод *S*-волн еще полностью не оформился.

Непосредственное возбуждение *S*-волн неизменно сопровождается также и возбуждением *P*-волн. Чтобы уменьшить неопределенность в идентификации природы волн, обычно пытаются возбуждать *SH*-волны (чтобы не возникало обменных волн) и затем выделять только *SH*-компоненту на записях горизонтальных приемников. На небольших удалениях, которые обычно характеризуют инженерные сейсмические исследования, часто используется удар кувалдой по боковой стороне массивной плиты жесткий контакт которой с землей поддерживается с помощью веса автомобиля. Иногда применяется смонтированный на грузовике массивный молот (Мартор), который развивает удар в 60 кДж. В методе Вибросейс *S*-волны возбуждаются горизонтальным вибратором, плита которого снабжена треугольным в сечении выступом для обеспечения необходимого контакта с грунтом (рис. 5.64). Метод Сислэп включает использование трех соседних скважин (рис. 5.65). Вначале взрывают заряд в центральной скважине для получения обычной записи *P*-волн. Последующие взрывы в боковых скважинах возбуждают волны, на которые влияет возникшая от центрального взрыва каверна, и асимметрия среды ведет к тому, что наряду с *P*-волнами возбуждаются *SH*- и *SV*-волны. Но поскольку асимметрия среды противоположна по отношению к двум боковым скважинам, то *SH*-волны, возбужденные в них, характеризуются противоположными полярностями; поэтому при вычитании записей от двух боковых взрывов *SH*-волны складываются, а *SV*- и *P*-волны уничтожаются.

На границах жидкость — твердая среда происходит эффективное возбуждение *SV*-волн за счет обмена типов волн [200]

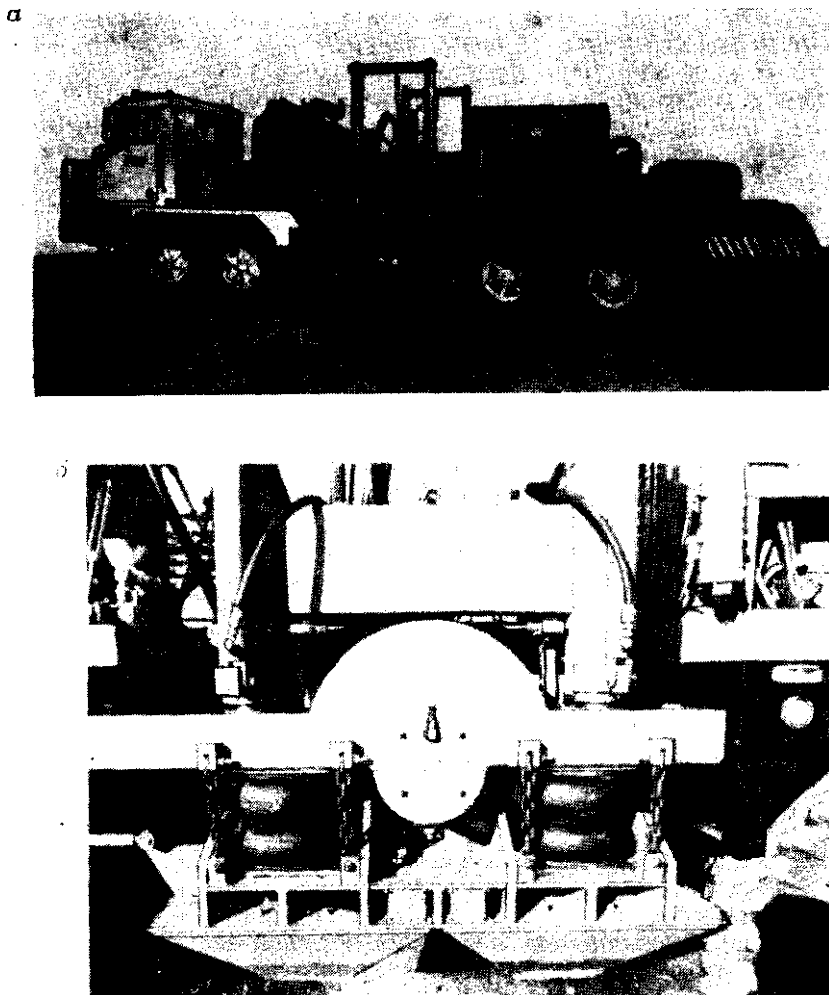


Рис. 5.64. Горизонтальный вибратор для возбуждения S -волн. а — смонтированный на грузовике вибратор; вес грузовика обеспечивает жесткий контакт вибратора с грунтом; б — плита вибратора с треугольными в сечении выступами для обеспечения контакта с грунтом при горизонтальном движении плиты, уплотняющем грунт во время излучения свип-сигнала. [С разрешения «Коноко»]

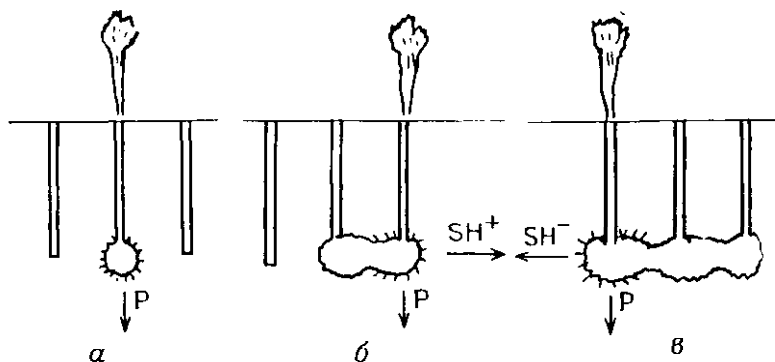


Рис. 5.65. Метод Сислэ: *а* — взрыв в центральной скважине генерирует в основном P -волны; *б* — благодаря асимметрии среды, созданной взрывом в центральной скважине, при взрыве в правой скважине наряду с P -волнами излучаются также SH -волны; *в* — при взрыве в левой скважине образуются P -волны и SH -волны противоположной по отношению к предыдущему случаю полярности. [С разрешения CGG]

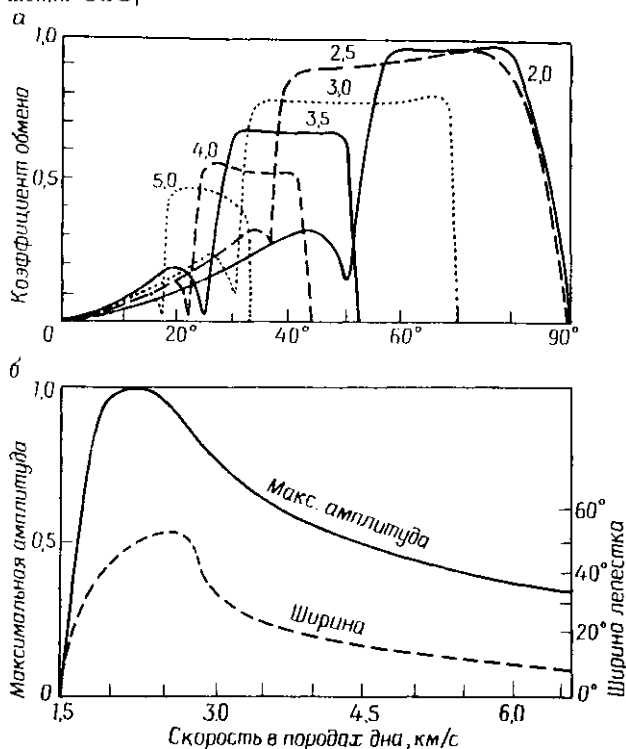


Рис. 5.66. Обменные эффекты на границе жидкость — твердое тело. *а* — коэффициент обмена в функции угла падения в воде; параметр кривых — скорость в породах под поверхностью дна (в км/с); *б* — максимальная амплитуда и ширина главного лепестка в зависимости от скорости в донных породах [200].

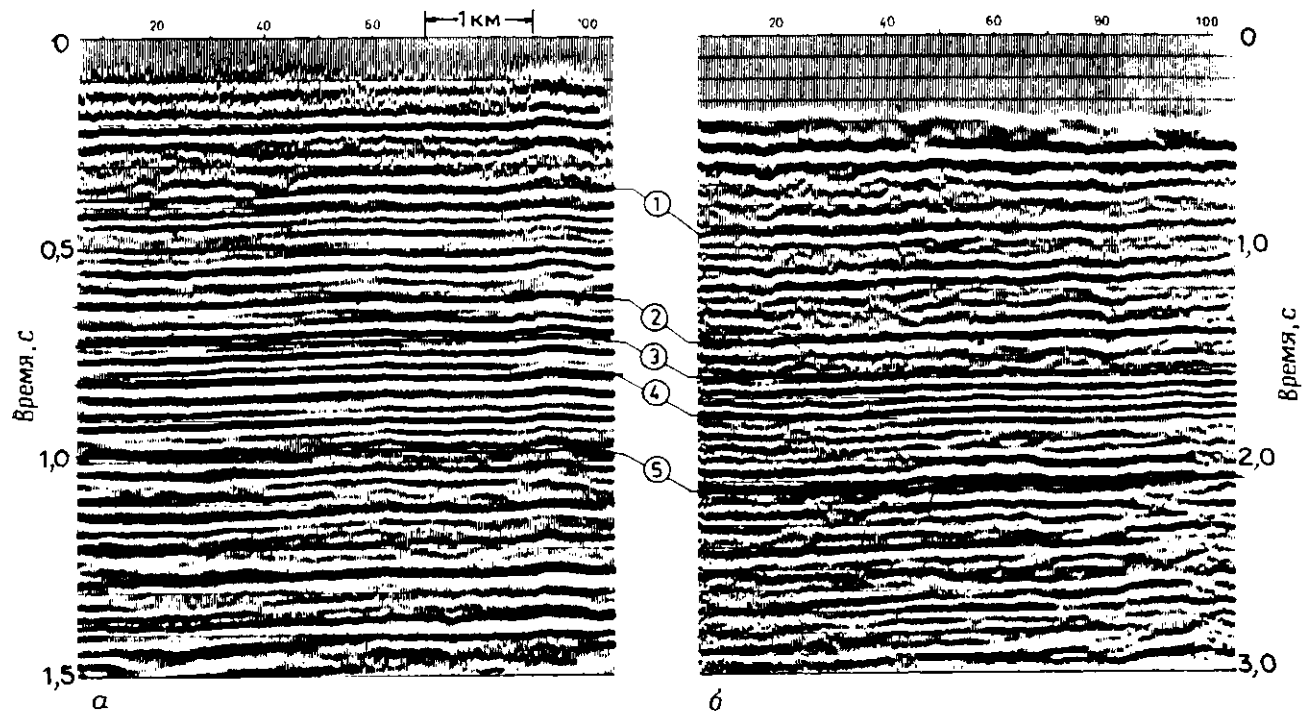


Рис. 5.67. Сравнение записей P - и S -волн. a — запись P -волн; b — запись S -волн, представленная со сжатым вдвое временным масштабом для облегчения сравнений осей синфазности [С разрешения CGG]

На рис. 5.66 показано, как амплитуда SV -волн зависит от скоростей P -волн в осадочных породах ниже водного слоя при различных углах падения. Столь же эффективный обмен происходит при возвращении SV -волн на границу твердая среда — жидкость, где они снова обращаются в P -волны, и, следовательно, их можно регистрировать обычными приемниками давления. Однако большая длина групп стандартных морских сейсмических кос препятствует регистрации волн, которые подходят к косе под такими углами выхода, и для регистрации SV -волн требуются специально рассчитанные косы.

Записи S -волн обычно представляют в той же форме, что и P -волн, с той только разницей, что временной масштаб сжимают вдвое с тем, чтобы легче было сравнивать записи S и P -волн (рис. 5.67).

Задачи

5.1. а) Перестройте рис. 5.5, б в виде схемы суммирования, на которой показаны трассы с общим пунктом приема, общим удалением, общей глубинной точкой и общим пунктом взрыва. б) Пусть отражающая граница находится на глубине 2,0 км под срединной точкой и имеет наклон 20° , а покрывающая толща характеризуется постоянной скоростью; насколько сдвинется отражающая точка по отношению к набору общих срединных точек для удалений 0; 0,5; 1,0; 1,5 и 2,0 км?

5.2. На какой частоте достигается максимальное ослабление для воздушной волны со скоростью 330 м/с в случае двух сейсмоприемников, разнесенных на 5 м?

5.3. а) Взрыв, инициированный вверху удлиненного заряда ВВ высотой $a\lambda$, распространяется по заряду со скоростью V_r . Путем сравнения с тем же количеством ВВ, сконцентрированным в центре удлиненного заряда и взорванным мгновенно в тот же момент, покажите, что характеристика F будет иметь вид

$$F = \text{sinc} \{ \pi a (\sin \alpha_0 - V_r/V_e) \},$$

где V_r — скорость в породе, а α_0 имеет тот же смысл, что и в рис. 5.10. При каких условиях этот результат сведется к результату (5.2)? б) Рассчитайте F для заряда длиной 10 м, если дано, что $\lambda = 40$ м, $V_e = 5,5$ км/с, $V_r = 2,1$ км/с, $\alpha_0 = 0, 30, 60, 90^\circ$. в) Если заряд, рассмотренный в п. (б), заменен 6 зарядами по 60 см длиной, равномерно распределенными по длине 10 м, причем заряды связаны спиралями детонирующего шнура со скоростью детонации 6,2 км/с, какая должна быть взята длина детонирующего шнура между соседними зарядами, чтобы получить максимальную направленность по вертикали вниз? г) Каковы относительные амплитуды (приблизительно) волн, образо-

ванных взрывами, охарактеризованными в п. (в), при углах $\alpha_0 = 0, 30, 60, 90^\circ$, когда $\lambda = 40$ м. д) Продумайте приложение формулы (5.1) к энергии, распространяющейся в неперпендикулярной плоскости, проходящей через расстановку сейсмоприемников.

5.4. Отражения в зоне исследований имеют кажущиеся скорости около 6,5 км/с, а скорость непосредственно под однородной ЗМС составляет 2,1 км/с. Если мы хотим избежать подавления частот ниже 80 Гц с помощью использования группы приемников, какой должна быть максимальная длина группы?

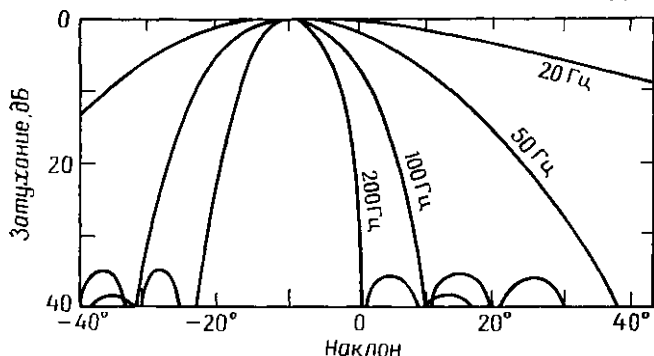


Рис. 5.68. Характеристика направленности неравномерной группы, имеющей эффективную длину 50 м. Время прихода отраженной волны равно 1,0 с, скорость суммирования 1,5 км/с, удаление 300 м [164].

5.5. а) При каких условиях характеристика направленности линейной группы из N равномерно распределенных сейсмоприемников принимает нулевые значения для волны, распространяющейся горизонтально (подобно поверхностным волнам)? б) Если N сейсмоприемников распределены равномерно на одной полной длине волны, покажите, что выходной сигнал будет равен $F = 1/N$. в) Какова будет характеристика направленности группы в п. (а) в случае, когда волны подходят по направлению, перпендикулярному линии сейсмоприемников? г) Когда волны подходят под углом 45° к линии приборов и $N = 8$? д) Ответьте на вопрос п. (г) для $N = 16$.

5.6. Покажите, что выражения (5.1) и (5.2) согласованы.

5.7. Сглаживание характеристики на концах группы достигается иногда: 1) удвоением элементов в некоторых положениях, 2) взвешиванием равномерно распределенных элементов либо внутри элемента, либо с помощью смесителя в поле, 3) использованием неравномерного размещения элементов. Какие недостатки и преимущества имеет каждый из перечисленных способов?

5.8. На рис. 5.68 представлены характеристики направленности группы обычной для морской фланговой методики длины.

Как будет меняться вид кривых а) с изменением времени прихода волн, б) с ростом удалений, в) для большей скорости суммирования? Как лучше проводить отработку профиля — в направлении падения или восстания границ?

5.9. Допустим, что вам нужно картировать целевые горизонты на глубине от 3 до 5 км в области, где рельеф меняется от плоской равнины к невысоким холмам (уклон, как правило, меньше 3 м/100 м). Наклон горизонтов на интересующей нас глубине может достигать 30°. Величина скорости в подошве ЗМС равна 2 км/с, на глубине разведки 4 км/с, а на глубине фундамента (8 км), вероятно, составляет около 6 км/с. В вашем распоряжении имеется 5 комплектов поверхностных источников и 48-канальная регистрирующая аппаратура. Трудность может представлять задача подавления поверхностных волн ($V_R \approx 800$ м/с) и звуковых волн в воздухе, в то время как ЗМС (мощность около 10 м и скорость распространения волн порядка 600 м/с) практически однородна. Область характеризуется высоким уровнем шума, и, чтобы достичь хорошего качества данных, потребуются некоторые усилия. Предложите методику полевых работ и дайте обоснование ваших предложений.

5.10. Сейсмические полевые работы обычно проводятся по стандартной методике с одними и теми же групповыми интервалами и с расстановкой групп приборов либо флангового типа, либо симметрично относительно пункта взрыва. Параметры наблюдений, как правило, определяются в большей степени тем оборудованием, которое имеется под рукой, чем характером задачи, требующей решения. Например, выбор шага между приемниками может диктоваться длиной соединительных проводов в группе (несколько приемников в одной группе постоянно соединены вместе) или просто привычкой, а число каналов — имеющейся аппаратурой, и, таким образом, определится эффективная длина расстановки. Иногда, чтобы полнее использовать имеющееся оборудование, применяется методика гибридных расстановок. Допустим, что вы располагаете большим числом каналов, чем получено согласно рекомендациям § 5.3.5. Какие условия могут привести вас к использованию дополнительных каналов путем: а) увеличения длины расстановки за пределы, указанные в п. 1 рекомендаций; б) заполнения промежутка между пунктом взрыва и приемником с минимальным удалением, рекомендованным в п. 1; в) введения дополнительных групп где-нибудь в середине расстановки; г) проектирования неполной расстановки по другую сторону от пункта взрыва, когда используется фланговая система наблюдений; д) отработки короткого перпендикулярного профиля? Если у вас немного не хватает количества каналов, чтобы применить симметричную расстановку вместо фланговой, какие преимущества и какие недостатки будет иметь

использование симметричной расстановки с е) более длинными интервалами между группами, чем рекомендованные в п. 5; ж) уменьшенным максимальным выносом; з) увеличенным минимальным выносом?

5.11. По данным сейсмического микрокаротажа в пяти различных (несвязанных) площадях получены следующие вертикальные годографы:

Глубина	Площадь А	Площадь В	Площадь С	Площадь D	Площадь Е
5 м	0,012 с	0,011 с		0,012 с	0,008 с
8			0,020 с	0,016	
10	0,025	0,023	0,024	0,018	
12		0,024	0,027		0,020
15	0,030		0,031	0,022	
18		0,028	0,034	0,030	0,030
21	0,034		0,036	0,033	0,031
25	0,036	0,032		0,035	0,032
30	0,039	0,035	0,039		
35		0,037		0,039	0,036
40	0,046		0,044	0,042	
50	0,051	0,044	0,048	0,047	0,043

Проанализируйте возможные пластовые скорости в каждом случае. Насколько надежны найденные значения скоростей и глубины ЗМС?

5.12. В примененной методике трехмерных наблюдений пункты взрыва и сейсмоприемники расположены так, как показано на рис. 5.69; все приемники регистрируют колебания от каждого пункта взрыва. Такая система наблюдений включает 48 стоянок приемников, разнесенных с шагом 50 м, и 48 пунктов взрыва, отстоящих друг от друга на 100 м. а) Найдите положения всех общих глубинных точек и определите кратность перекрытия в них. [Указание: для сокращения расчетов используйте свойство симметрии.] б) Заметьте, что некоторые из глубинных точек попадут за пределы квадрата. Если такую методику повторить, используя обычные приемные профили, эти точки будут соответствовать смежным квадратам. Как это отразится на кратности наблюдений?

5.13. Предел по высоким частотам Денэма (§ 5.3.8) связан как с потерей высоких частот при распространении волн, так и с динамическим диапазоном регистрирующей системы. Увяжите этот предел с потерей за счет поглощения порядка 0,15 дБ/λ (§ 2.3.2) и расхождения фронта волны, а также с потерей высокочастотной компоненты за счет многократных отражений в тонком слое, как это продемонстрировано на рис. 4.10. Динамический диапазон регистрирующей системы считайте равным 84 дБ.

5.14. Скважина вскрыла горизонт на глубине 3 км с углом падения 7° . Взрывы, произведенные в точке, расположенной в 200 м от устья скважины в направлении восстания горизонта, зарегистрированы приемниками на глубинах от 1,0 до 2,6 км с шагом 400 м. Постройте лучевые траектории в годографы для

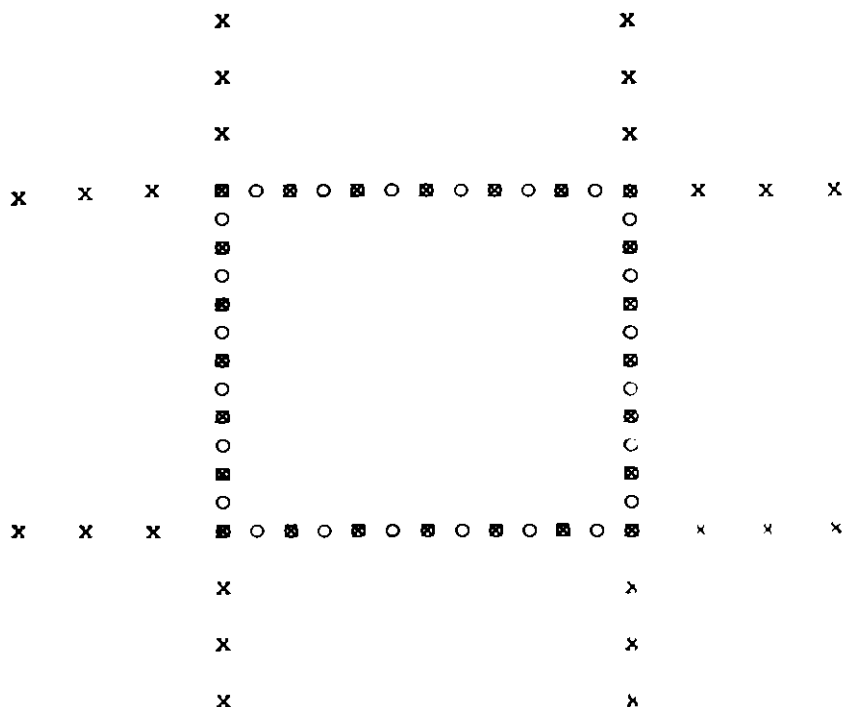


Рис. 5.69. Схема трехмерных наблюдений. Положения пунктов взрыва показаны крестиками, центров групп сейсмоприемников — кружками.

отраженных волн 1-й и 2-й кратности при отражающей границе на глубине 3 км. Считайте, что $V = 3,0$ км/с.

5.15. На рис. 5.70 представлены частотные характеристики фильтров. Оцените влияние а) высокочастотной фильтрации, б) низкочастотной фильтрации, в) ширины полосы пропускания, г) крутизны среза на 1) временную задержку в точке, где можно надежно определить время; 2) видимую полярность и 3) эффект «звона». Выводы можно обобщить на фильтры других типов.

5.16. На рис. 5.71 показано, как меняется форма волн при фильтрации в аналоговой форме. Что можно сказать об ее влиянии на прослеживание волн?

5.17. а) Представьте себе импульс, амплитуды которого принимают следующие значения на последовательных интервалах в 4 мс: 0, ..., 0, 8, 7, -8, -6, 0, 4, 2, 0, ..., 0 (по 10 нулей на каждом конце), и добавьте к нему случайный шум (таблица случайных чисел дана в приложении В) в диапазоне от +10 до -10, т. е. с отношением сигнал/шум ≈ 1 . Прodelайте это пять раз для различных случайных значений шума и нанесите результаты на график, зачерняя положительные значения, как в методе представления по способу переменной площади. б) Повторите процедуру для диапазона шумовых амплитуд от +20 до

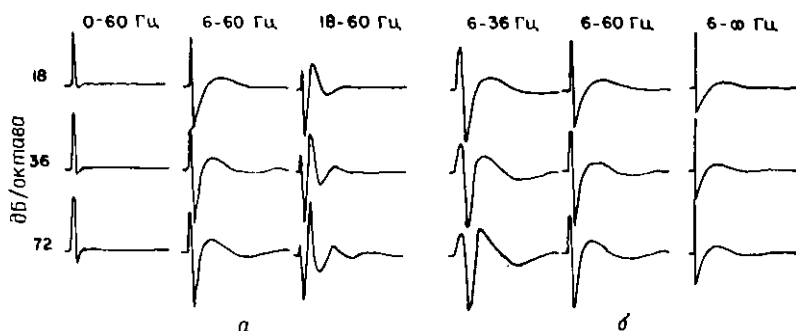


Рис. 5.70. Импульсные характеристики минимально-фазовых фильтров. Ряды отличаются крутизной среза фильтров, столбцы — шириной полосы пропускания. а — влияние высокочастотной фильтрации; б — влияние низкочастотной фильтрации. [С разрешения «Сейском дельта»]

—20 (отношение сигнал/шум $\approx 1/2$). Какие выводы можно сделать относительно выделения сигнала на фоне шума? в) Просуммируйте пять импульсов, полученных в п. (а), и пять из п. (б), чтобы показать, как суммирование усиливает когерентный сигнал относительно случайного шума. г) Замените отсчеты импульсов из п. (а) и (б) на +1 или -1 в зависимости от знака амплитуды (знаковая последовательность) и повторите пункт (в).

5.18. Пользуясь данными блок-схемы рис. 5.38, покажите, что ступенчатый регулятор усиления и преобразователь аналог — код имеют динамический диапазон 84 дБ.

5.19. Выразите числа 19 и 10 в двоичной системе. а) Сложите двоичные числа, а сумму преобразуйте в десятичную систему. б) Перемножьте два двоичных числа и произведение переведите в десятичную систему. (Помните, что в двоичной арифметике математические операции выполняются так же, как в десятичной.)

5.20. Пусть имеется 96-канальная сейсмическая система, регистрирующая с шагом дискретизации 2 мс, и записи Вибро-

сейса длиной 25 с. Какова скорость кодирования данных (число отсчетов в секунду) и количество бит на запись? Как согласуется скорость кодирования данных с емкостью 9-дорожечной магнитной ленты, двигающейся со скоростью 6250 байт/дюйм

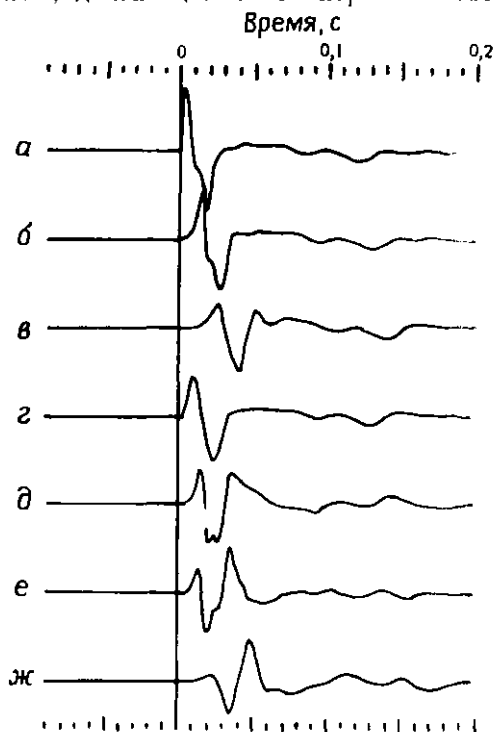


Рис. 5.71. Форма импульса пневмопушки в дальней зоне, прошедшего фильтры различного типа: а — без фильтрации; б — полоса пропускания 0—124 Гц, крутизна среза 72 дБ/октава; в — 0—62 Гц, 72 дБ/октава; г — 0—62 Гц, 18 дБ/октава; д — 8—124 Гц, крутизна среза 18 и 72 дБ/октава со стороны низких и высоких частот соответственно; е — 18—124 Гц, 18 и 72 дБ/октава; ж — 8—62 Гц, 36 и 72 дБ/октава. Марки времени через 10 мс.

при использовании записи 4 байт/отсчет? Сколько бит памяти потребуется, чтобы запомнить данные по одному каналу? Каково назначение заголовков и служебной информации, а также контрольного разряда четности?

5.21. Пусть ударный источник ударяет по земле с интервалом времени $n\Delta$, где n — случайное число между 10 и 20, а Δ — интервал дискретизации. Постройте отраженную волну с амплитудой 5 на времени, равном 0, 2 на времени 5Δ , -1 на времени 13Δ , +3 на времени 29Δ , +1 на времени 33Δ , -2 на времени

42Δ. Прибавьте последовательность отражений, как это делается при регистрации по методу Соси (§ 5.4.9), из 10, 20 и 30 импульсов, чтобы посмотреть, как возрастает сигнал по мере увеличения накапливания.

5.22. Какое количество энергии (приблизительно) высвобождается в процессе одного взрыва группы пневмопушек, изображенной на рис. 5.43, если начальное давление равно 14 МПа. [Высвобождаемая энергия равна проделанной работе расширяющихся газов $\int PdV$. Допустим, что процесс адиабатический, т. е. $PV^{1.4} = \text{const}$, и что конечное давление равно 2 атм.]

5.23. Преобладающий период морских сейсмических импульсов определяется, как правило, глубиной погружения источника, т. е. усилением второго полуцикла за счет волны-спутника, отраженной от поверхности воды. Допуская, что форма импульсов, изображенных на рис. 5.45, верна, определите глубину погружения источников.

5.24. Кабели сейсмических кос для наземных наблюдений строятся из идентичных секций. Подключение к разъемам на каждом конце секции как бы перемещает регистрирующую систему на число групп, подключенных к этой секции. Таким образом, если штыри 1, 2, 3 на одном конце секции подсоединены к гнездам для трех групп в секции, на другом конце секции они будут соединены со штырями 4, 5, 6 следующей секции. В любое время имеется большее число пар проводов, чем используется каналов, т. е., например, 96 независимых пар проводов для использования 48 каналов. Однако в отдельных случаях используется так много секций и сейсмоприемников, что отдаленная группа приемников подсоединяется к тому же каналу, что и одна из близких групп; такая ошибка называется наложением. Нарисуйте возможную схему контактов в одной секции с гнездами для трех каналов и объясните, как эффект наложения может проявиться на сейсмических записях.

5.25. В 48-канальной сейсмической косе группы длиной 50 м содержат равномерно распределенные по их длине гидрофоны. Ведущая и амортизирующие секции вместе имеют длину 200 м, а длина хвостовой секции и тросика буя составляют 150 м. Допустим, что скорость судна 3,0 м/с, а скорость течения, перпендикулярного направлению курса, приблизительно 1 м/с. а) Каковы проекции расстояния до самой дальней активной группы на направление курса и перпендикулярно к нему? б) Если скорость в толще, покрывающей отражающую границу на глубине 2 км под кораблем, составляет 3 км/с, а угол падения границы в направлении, перпендикулярном курсу, равен 20°, то: 1) На сколько изменится время пробега отраженной волны для дальней трассы? 2) Если этот эффект отнести за счет изменения ско-

рости, а не за счет наклона границы, какую скорость следует предположить? в) Допустим, что величина дрейфа косы в одну сторону найдена с помощью радиолокатора, направленного на хвостовой буй, с точностью лишь $\pm 3^\circ$: 1) Какую ошибку это внесет в определение положения дальней группы? 2) Какие изменения во временах пробега волны будут обусловлены такой неточностью? г) На каком интервале будут распределены трассы срединных точек, которые нужно складывать при выполнении суммирования по ОГТ?

5.26. Пользуясь рис. 5.31 и 5.33, рассчитайте фильтр, эквивалентный сейсмоприемнику с $v_0 = 10$ Гц и $h = 0,7$ и подключенный к усилителю с полосовым фильтром на 10—70 Гц и фильтром подавления зеркальных частот с постоянной времени 4 мс.

5.27. Скорость радиоволн над различными поверхностями принимает следующие значения (в км/с): обычная морская вода — 299 670, пресная вода — 299 250, обычные обрабатываемые земли — 299 400, сухой песок — 299 900, горная местность — 298 800. Каковы будут ошибки в расстоянии на километр траектории в различной местности, если расчет расстояний строить на основе величины скорости распространения волн над обычной морской водой?

5.28. Если ошибка в измерении времени с помощью системы Шоран составляет 0,1 мкс, каков будет размер параллелограмма ошибок на рис. 5.50, если: а) $\theta = 30^\circ$; б) $\theta = 150^\circ$? Считайте скорость радиоволн равной $3 \cdot 10^5$ км/с.

5.29. Допустим, что положение судна, движущегося со скоростью приблизительно 2,6 м/с, определяется с помощью доплеровского гидролокатора, излучающего волны с частотой 300 кГц; при этом пучки лучей образуют угол 60° с поверхностью морского дна (см. рис. 5.52). а) Каковы частоты доплеровского сдвига? б) Если килевая качка судна достигает $\pm 15^\circ$ за одну минуту при бурном море с глубиной воды 100 м, каков будет диапазон частот? Учитывая, что влияния эффектов килевой качки на измерения в направлении кормы и носа судна находятся в противофазе («эффект Януса»), поясните, как это можно использовать для уточнения определений скорости.

5.30. В работе [188] обобщены «акустические системы», представленные в табл. 5.1. Для каждой из них рассчитайте а) длины волн и б) глубинность, задаваемую правилом Денэма (§ 5.3.8), и сопоставьте с указанными в таблице целями. в) Рекламная литература обещает разрешенность, которой можно достичь с помощью импедивных источников, равную 30 см, а с помощью спаркеров — 2—5 м; как эти цифры согласуются с пределом разрешенности (§ 4.3.2а)? [Заметим, что величина поглощения в воде очень мала, поэтому эффективное поглощение проявляется только ниже поверхности дна.]

Таблица 5.1. Акустические системы

Система	Частота, кГц	Цель
Эхолоты	12—80	Картирование морского дна
Детекторы пузырьков газа в воде	3—12	Определение положения скопленных пузырьков газа, рыбы и т. д.
Гидролокатор бокового обзора	38—250	Картирование форм рельефа дна
Настроенные преобразователи	3,5—7,0	Изучение осадков до глубины 30 м
Имплозивные источники	0,8—5,0	Изучение осадков до глубины 120 м и поиски загазованных зон
Спаркеры	0,04—0,15	Картирование до глубины 1000 м

5.31. Спутник находится на устойчивой околоземной орбите, где сила тяжести mg , отклоняющая его к востоку, равна центробежной силе mV^2/R , где g — ускорение силы тяжести, m и V — масса и скорость спутника, а R — радиус его орбиты относительно центра Земли. а) Определите ускорение силы тяжести на орбите спутника «Транзит» на высоте 1070 км над поверхностью Земли, зная, что на поверхности Земли g равно $9,81 \text{ м/с}^2$ и что сила тяготения меняется обратно пропорционально квадрату расстояния между центрами тяжести взаимодействующих масс. б) Какова скорость спутника, если его орбита устойчива? в) Каков его период обращения вокруг Земли? г) На каком расстоянии находится спутник, когда он впервые появляется над горизонтом? д) Каково максимальное время визуального наблюдения спутника в течение одного его прохождения? (Считайте, что радиус Земли равен 6370 км.)

5.32. Принимая, что подошва ЗМС плоская для данных рис. 5.72 и что скорость в ЗМС равна 500 м/с, найдите: а) скорость в породах, подстилающих ЗМС; б) мощность ЗМС; в) скорость поверхностных волн; г) скорость суммирования и приближенную глубину границ, соответствующих плоским отражениям на временах, примерно равных 0,62, 0,93 и 1,12 с; д) глубину долины, расположенной вблизи пикета 615.

5.33. В методах коррекции данных, рассмотренных в § 5.6.2, считается, что взрыв происходит ниже подошвы ЗМС. Какие изменения следует внести в уравнения этого раздела, если это условие не выполняется?

5.34. На рис. 5.73 приведены сейсмограммы первых вступлений волн, подходящих к стоянкам сейсмоприемников, отнесенным на 100 м от точек взрыва, которые находятся на глубине

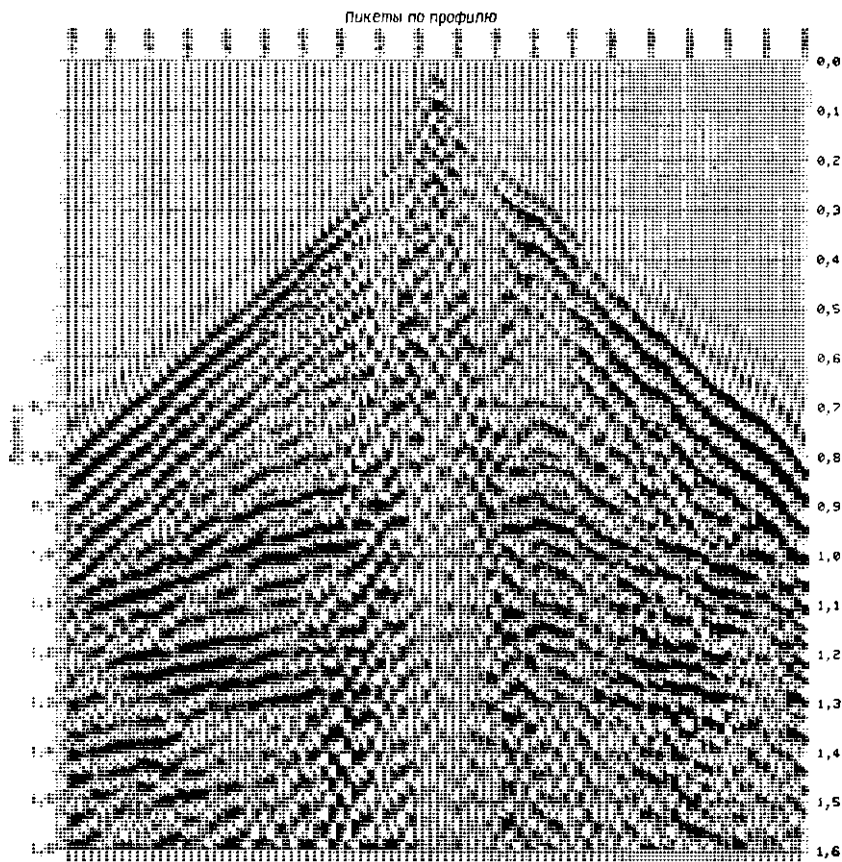


Рис. 5.72. Запись Вибросейса для симметричной расстановки с шагом между центрами групп 30 м. Влево от источника излучения 620 поверхность наблюдений плоская, но между пикетами 610 и 620 наблюдается ложбина и поверхность имеет небольшую волнистость вправо от пикета 610. [С разрешения SSC].

25 м со стороны обоих концов расстановки. (На самом деле имеется 11 стоянок сейсмоприемников, а не 10, как на рисунке, и пункты взрыва находятся у 1-й и 11-й стоянок; однако из-за высокого уровня шума сигнал группы приемников у каждого пункта взрыва не записан.) Данные прискважинного приемника записаны на 3-й трассе справа. Скорость в ЗМС равна 500 м/с.

а) Оцените граничную скорость V_H осреднением наклонов прямых, аппроксимирующих годографы первых вступлений. Долина посередине между пунктами взрыва проявляется в изменении наклонов годографов первых вступлений, как если бы в разрезе имелись две преломляющие границы; однако на самом деле

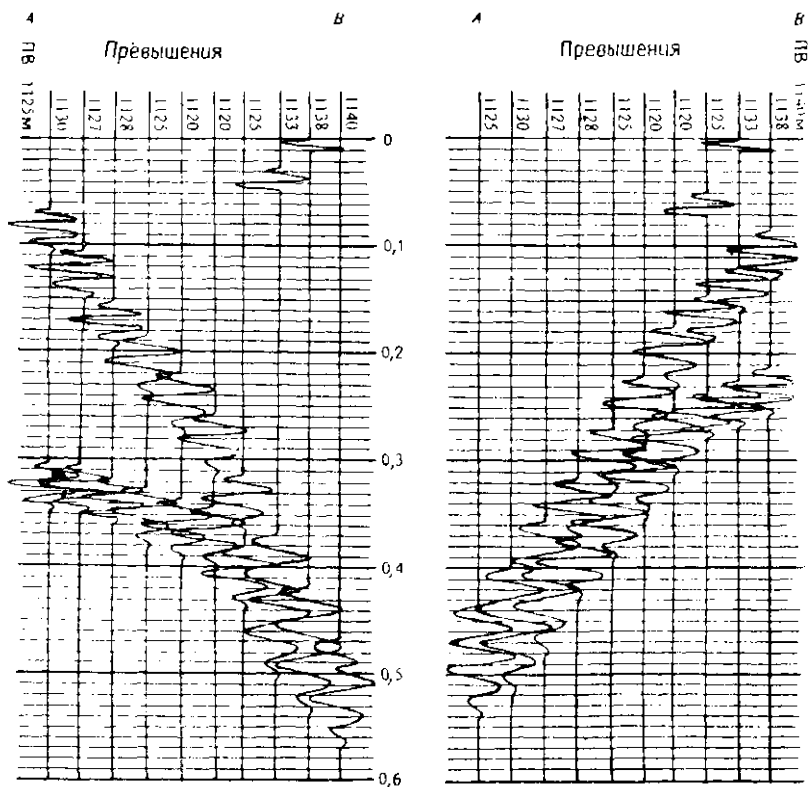


Рис. 5.73. Первые вступления отраженной волны

это не так. Каким образом мы можем убедиться в последнем? [Указание: нанесите на график рельеф профиля; это поможет вам найти прямую, наилучшим образом аппроксимирующую годографы первых вступлений для определения V_H .] б) Найдите мощность ЗМС в двух пунктах взрыва по данным прискважинного приемника. в) Какие поправки Δt_0 следует ввести во времена отраженных волн на двух пунктах взрыва для приведения данных к уровню на глубине 1100 м? г) Рассчитайте мощность ЗМС и поправку для каждой стоянки приемников. д) Нанесите скорректированные времена отражений на график $X^2 - T^2$ и оп-

ределите глубину, наклон и среднюю скорость в толще, покрывающей границу, если времена отражений равны 0,30 и 0,21 с.

5.35. Время отражения в пункте взрыва равно 1,2 с, а разность времен прихода отраженной волны к двум приемникам, расположенным по разные стороны от ПВ на расстоянии 1000 м от него, составляет 0,15 с при условии, что статические поправки уже введены. Допустим, что направление профиля перпендикулярно линии простирания. Определите глубину, наклон и горизонтальное смещение отражающей точки по отношению к пункту взрыва, если: а) угловой кинематический сдвиг отсутствует, а средняя скорость, определенная по вертикальному годографу, $\bar{V} = 2630$ м/с; б) заданы наблюдаемый угловой кинематический сдвиг и \bar{V} ; в) принято допущение о распространении волн по прямолинейным лучевым траекториям при данном угле выхода и известно \bar{V} ; г) распространение происходит по прямолинейным траекториям при локальной скорости над отражающей границей, равной 3840 м/с; д) известно истинное положение, определенное с помощью лучевой диаграммы, изображенной на рис. 5.63.

5.36. Пусть при морских исследованиях глубина воды составляет 1 км, а отражающая граница расположена на глубине 3 км под поверхностью дна. Используя рис. 5.66, определите оптимальный диапазон удалений для возбуждения S -волн. Скорость P -волн непосредственно под поверхностью дна равна 2,8 км/с, а скорость в воде 1,5 км/с.

Метод преломленных волн

Общий обзор

Исследования методами преломленных и отраженных волн сходны во многих отношениях, но в то же время они различаются по ряду особенностей. Эти методы сходны настолько, что отряд, проводящий полевые работы МОВ, в некоторых случаях может выполнять одновременно и наблюдения по МПВ, хотя часто с меньшей эффективностью, чем партия, специально предназначенная для работ МПВ. Различия в проведении полевых работ МОВ и МПВ возникают главным образом из-за больших расстояний источник — приемник, необходимых в МПВ. Энергия, направляемая в землю, при проведении работ МПВ должна быть больше. Поэтому преобладающим источником энергии в МПВ остаются взрывы зарядов ВВ, хотя наряду с ними используются и другие виды источников сейсмических колебаний. Распространение волн по более длинным траекториям приводит к тому, что высокие частоты в них в значительной мере поглощаются; поэтому записи преломленных волн в целом имеют более низкочастотный состав, чем записи отраженных волн. Следовательно, сейсмоприемники для регистрации преломленных волн должны обладать более низкой собственной частотой, чем сейсмоприемники, предназначенные для регистрации отраженных волн, хотя частотная характеристика последних часто подходит и для удовлетворительной регистрации преломленных волн. Большая часть цифровой сейсморазведочной аппаратуры может использоваться при работах МПВ, но старая аналоговая аппаратура не всегда обеспечивает требуемую низкочастотную характеристику.

В большинстве методик МПВ используются головные волны и выявляются горизонты, скорости в которых значительно больше, чем в покрывающих породах. В разрезе не всегда имеются такие горизонты, или положение высокоскоростных горизонтов может не быть связано с целевыми нефтеносными объектами, поэтому во многих ситуациях методы преломленных волн оказываются неприемлемы. Но даже если их можно применить, обработка профилей преломленных волн, как правило,

занимает больше времени, чем отработка профилей отраженных волн, главным образом из-за больших удалений, требующих значительного времени на перемещение оборудования и создания проблемы связи и передачи информации. В то же время профили МПВ обычно располагают не так близко, как профили МОВ, поэтому стоимость картирования площади по данным МПВ не обязательно будет выше по сравнению с МОВ.

Большинство работ МПВ проводится по методике продольного профилирования (§ 6.1.1), причем наиболее часто применяется методика встречных профилей. Для решения некоторых задач используются непродольные профили, веерные системы наблюдений и помещение сейсмоприемников в глубокие скважины. При проектировании сооружений, а также для решения других инженерных задач используется упрощенная модификация МПВ. Морские исследования МПВ требуют особых методических приемов.

Обработка данных МПВ рассматривается в § 6.2; как и в методе отраженных волн, данные следует исправить за рельеф и приповерхностные неоднородности. Существенным моментом в интерпретации данных МПВ (§ 6.3) является корреляция волн, которые соответствуют головным волнам от одного и того же преломляющего горизонта; часто здесь можно избежать неоднозначности, если только имеется достаточное количество данных. После того как выполнена корреляция и построены оси синфазности, глубину и угол наклона преломляющей границы определяют, используя формулы, приведенные в гл. 3. Для более сложных ситуаций, а также для интерпретации большого количества данных традиционными способами имеется целый ряд дополнительных методов построения сейсмических разрезов.

В одной группе этих методов используют запаздывание во времени, а в другой оперируют с волновыми фронтами. Интерпретация данных в инженерной геофизике (§ 6.4) обычно более проста и легче выполнима, чем при региональных исследованиях, поскольку приповерхностные слои сравнительно немногочисленны и, как правило, не требуется большой детальности результатов.

6.1. Профилирование МПВ

6.1.1. Продольное профилирование

В основе большинства методик полевых наблюдений МПВ лежит отработка встречных профилей. При этом длинная линейная расстановка из целого ряда групп сейсмоприемников отрабатывается с двух концов, причем взрывной интервал (т. е.

расстояние от пункта взрыва до первого приемника) должен быть достаточно большим, для того чтобы регистрировалась головная волна, проходящая основную часть своего пути в преломляющем слое или в нескольких преломляющих слоях, которые подлежат картированию. Как правило, проводить одновременную регистрацию волн на длинной расстановке сейсмоприемников считается нерациональным, поэтому длинные профили

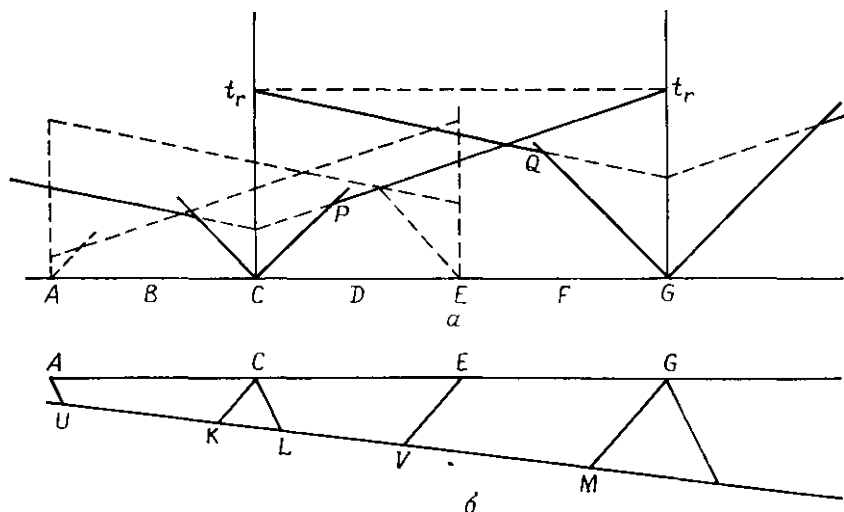


Рис. 6.1. Встречная система профилей МПВ. *a* — годографы при встречной системе непрерывного профилирования; *b* — модель среды с одной преломляющей границей.

МПВ обычно отрабатывают участками. Обратимся к рис. 6.1, *a*, на котором представлена одна преломляющая граница. Сейсмоколу для получения двух годографов можно расположить между точками *C* и *D*, а взрывы проводятся в точках *C* и *G*; затем коса перемещается на интервал между точками *D* и *E*, а взрывы по-прежнему производятся в точках *C* и *G*, и, таким образом, реализуется полная встречная система наблюдений на интервале профиля *CDEFG*. Величина заряда нередко меняется в зависимости от длины взрывного интервала: чем больше вынос пункта взрыва, тем больший требуется заряд. Обычно одна-две группы сейсмоприемников являются общими для соседних расстановок приборов; это делается, чтобы повысить надежность непрерывной увязки соседних участков годографа.

Взрывную скважину в точке *C* можно использовать и для отработки профиля влево от *C*, а скважину в точке *G* — для отработки профиля вправо от *G*. Отметим, что для встречных

годографов время t_r , называемое взаимным временем, совпадает и что величина t_0 , отсекаемая на оси времен годографами, соответствующими профилям, проходящим через один и тот же пункт взрыва в разных направлениях, одна и та же. Эти свойства чрезвычайно важны для идентификации отрезков годографов сложной формы при наличии нескольких преломляющих границ. В простых ситуациях встречный годограф можно построить, даже и не проводя реальных наблюдений, а используя лишь информацию о временах t_0 и t_r . Однако обычно интерес представляют как раз более сложные ситуации, поэтому подобная процедура становится малоприменимой.

Встречные годографы, полученные при взрывах в точках C и G , позволяют картировать преломляющую границу на отрезке от L до M . Встречный годограф влево от C дает возможность построить преломляющую границу влево от K . Таким образом, участок KL остается неизученным. Следовательно, для непрерывного прослеживания границы требуется перекрытие встречных профилей; встречный годограф между A и E (показанный пунктирной линией на рис. 6.1, а) обеспечит прослеживание границы между U и V , заполнив таким образом пробел KL , а также удвоив перекрытие на интервалах UK и LV . В идеальном случае двойное перекрытие не даст новой информации, но в реальной ситуации оно обеспечивает ценный контроль данных и увеличивает надежность интерпретации.

В случаях когда встречное профилирование не является обязательным, для сокращения числа необходимых пунктов взрыва можно использовать центральные расстановки (ACE на рис. 6.1 с пунктом взрыва в C). Однако, поскольку по восстанию и по падению границы кажущиеся скорости определяются из годографов, соответствующих различным участкам преломляющей границы, разломы, кривизна границы, горизонтальные изменения скорости и т. п. могут свести на нет преимущества такой методики.

Если в среде имеются две преломляющие границы (рис. 6.2), то, когда пункты взрыва находятся в C и G , головная волна от более мелкой границы будет регистрироваться в первых вступлениях от L до K и от M до N , а от более глубокой границы волна в первых вступлениях будет регистрироваться на интервалах от Q до S и от R до P .

Если удастся проследить оси синфазности волн, приходящих позже первых вступлений и называемых *последующими вступлениями*, можно увеличить степень перекрытия на том же профиле. Однако подобрать усиление для оптимальной регистрации одновременно и первых, и последующих вступлений бывает трудно, а иногда и вовсе невозможно: если усиление слишком мало, первые вступления могут оказаться слабыми и будет

трудно точно определить их время прихода; если же усиление слишком велико, последующие вступления могут стать непрослеживаемыми. Из-за таких трудностей построение преломляю-

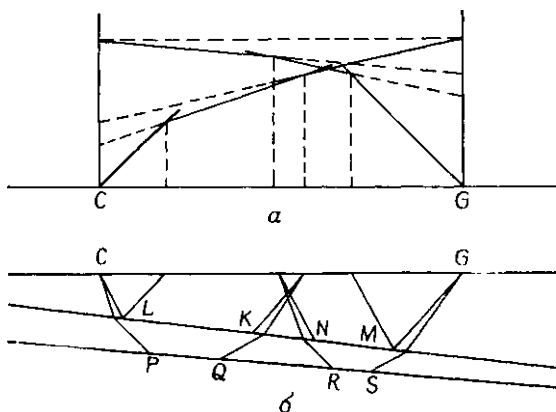


Рис. 6.2. Система встречного профилирования в случае двух преломляющих границ. *a* — годографы; *б* — модель среды с двумя преломляющими границами.

щих границ до появления магнитной записи базировалось главным образом лишь на первых вступлениях. С появлением регистрации волн на магнитную ленту воспроизведение записи

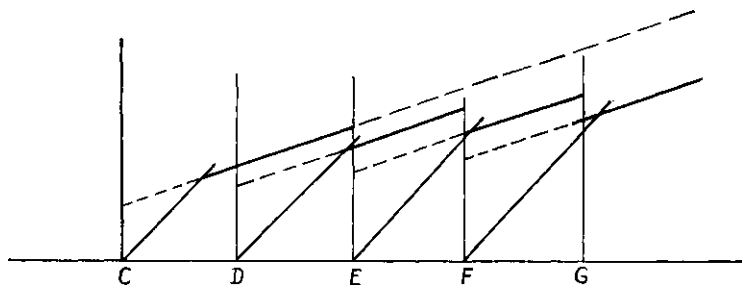


Рис. 6.3. Система одиночных годографов МПВ в случае одной преломляющей границы

делается с различным усилением, поэтому каждую ось синфазности можно наблюдать при оптимальных условиях.

Для сокращения объема полевых работ участки годографов, которые не добавляют информации, необходимой для картирования целевой преломляющей границы, часто не отрабатывают, если их можно достаточно точно предсказать заранее. Например, участки *CP* и *GQ* годографов на рис. 6.1, *a* можно опустить.

При прослеживании одной преломляющей границы часто предпочтительнее отрабатывать короткие профили МПВ, а не один длинный профиль. На рис. 6.3 использована расстановка приемников от C до E с пунктом взрыва в C , от D до F с пунктом взрыва в D и т. д. Затем участки годографов, относящиеся к картируемой преломляющей границе, переносят параллельно самим себе, чтобы увязать их в один сводный годограф, подобный обозначенному штриховой линией. Сводный годограф может отличаться от того годографа, который был бы получен в действительности для длинного профиля из пункта взрыва C , из-за наличия на последнем ветвей годографов преломленных волн от других горизонтов.

6.1.2. Непродольное профилирование и веерные системы наблюдений в МПВ

При работах методом непродольного профилирования пункты взрыва и приемные расстановки располагают вдоль двух параллельных профилей (рис. 6.4), выбранных так, чтобы целевая

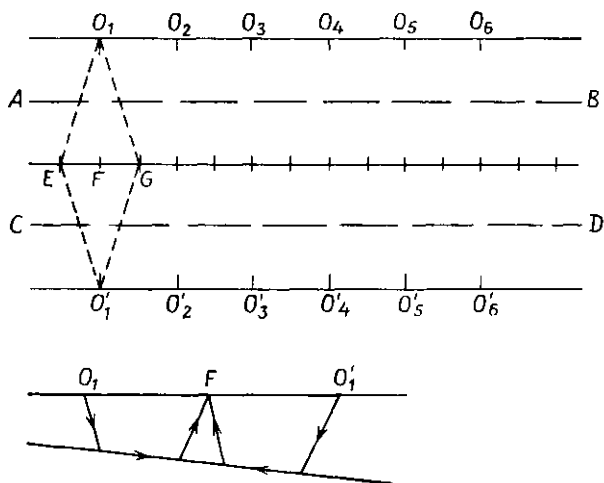


Рис. 6.4. Непродольное профилирование МПВ.

волна прослеживалась в наиболее благоприятных условиях минимальной интерференции с другими волнами. Там, где ось синфазности преломленной волны можно четко выделить среди других вступлений, эта методика является очень экономичной потому что все записи дают информацию о преломляющей границе. Однако обычные критерии идентификации преломленных

волн (такие, как кажущаяся скорость или соотношение с другими волнами) основаны на продольных наблюдениях и не годятся для записей по методике непродольного профилирования, при которой удаление приемника остается постоянным. Поэтому, если неожиданно меняется глубина преломляющей

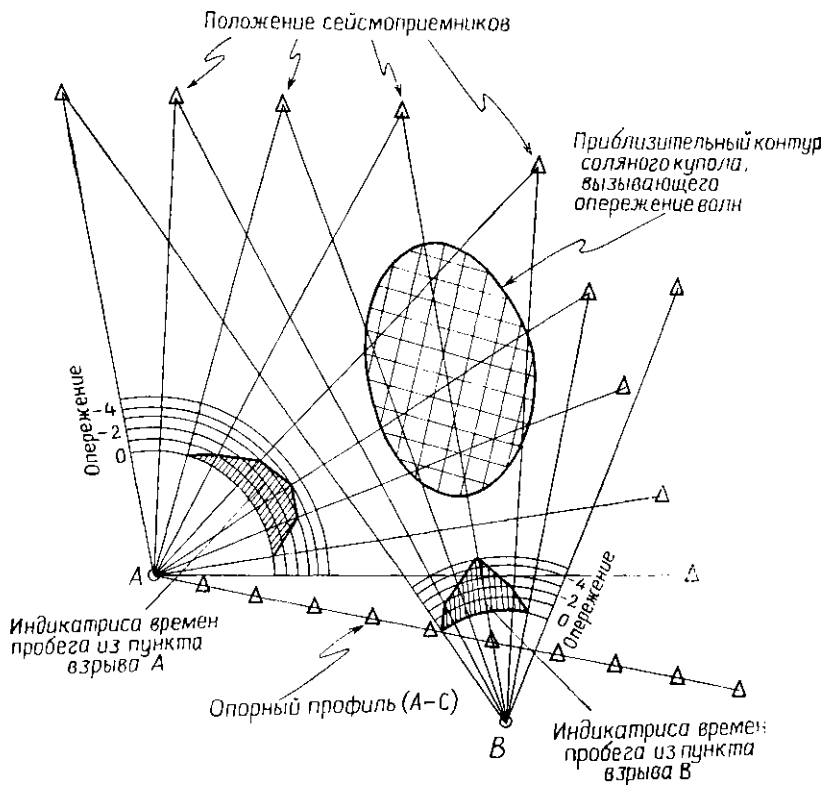


Рис. 6.5. Схема веерных наблюдений [130].

границы или появляются вступления от другой преломляющей границы, интерпретатор может ошибочно перейти к прослеживанию другого горизонта. Следовательно, для контроля правильности идентификации картируемого горизонта наблюдения по непродольным профилям следует сочетать с обычным продольным профилированием.

Впервые в широких масштабах МПВ использовался при поисках соляных куполов с применением методики *веерных наблюдений* (см. § 1.2.2). Соляной купол представляет собой высокоскоростное включение в низкоскоростном разрезе, по-

этому при наличии купола горизонтально распространяющаяся энергия подходит к приемникам раньше, чем при его отсутствии; разница во времени вступления между наблюдаемой в реальности волной и тем, которое ожидается при отсутствии купола, называется временем *опережения*. При веерных наблюдениях (рис. 6.5) сейсмоприемники располагают по различным направлениям от пункта взрыва примерно на одинаковых удалениях, хотя обычно условием постоянства этого расстояния приходится жертвовать ради подходящих мест установки приемников. Оперения во времени, показанные на перекрывающихся веерных расстановках, приблизительно указывают местоположение высокоскоростного включения. Этот метод не используется для точного оконтуривания куполов.

6.1.3. Метод Гарднера оконтуривания соляных куполов

Большая часть нефти, связанной с залежами на крыльях соляных куполов, находится вблизи поверхности самого соляного тела, поэтому точное картирование границ соляной структуры представляет значительный экономический интерес. В методе Гарднера [62] сейсмоприемники должны помещаться в глубокую скважину, пробуренную в соляном теле с этой целью, а взрывы производятся на поверхности на различных удалениях от скважины. Луч каждой волны, полученной от каждого взрыва, проходит частично в относительно низкоскоростных осадочных породах и частично в высокоскоростной соли. Для данного времени пробега и положения сейсмоприемников геометрическим местом точек возможного пересечения границы соли служит поверхность (*апланатная поверхность*), которую можно аппроксимировать параболоидом вращения (рис. 6.6, а). Поверхность, касательная к параболоидам, полученным во всех наблюдениях при различных комбинациях положений источник — приемник, определяет границу соляного купола.

В модификациях метода Гарднера используют взрывы на поверхности и сейсмоприемники, расположенные в глубокой скважине вблизи, но не в пределах соляного тела. Подобные же методы иногда применяются для оконтуривания помимо соли и других тел.

6.1.4. Инженерные работы на суше

Проекты инженерных изысканий, как правило, не предусматривают больших затрат на геофизические работы, поэтому применяемые аппаратура и методика обычно достаточно просты. Источником колебаний может служить молот, которым ударяют по металлической плите, лежащей на земле, при этом момент

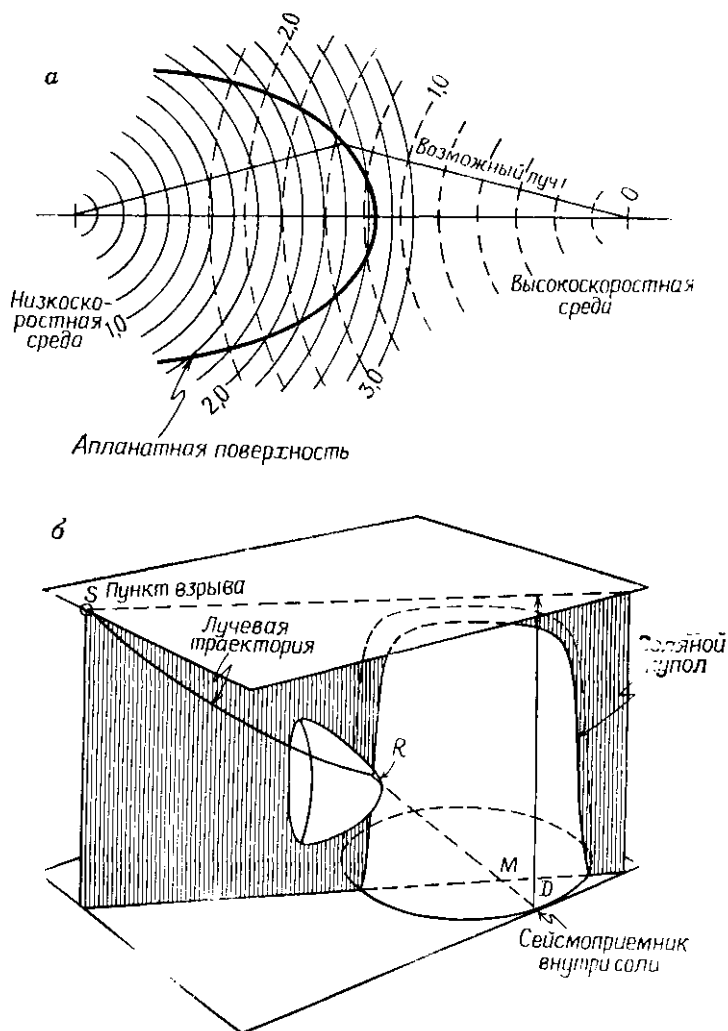


Рис. 6.6. Оконтуривание соляного купола с использованием сейсмоприемника внутри соли [62]. *а* — вид апланатной поверхности в плане; *б* — изометрическое изображение лучевой траектории и параболоида апланатной поверхности.

удара отмечается с помощью инерционного контактора на молоте; ручной «тампер»; груз, сбрасываемый на землю с некоторой высоты; взрывы малых зарядов или излучатель типа Сосн (рис. 5.28). (Такого типа источники используются также для инженерных целей в МОВ; см. [117].) Регистрация сей-

смической энергии обычно осуществляется приемниками с подвижной катушкой, подобными уже описанным выше.

Часто используется лишь небольшое число каналов, как правило от одного до шести. Усилители и осциллограф обычно весят лишь несколько килограммов и помещаются в небольшом металлическом чемодане. В некоторых системах зарегистрированные данные выводятся на небольшой экран осциллографа и фотографируются с помощью поляроидной камеры для получения непрерывной записи. В ряде систем отметчики времени запускаются в момент излучения энергии и останавливаются, когда первое вступление достигает приемников, позволяя тем самым непосредственно считывать времена пробега. Более современные системы регистрации складывают сигналы от нескольких последовательных ударов (синфазное суммирование), что легко позволяет удваивать диапазон регистрации (диапазон регистрации удара молота можно увеличить таким образом от 50 до 100 м).

6.1.5. Морские исследования МПВ

В связи с тем что условия регистрации преломленных волн требуют достаточно больших расстояний между источником и приемниками, для проведения морских работ МПВ, как правило, нужны два корабля. Для отработки встречного профиля МПВ по одному траверсу требуются три судна — по одному взрывному кораблю на каждом конце и один приемный корабль, движущийся вдоль профиля между ними. Чтобы пройти расстояние между пунктами взрыва, взрывным кораблям требуется значительное время, поскольку их максимальная скорость довольно низка, и, следовательно, высокая производительность, характерная для морских исследований МОВ, в методе преломленных волн на море не реализуется. Морские работы МПВ являются довольно дорогостоящими.

Радиобуй (рис. 6.7) позволяет вести регистрацию на профиле МПВ с одним кораблем. Он представляет собой радиостанцию, которая транслирует полученную информацию обратно на корабль. Радиобуй выбрасывают за борт; соленая вода активизирует батареи радиобуя, как и другие приспособления, заставляющие радиоантенну выдвигаться вверх, а один или два гидрофона, подвешенных к бую, — опускаться вниз. По мере удаления корабля от буя производятся взрывы и сигналы, воспринятые гидрофонами, передаются по радио на корабль, где регистрируются. Время вступления волны, распространяющейся от источника прямо к гидрофону по водному слою, используется для расчета удаления. По прошествии заданного интервала времени буй самозатапливается и больше не используется. С по-

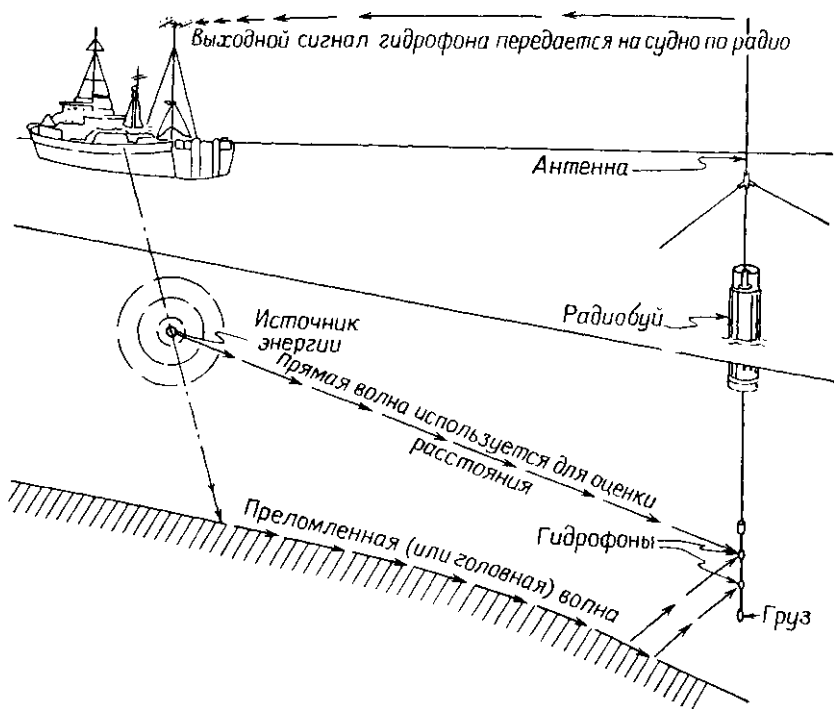


Рис. 6.7. Схема работы с радиобуем. [С разрешения компании «Селект интернейшнл».] После погружения радиобуя в воду 1) поднимается антенна, 2) опускаются гидрофоны, 3) включаются батареи.

мощью буев вошло в практику проведение МПВ по системе профилирования одновременно с выполнением профилирования МОВ; единственным дополнительным расходом является стоимость радиобуев.

6.2. Обработка данных МПВ

6.2.1. Ввод поправок в данные МПВ

Данные метода преломленных волн необходимо скорректировать за изменения рельефа и за зону малых скоростей таким же образом, как и в методе отраженных волн. Методы коррекции в основном те же самые, только сейсмоприемники зачастую расположены слишком далеко от пункта взрыва, чтобы регистрировать волну, преломленную в подошве ЗМС, и поэтому вдоль большей части профиля данные о ЗМС могут отсутствовать. Специально для получения информации о преломлении в подошве ЗМС можно провести дополнительные взрывы.

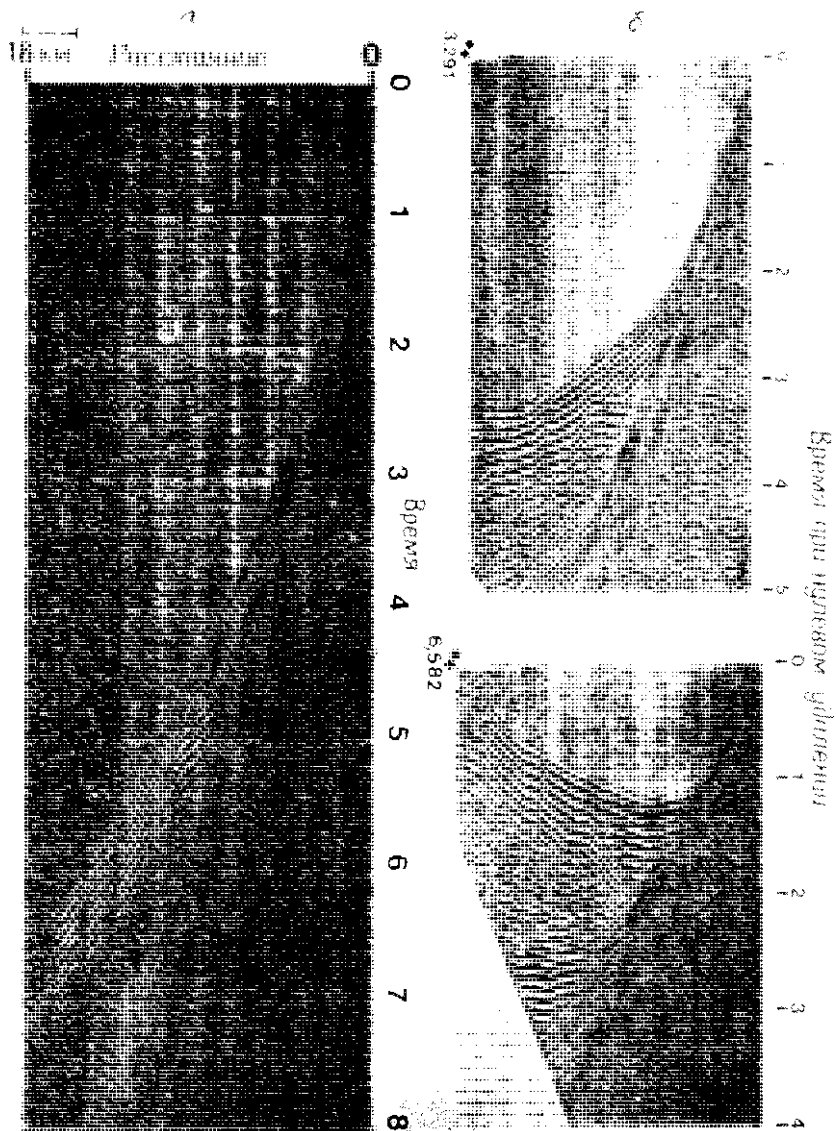


Рис. 6.8. Редуцированный временной разрез МПВ. [С разрешения «Петти-Рей джеофизикал»] *а* — обычный разрез МПВ; *б* — разрез, редуцированный при скорости 5469 м/с с целью подчеркнуть оси синфазности высокоскоростных волн (*вверху*) и редуцированный при скорости 2735 м/с (*внизу*). Вычитание x/V_R облегчает разделение осей синфазности и упрощает корреляцию волн.

Если имеется полная система профилей МПВ от нулевого удаления до очень больших расстояний, перезапись данных с различными характеристиками фильтров и с автоматической регулировкой усиления (АРУ) позволяет прокоррелировать между собой оси синфазности отраженных и преломленных волн, давая таким образом дополнительную информацию для интерпретации волн обоих типов. Часто наиболее сильные отраженные волны не соответствуют наиболее сильным преломленным волнам.

Другим полезным способом представления данных МПВ является изображение результатов в виде редуцированных разрезов МПВ (рис. 6.8), когда времена вступлений сдвигают на величину x/V_R , где x — удаление приемника, V_R — величина, близкая к граничной скорости. Если V_R было бы в точности равно граничной скорости, то остаточные времена равнялись бы временам запаздывания (которые будут рассмотрены в § 6.2.2) и рельеф на редуцированном разрезе МПВ соответствовал бы рельефу преломляющей границы (хотя и смещен относительно последнего по горизонтали). Однако, даже если V_R только приблизительно равно граничной скорости, использование редуцированных разрезов значительно улучшает прослеживаемость осей преломленных волн, особенно в последующих вступлениях.

6.2.2. Методы временного запаздывания

а) Времена запаздывания. Понятие времени запаздывания, введенное Гарднером [60], широко используется в стандартной интерпретации данных МПВ главным образом благодаря тому, что многочисленные алгоритмы, основанные на использовании времен запаздывания, дают более точные результаты, чем если пытаться применить уравнения (3.30) — (3.47) для построения криволинейных преломляющих границ или границ неправильной формы. Если принять, что времена вступления преломленной волны уже исправлены за рельеф и ЗМС, то *время запаздывания*, относящееся к траектории *SMNG* на рис. 6.9, представляет собой наблюдаемое время вступления преломленной волны в точку *G* (t_g) минус время, затраченное волной на прохождение пути от точки *P* до точки *Q* (проекция траектории на преломляющую границу) со скоростью V_2 . Обозначив время запаздывания буквой δ , запишем

$$\delta = t_g - \frac{PQ}{V_2} = \left(\frac{SM + NG}{V_1} + \frac{MN}{V_2} \right) - \frac{PQ}{V_2} = \left(\frac{SM + NG}{V_1} \right) - \left(\frac{PM + NQ}{V_2} \right) = \left(\frac{SM}{V_1} - \frac{PM}{V_2} \right) + \left(\frac{NG}{V_1} - \frac{NQ}{V_2} \right) = \delta_s + \delta_g, \quad (6.1)$$

где δ_s и δ_g называют временами запаздывания в пункте взрыва и в пункте приема соответственно, поскольку они связаны

с участками траектории, идущими вниз от источника и вверх к приемнику.

Приближенное значение δ найдем, приняв, что наклон границы достаточно мал и отрезок PQ приблизительно равен удалению сейсмоприемника x . В этом случае

$$\delta = \delta_s + \delta_g \approx t_g - x/V_2. \quad (6.2)$$

При наклоне границы менее 10° это соотношение даст удовлетворительную точность результатов для решения большинства задач. Если подставить значение t_g , полученное из выражений (3.31), (3.41) и (3.42), то становится ясно, что δ равно t_0 только в случае горизонтальной границы.

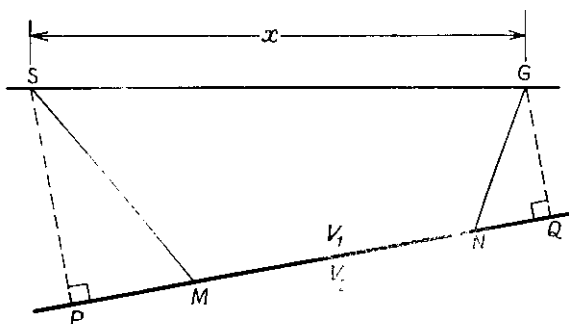


Рис. 6.9. Иллюстрация к понятию времени запаздывания

В литературе описано много способов интерпретации, использующих время запаздывания. Например, такие способы предложены Гарднером [60, 63], Бартелмсом [14], Таррантом (199), Виробеком [225], Барри [12]. Мы рассмотрим только три последних. Методы, описанные Виробеком и Таррантом, подходят для одиночных годографов, метод Барри дает наилучшие результаты в случае встречных годографов.

б) Метод Барри. Схема, описанная Барри, подобно многим, основанным на временах запаздывания, требует разложения полного времени запаздывания δ на составляющие члены δ_s и δ_g . На рис. 6.10 изображен приемник R , который регистрирует колебания от источников A и B . Луч BN отражается под критическим углом; следовательно, Q — первый приемник, который зарегистрирует головную волну, порожденную источником B . Пусть δ_{AM} — время запаздывания в пункте взрыва A , δ_{NQ} и δ_{PR} — времена запаздывания в пунктах приема Q и R , а δ_{AQ} и δ_{AR} — полные времена запаздывания для траекторий $AMNQ$ и $AMPR$.

Тогда

$$\begin{aligned}\delta_{AQ} &= \delta_{AM} + \delta_{NQ}, \\ \delta_{AR} &= \delta_{AM} + \delta_{PR}, \\ \Delta\delta &= \delta_{AQ} - \delta_{AR} = \delta_{NQ} - \delta_{PR}.\end{aligned}$$

Время запаздывания в пункте взрыва B δ_{BN} , в случае если наклон границы мал, приблизительно равно времени запаздывания в пункте приема Q δ_{NQ} . Следовательно,

$$\delta_{BR} = \delta_{BN} + \delta_{PR} \approx \delta_{NQ} + \delta_{PR}.$$

Времена запаздывания в пунктах приема теперь можно записать в следующем виде:

$$\begin{aligned}\delta_{NQ} &\approx \frac{1}{2}(\delta_{BR} + \Delta\delta), \\ \delta_{PR} &\approx \frac{1}{2}(\delta_{BR} - \Delta\delta).\end{aligned}\quad (6.3)$$

Таким образом, время запаздывания в пункте приема R можно получить, если имеются данные для двух пунктов взрыва

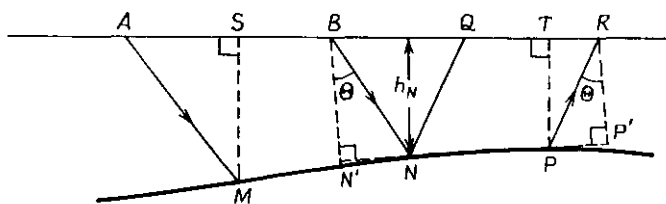


Рис. 6.10. Определение времен запаздывания в пункте взрыва и пункте приема.

с одной стороны от приемной расстановки и можно найти точку Q . Если принять, что вблизи N граница горизонтальна и находится на глубине h_N , можно записать

$$h_N = V_1 \delta_{BN}' \cos \Theta, \quad (6.4)$$

$$BQ = 2h_N \operatorname{tg} \Theta = 2V_1 \delta_{BN} (\operatorname{tg} \Theta' \cos \Theta) = 2V_2 \delta_{BN} \operatorname{tg}^2 \Theta. \quad (6.5)$$

Принимаем, что время запаздывания δ_{BN} равно половине t_0 в точке B ; это позволяет рассчитать приближенное значение BQ и определить таким образом времена запаздывания для всех сейсмоприемников вправо от Q , которые зарегистрировали колебания, возбужденные в точках A и B .

Этот способ интерпретации включает следующие шаги, которые можно проследить по рис. 6.11:

- построение годографов по исправленным временам;
- расчет и построение графиков полных времен запаздывания для всех положений приемников;

в) расчет «сейсмического сноса для сейсмоприемников» (PP' на рис. 6.10) с помощью соотношения $PP' \approx V_2 \delta_{PR} \operatorname{tg}^2 \Theta$ (см. задачу 6.3), после чего кривые времен запаздывания в п. (б) сдвигаются по направлению к пункту взрыва на эти величины;

г) смещенные на этапе (в) кривые для встречных профилей должны быть параллельны; любое расхождение обусловлено

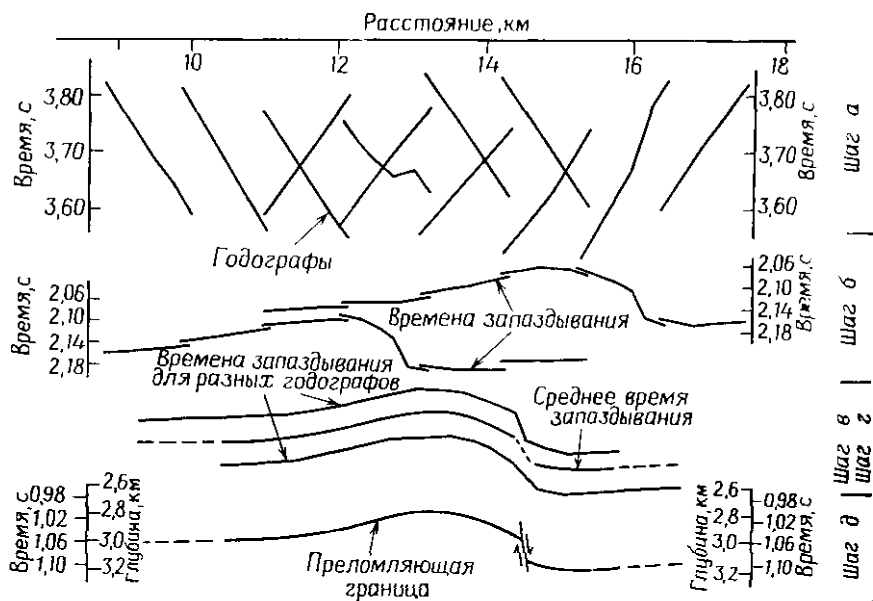


Рис. 6.11. Интерпретация встречных профилей по методу времен запаздывания [12].

неточным выбором значения V_2 ; следовательно, значение V_2 необходимо исправить и повторить этапы (б), (в), пока кривые не станут параллельны (на практике уточнение V_2 обычно производится только один раз);

д) разделение полных времен запаздывания на относящиеся к пунктам взрыва и пунктам приема (при этом последние относят к проекциям на поверхность точек, в которых сейсмическая волна падает на преломляющую границу и отходит от нее, т. е. к точкам S и T на рис. 6.10); масштаб времен, если требуется, можно перевести в масштаб глубин с помощью формулы (6.4).

в) *Метод Тарранта*. В этом методе времена запаздывания используются для определения положения точки Q (рис. 6.12, а),

в которой энергия, регистрируемая в пункте R , отходит от границы. Обозначив δ_R время запаздывания, связанное с траекторией QR , запишем

$$\rho_g = \rho V_1 - (\rho \cos \varphi)/V_2,$$

откуда

$$\rho = V_1 \delta_R / (1 - \sin \Theta \cos \varphi). \quad (6.6)$$

Мы получили уравнение эллипса в полярной системе координат. Эллипс — это геометрическое место таких точек Q (рис. 6.12, б),

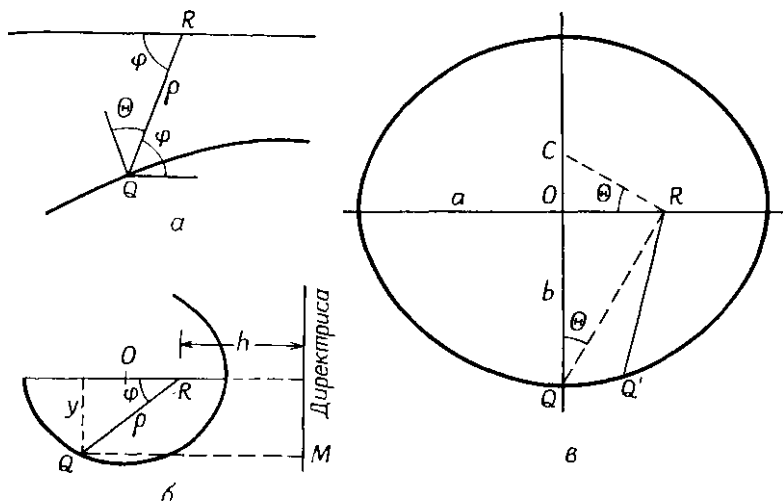


Рис. 6.12. Интерпретация по методу Тарранта а — связь между точкой приема R и точкой Q отхода от границы; б — схема, поясняющая, что геометрическим местом точек Q является эллипс, в одном из фокусов которого располагается точка R ; в — геометрия эллипса, проходящего через точку Q .

для которых отношение QR/QM остается постоянным (равным эксцентриситету ϵ , который для эллипса меньше 1, т. е.

$$\rho/(h + \rho \cos \varphi) = \epsilon,$$

а следовательно,

$$\rho = \epsilon h / (1 - \epsilon \cos \varphi). \quad (6.7)$$

Большая ось эллипса $2a = \rho_{\varphi=0} + \rho_{\varphi=\pi} = 2\epsilon h / (1 - \epsilon^2)$. Малую полуось b можно найти, записав $y = \rho \sin \varphi$ и определив y_{\max} ; это дает $b = \epsilon h (1 - \epsilon^2)^{-1/2}$. Расстояние от фокуса R до центра эллипса O равно

$$\rho|_{\varphi=0} - a = \epsilon h / (1 - \epsilon) - \epsilon h / (1 - \epsilon^2) = \epsilon a.$$

Если принять $e = \sin \Theta$ и $h = V_2 \delta_g$, выражение (6.7) перейдет в (6.6).

Для горизонтальной преломляющей границы получается эллипс (рис. 6.12, а) с $a = V_2 \delta_g \operatorname{tg} \Theta \sec \Theta$, $b = V_2 \delta_g \operatorname{tg} \Theta$ и $OR = V_2 \delta_g \operatorname{tg}^2 \Theta$. Подобным же образом $RQ = b/\cos \Theta = a$ и $\angle OQR = \operatorname{arctg}(OR/b) = \Theta$, $OQ = OR \operatorname{ctg} \Theta = V_2 \delta_g \operatorname{tg} \Theta$.

В окрестности Q эллипс можно аппроксимировать окружностью того же радиуса кривизны. Если записать уравнение эллипса в декартовой системе координат

$$(x/a)^2 + (y/b)^2 = 1,$$

то радиус кривизны r можно выразить как

$$r = (1 + y'^2)^{3/2} / y'',$$

где $y' = -(b/a)^2(x+y)$ и $y'' = -(b/a)^2(y - xy')/y^2$; в точке Q $y' = 0$ и $y'' = b/a^2$. Следовательно,

$$r = a^2/b = V_1 \delta_g / \cos^3 \Theta = V_2 \delta_g \operatorname{tg} \Theta \sec^2 \Theta$$

и центр кривизны C лежит в точке $(0, r - b)$, т. е. $(0, V_2 \delta_g \operatorname{tg}^3 \Theta)$. Следовательно, $\angle CRO = \operatorname{arctg}(CO/RO) = \Theta$, а значит, $\angle CRQ$ — прямой угол.

Чтобы применить описанный метод, мы должны определить скорости V_1 и V_2 и время запаздывания в пункте взрыва δ_s , а затем рассчитать δ_g по формуле

$$\delta_g = t_R - x/V_2 - \delta_s.$$

После этого можно вычислить OR , OQ и затем найти положение C , проведя перпендикуляр RC к RQ . Из C проводим дугу окружности, соответствующую преломляющей границе в окрестности точки Q . Если наклон границы отличен от нуля, точкой выхода станет Q' и длина дуги QQ' увеличивается при росте угла наклона границы. Но даже для углов падения умеренной величины дуга эллипса QQ' будет близка к дуге окружности, проходящей через Q , и, таким образом, огибающая дуг окружностей достаточно точно отобразит преломляющую границу.

Метод Тарранта удобен, когда наклон грани умеренный или даже большой, а преломляющая граница криволинейна или имеет неправильную форму. Принципиальным ограничением является точность определения V_2 .

г) *Метод Виробека.* Для иллюстрации метода Виробека обратимся к верхней части рис. 6.13, где показан ряд одиночных годографов. Последовательные шаги интерпретации таковы:

а) строят исправленные годографы и измеряют времена t_0 , отсекаемые годографами на оси t ;

б) рассчитывают полное время запаздывания δ для каждого положения приемников при каждом положении пункта взрыва

и наносят полученные значения в точках приема (если нужно, принимают некоторое значение V_2); сдвигая отдельные участки вверх и вниз, получают сводную кривую запаздывания, отражающую конфигурацию мнимого горизонта;

в) строят график времени t_0 , деленного на 2, и сопоставляют его со сводной кривой запаздывания; расхождение между двумя

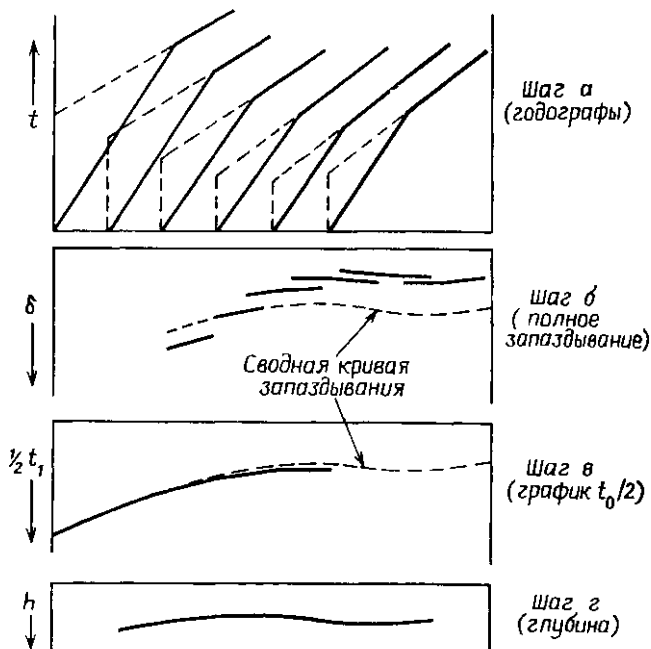


Рис. 6.13. Интерпретация профилей, отработанных в одном направлении, по методу Виробска [225].

кривыми указывает на то, что значение V_2 выбрано неверно (см. ниже), поэтому значение, использованное на шаге (б), следует уточнять, пока две кривые не станут «параллельны», после чего кривую $t_0/2$ дополняют путем интерполяции и экстраполяции так, чтобы она покрывала тот же диапазон, что и сводная кривая временных задержек;

г) кривую $t_0/2$ преобразуют в кривую глубин, используя выражение (3.32), а именно

$$h = 1/2 V_1 t_1 / \cos \Theta$$

(заметим, что в данном случае мы пренебрегаем разницей между вертикальной глубиной h и наклонными отрезками h_u , h_d в (3.39) и (3.40)).

Успех применения метода Виробека зависит от того, является ли кривая δ приблизительно параллельной кривой $t_0/2$. Для доказательства этого результата читателю следует обратиться к задаче 6.4. Чтобы применять данный метод, не требуется встречных профилей, так как t_0 не зависит от направления, в котором развернута приемная коса.

Методы временного запаздывания подвержены некоторым ошибкам, которых следует избегать. По мере увеличения расстояния приемника от пункта взрыва цуг преломленных волн становится длиннее и максимум энергии сдвигается в сторону более поздних периодов. Поэтому возникает опасность, что на разных профилях прокоррелированными окажутся разные периоды и что ошибка будет интерпретироваться как увеличение временного запаздывания в пункте взрыва. Если имеется достаточно данных, ошибка будет, как правило, очевидна. Изменения в скорости преломленной волны проявляются в локальных расхождениях кривых полного временного запаздывания в зависимости от удаления для пар встречных годографов. Однако, если использованы годографы, не соответствующие на самом деле волне, преломленной на рассматриваемой границе, вид графиков оказывается таким же, как если бы менялась граничная скорость. В случаях когда имеется несколько преломляющих границ, которые характеризуются почти одинаковыми граничными скоростями, однозначная интерпретация может оказаться невозможной.

6.2.3. Метод волновых фронтов (полей времен)

а) Метод Торнберга. Целый ряд способов интерпретации данных МПВ, как правило графических, основан на реконструкции волновых фронтов. Классической публикацией по этому вопросу можно считать статью Торнберга [203]; представляют интерес также работы [18, 62, 70, 72, 158, 165].

Рис. 6.14 иллюстрирует принцип метода построения волновых фронтов. Фронт преломленной волны, достигающий точки A в момент времени $t = 1,600$ с, подходит к B , C , ... в моменты $1,600 + \Delta t_B$, $1,600 + \Delta t_C$, ... Построив дуги окружностей с центрами B , C , ... и радиусами $V_1 \Delta t_B$, $V_1 \Delta t_C$, ..., мы можем восстановить волновой фронт для $t = 1,600$ с (AZ) с требуемой точностью. Подобным же образом можно построить волновые фронты для любого момента времени (см., например, приведенный на том же рисунке волновой фронт для $t = 1,400$ с). Показаны также волновые фронты прямой волны от источника S , являющиеся окружностями.

На рис. 6.15 изображены только те фронты, которые соответствуют волнам, приходящим первыми (все последующие

вступления для простоты исключены из рассмотрения). В интервале между источником S и точкой выхода преломленной волны C (см. (3.34)) в первых вступлениях наблюдается прямая волна. Вправо от C первой приходит волна, преломленная на первой границе, но вправо от G ее обгоняет волна, преломленная на более глубокой границе.

Две системы волновых фронтов, соответствующие прямой волне и волне, преломленной на первой границе, пересекаются

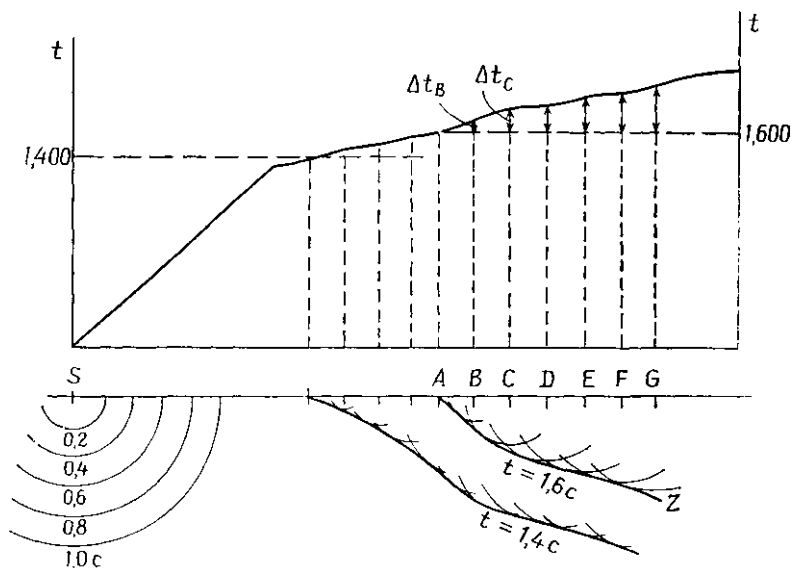


Рис. 6.14. Построение волновых фронтов.

вдоль пунктирной линии ABC ; эта линия, названная Торнбергом *кривой совпадения времен*, проходит через точки, где пересекающиеся волновые фронты характеризуются одинаковым временем. $DEFG$ — кривая совпадения времен для более глубокой границы. Кривые совпадения времен касаются преломляющих границ в точках A и D , где угол падения луча достигает критического значения (см. задачу 6.6), а точки, в которых кривые совпадения времен пересекают поверхность, отличаются резким изменением наклона годографа.

Поскольку кривая совпадения времен касается преломляющей границы, положение последней можно найти, если есть данные по одному профилю плюс некоторые дополнительные данные, например ее наклон, глубина, критический угол, или же данные еще по одному профилю (не обязательно встречному), так как в этом случае есть две кривые совпадения времен и преломляющая граница является для них общей касательной.

Если есть данные по встречным профилям, построение волновых фронтов позволяет реализовать изящный метод построения преломляющей границы. Суть метода ясна из рис. 6.16,

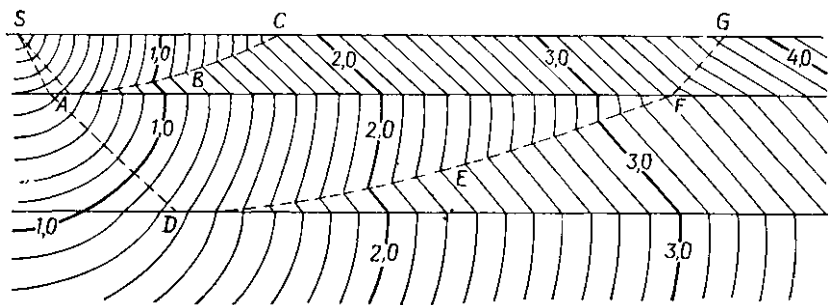


Рис. 6.15. Кривые совпадения времен [203].

на котором показаны два волновых фронта MCD и PCE , построенных из точек A и B и пересекающихся в промежуточной точке C . Очевидно, что сумма времен пробега от A и B до C равна взаимному времени t_r для пунктов взрыва A и B . Если построить два волновых фронта по годографу, не зная положения преломляющей границы RS , они будут выглядеть как MCN

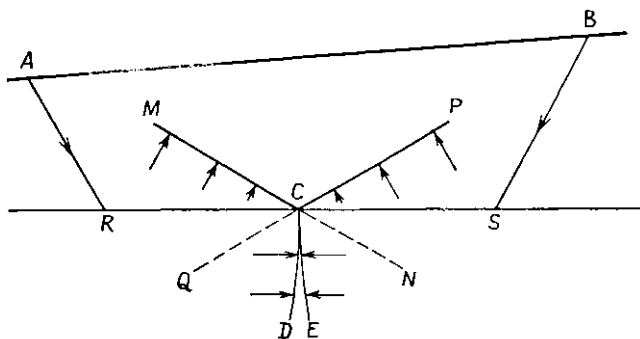


Рис. 6.16. Построение преломляющей границы по точкам пересечения волновых фронтов.

и PCQ , а не как MCD и PCE . Следовательно, если начертить пары волновых фронтов из A и B , таких, что сумма времен пробега равна t_r , преломляющая граница будет проходить через точки пересечения соответствующих пар волновых фронтов на рис. 6.16.

б) Метод «плюс-минус» Хагедорна. В методе «плюс-минус» Хагедорна [70] применяется построение, сходное с вышеописанным. Когда преломляющая граница горизонтальна, пересе-

кающиеся волновые фронты, проведенные с интервалом Δ мс, образуют ромбовидные фигуры (рис. 6.17), горизонтальные и вертикальные диагонали которых равны $V_2\Delta$ и $V_1\Delta/\cos\theta$ соответственно. Если сложить два значения времени пробега на любом пересечении и вычесть t_r , то полученный результат (значение «плюс») будет равен нулю на преломляющей границе, значение «плюс»

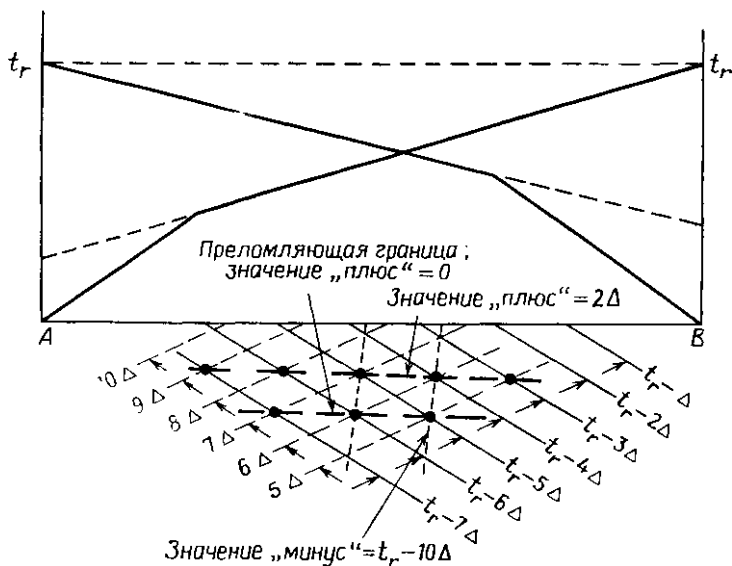


Рис. 6.17. Интерпретация по методу «плюс-минус».

$+2\Delta$ на горизонтальной прямой, проходящей через предыдущий ряд значений по вертикали над теми пересечениями, которые определяют преломляющую границу, $+4\Delta$ на следующей линии пересечений вверх по разрезу и т. д. Поскольку расстояние между каждой парой соседних линий составляет $V_1\Delta/\cos\theta$, для построения преломляющей границы можно использовать любую из «плюс»-линий. Разность между двумя временами в точке пересечения называется значением «минус»; она постоянна вдоль субвертикальных линий, проходящих через пересечения волновых фронтов. Расстояние между последовательными «минус»-линиями, как следует из рис. 6.17, составляет $V_2\Delta$; благодаря этому можно непрерывно контролировать значение V_2 . Несмотря на то что наклон границы изменяет приведенные соотношения, в случае небольших углов наклона искажения достаточно малы; поэтому считается, что «плюс»-линии остаются параллельными преломляющей границе, а «минус»-линии не сходятся и не расходятся по отношению друг к другу.

в) *Графический метод Хейлса*. Графические способы очень удобны для решения многих задач интерпретации в методе преломленных волн. При аккуратном выполнении графические построения обычно позволяют быстро получить решение с требуемой точностью, и ими удобно пользоваться, так как интерпретация отличается наглядностью.

Метод Хейлса [72] полезен в тех случаях, когда заметно меняется глубина преломляющей границы; такая ситуация часто связана с изменениями скоростей в покрывающей толще, а также граничных скоростей. Для применения этого метода нужны встречные годографы. Сущность его в использовании сопряженных точек, скажем A и B (рис. 6.18, *а*), расположение которых соответствует общей точке Q отхода волны от границы; при этом глубина и наклон преломляющей границы заранее не известны. Сначала мы опишем процесс интерпретации, а затем докажем сделанные предположения.

На данной паре встречных годографов, подобных приведенным на рис. 6.18, *б*, выбираем произвольную точку B , в которой время прихода волны равно t_{RB} . Точка K определяется соотношением $KB = t_r - t_{RB}$. Прямая, проходящая через K под углом $\alpha = \arctg(V_1 \sin \Theta)$, отсекает на встречном годографе время t_{SA} в положении A , которое является точкой на встречном профиле, связанной с той же точкой на преломляющей границе (Q на рис. 6.18, *а*), что и B . Теперь можно определить время t' и расстояние x' (рис. 6.18, *б*) по встречному годографу. Проводим прямую через A под критическим углом Θ (рис. 6.18, *в*), которая пересекает в точке C перпендикуляр, восстановленный в середине отрезка AB . Затем проводим дугу радиуса $\rho = V_1 t' / 2 \cos \Theta$. Преломляющую границу строим как огибающую дуг, проведенных таким путем. Угол α , введенный выше, не точно равен углу α' , но, как будет показано, этой ошибкой можно пренебречь.

Чтобы доказать правильность построений этого метода, рассмотрим треугольник AQB (рис. 6.18, *г*), где Q — точка преломления. Преломленные волны, распространяющиеся от R до B и от S до A (рис. 6.18, *а*), отходят от преломляющей границы в точке Q . Проведем окружность через точки A , Q и B , после чего значения ряда углов можно выразить через критический угол Θ и угол наклона границы ξ . Расстояние $CQ = \rho$ можно найти, если учесть, что

$$\rho \cos \Theta = QN = AQ - AN = QG = BQ + BG.$$

Но $AN = CN \operatorname{tg} \xi = CG \operatorname{tg} \xi = BG$; подставив эти значения в выражение для $\rho \cos \Theta$, получим

$$\rho = (AQ + BQ) / 2 \cos \Theta.$$

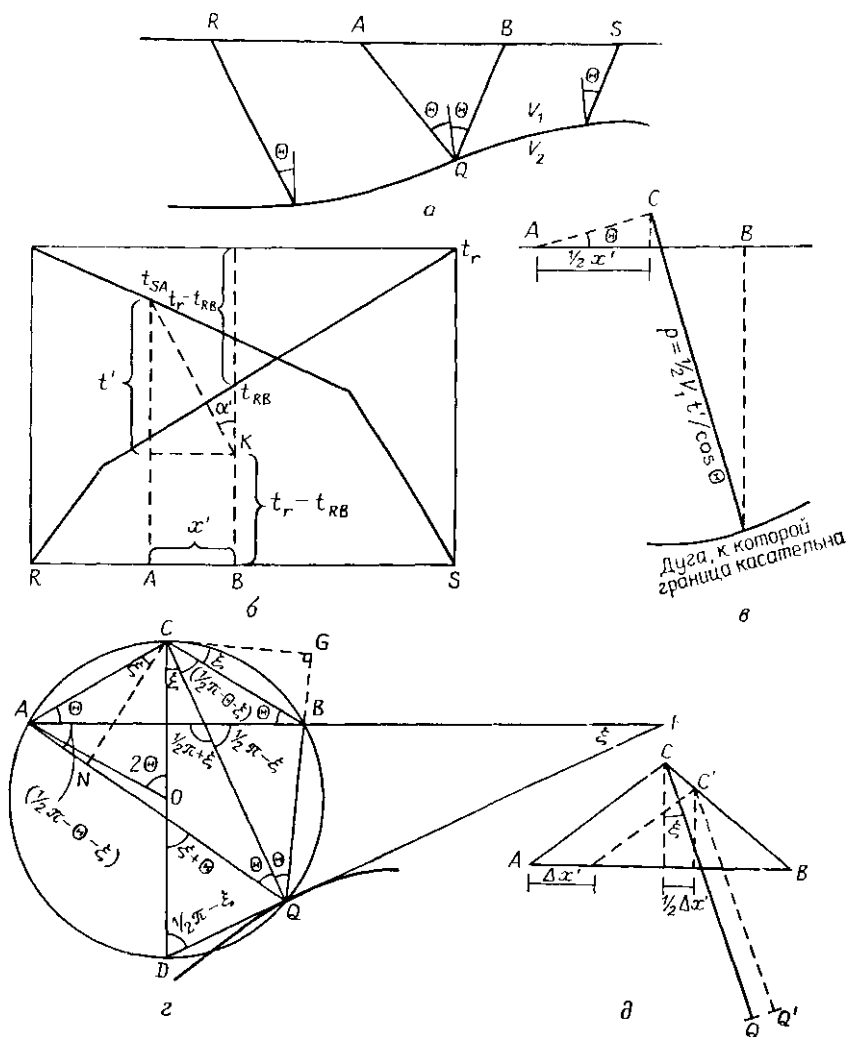


Рис. 6.18. Графический метод Хейлса. *а* — две сопряженные точки приема *A* и *B*, имеющие общую точку *Q* отхода волны от границы; *б* — геометрические свойства точек годографов, соответствующих пунктам приема *A* и *B* (вспомогательные линии построений показаны пунктиром); *в* — геометрические построения для определения точки *Q*; *г* — геометрические свойства окружности, проходящей через точки *A*, *B*, *Q*; *д* — влияние ошибки в определении *x'* в п. б.

Из рис. 6.18, а ясно, что

$$t_{RB} + t_{SA} = t_r + (AQ + BQ)/V_1;$$

следовательно,

$$AQ + BQ = V_1 t', \quad \rho = V_1 t' / 2 \cos \Theta.$$

Далее,

$$\begin{aligned} AB = x' = AH + HB &= \frac{AQ \sin \Theta}{\sin(\pi/2 + \xi)} + \frac{BQ \sin \Theta}{\sin(\pi/2 - \xi)} = \\ &= (AQ + BQ) \sin \Theta \cos \xi = V_1 t' \sin \Theta \cos \xi. \end{aligned}$$

Углы $\alpha = \arctg(V_1 \sin \Theta)$ и $\alpha' = \arctg(x'/t')$ равны, если $\xi = 0$. Если $\xi \neq 0$, то $\alpha' > \alpha$, поэтому точка A будет сдвинута в сторону точки B на расстояние $\Delta x'$, t_{SA} и t' уменьшатся на величину $\Delta t'$, а ρ будет меньше на $\Delta \rho$. На основании рис. 6.18, б, имея в виду, что $\Delta t'/\Delta x' = \text{наклон годографа} = \sin(\Theta + \xi)/V_1$ (для годографа, полученного по падению границы), запишем:

$$\Delta \rho = \frac{V_1 \Delta t'}{2 \cos \Theta} = \frac{\Delta x' \sin(\Theta + \xi)}{2 \cos \Theta}.$$

Точка C , от которой откладывается расстояние ρ , также сдвинется в положение C' (рис. 6.18, в):

$$CC' = \Delta x' / 2 \cos \Theta,$$

$$CQ - C'Q' = CC' \cos(\pi/2 - \Theta - \xi) = \Delta x' \sin(\Theta + \xi) / 2 \cos \Theta;$$

это расстояние равно точно $\Delta \rho$. Следовательно, если сместить точку преломления по восстанию границы на величину $\Delta x'/2$, можно скомпенсировать влияние, обусловленное наклоном границы.

Метод Хейлса требует знания V_1 и V_2 для вычисления α . Изменения V_2 можно учесть, рассчитывая V_2 по наклонам соответствующих годографов в точках B и A (обычно достаточно аппроксимировать положение A). Изменения V_1 с глубиной (обычно увеличение с ростом глубины) можно учесть путем итеративных расчетов.

6.3. Интерпретация записей преломленных волн

Существенную часть так называемой «интерпретации» в МПВ, особенно применение выражений типа (3.30) — (3.51), вернее было бы назвать просто «расчетом». Геологическая интерпретация данных МПВ в отличие от расчетной части является гораздо более приближенной, чем в методе отраженных волн, и обычно гораздо более жестко ограничена по диапазону определяемых глубин, детальности и точности. При благоприятных

условиях результаты МПВ в принципе могут дать как структурные, так и стратиграфические сведения, но, как правило, на практике получают только структурную информацию.

В неизученных областях исследования МПВ часто выполняются с двойной целью первоначальной оценки: 1) конфигурации бассейна, включая определение глубины фундамента, 2) природы или типа пород основных литологических комплексов, исходя из скоростей сейсмических волн. Скорости в диапазоне 2—3 км/с обычно указывают на наличие песков и глин, скорости 5—6 км/с, как правило, характерны для известняков, доломитов и ангидритов. Волны, преломленные на кристаллическом фундаменте, часто имеют характерную огibaющую и очень интенсивны. Диапазоны скоростей для пород различных типов перекрываются (см. рис. 7.1); поэтому, если основываться только на определениях по преломленным волнам, возникнет некоторая неоднозначность. Если имеется информация по обнажениям или по скважинам, интерпретация сейсмических измерений дает более надежные результаты.

Идентифицировать преломленные волны на записи обычно легче, чем отраженные. Эти записи, как правило, получают в сравнительно более длинных диапазонах удалений, и поэтому на них легче отделить отраженные и дифрагированные волны с характерными искривленными осями от прямых, поверхностных и преломленных волн с прямолинейными осями. Прямые и поверхностные волны легко отличить от преломленных по свойственным им более низким скоростям. Основная трудность состоит только в идентификации различных преломленных волн, когда в разрезе имеется несколько преломляющих границ.

Построение временных разрезов, хотя и применяется не так широко, как при интерпретации отраженных волн, очень полезно, особенно для анализа последующих вступлений. На разрезе МПВ, приведенном на рис. 6.19, видна прямая волна в области первых вступлений вблизи пункта взрыва; с увеличением удаления сейсмоприемников в первые вступления последовательно выходят преломленные волны от более глубоких преломляющих границ. В области последующих вступлений можно проследить продолжения различных осей после того, как они перекрыты головной волной от более глубокой границы. В зоне последующих вступлений видны также и другие многочисленные оси; большинство соответствует преломленным волнам, которые никогда не выходят в первые вступления, или кратным отраженно-преломленным волнам (см. рис. 4.16).

Когда данные легко интерпретировать и они немногочисленны, можно использовать простые выражения (3.30) — (3.47). Часто основная трудность применения этих выражений (и большинства методик интерпретации МПВ) состоит в выборе V_1 —

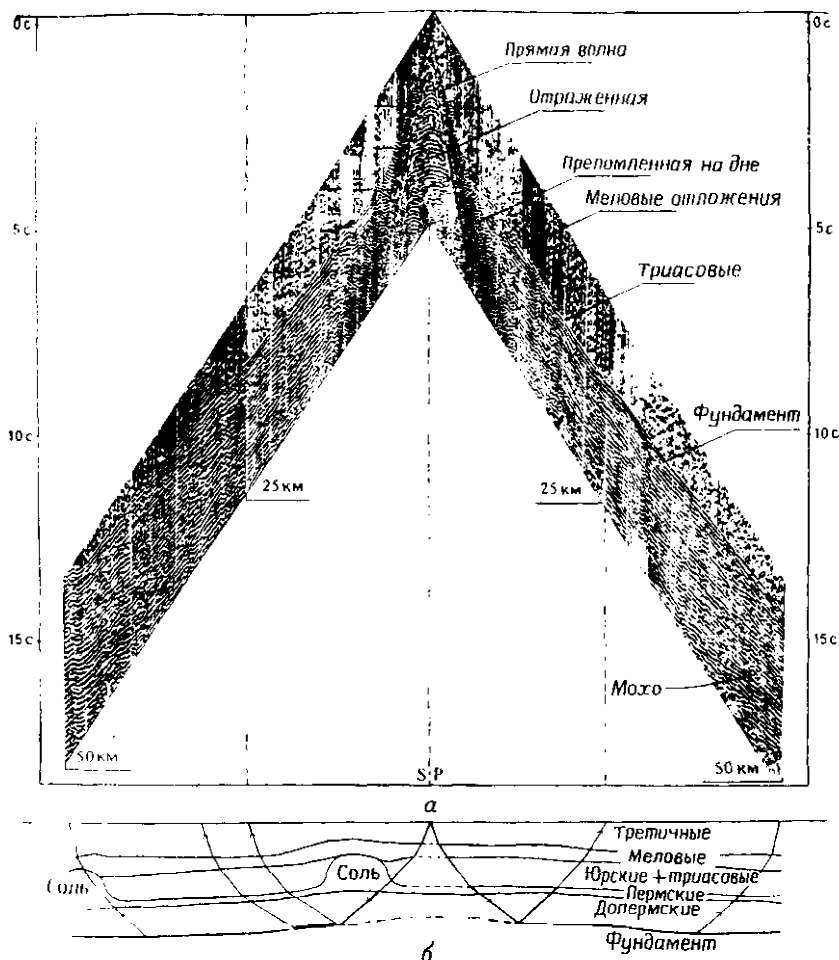


Рис. 6.19. Разрез МПВ. [С разрешения «Пракла-Сейсмос»] *а* — временной разрез; *б* — геологический разрез.

скорости в толще пород, покрывающих преломляющую границу. В большинстве методов принимается допущение, что траектории лучей от границы до поверхности прямолинейны. Однако в реальных средах это обычно не выполняется, поскольку скорость в покрывающей толще редко оказывается постоянной. При использовании простых уравнений для расчета глубин преломляющих границ получаются значительно лучшие результаты, если использовать более реалистическое предположение о V_1 , основанное на дополнительной информации, отличной от той

которую можно извлечь только из данных МПВ [100]. Структурная интерпретация обычно проста при условии, что данные позволяют правильно увязать скорости вверх и вниз по падению структур и резкие изменения скоростей отсутствуют. На записях преломленных волн иногда удается точнее выявить положение тектонических нарушений и определить смещение по разломам, чем на временных разрезах отраженных волн. Однако обычно малое количество преломляющих границ в разрезе не позволяет рассчитывать на то, что по данным МПВ удастся найти изменение смещения по разлому с глубиной, кривизну плоскости сбрасывателя и т. п., т. е. получить такую информацию, которую при благоприятных условиях можно извлечь из разрезов отраженных волн.

Иногда трудности возникают из-за пропуска слоя (явление *выпадения слоя*), скорость в котором ниже, чем в покрывающем пласте, в результате чего на нем не образуется головной волны. Энергия, которая падает на такой слой под критическим углом, не может проникнуть через вышележащие преломляющие границы, поэтому во вступлениях преломленных волн нет никаких свидетельств его присутствия. Низкая скорость в выпадающем слое, однако, увеличивает времена вступлений от более глубоких преломляющих границ по сравнению с теми, которые наблюдались бы, если бы выпадающий слой имел ту же скорость, что и покрывающий его пласт. В результате происходит завышение глубин нижележащих границ. Другая ситуация, которую тоже нередко называют «выпадением слоя», наблюдается, когда в разрезе имеется слой, скорость в котором выше, чем в покрывающей толще, но, несмотря на это, преломленная на нем волна никогда не выйдет в область первых вступлений по той причине, что слой слишком тонок или же скорость в нем недостаточно превосходит скорость в покрывающей толще. Такой слой породит волну в области последующих вступлений, но в этом случае может не наблюдаться четкой оси синфазности.

Интерпретация данных МПВ часто ведется исключительно по первым вступлениям, прежде всего потому, что это позволяет точно определять времена пробега волн. Когда ведется корреляция волн в области последующих вступлений, почти всегда приходится прослеживать поздние периоды в волновом цуге и затем уже уточнять времена на основании измеренных. Однако скорости, основанные на определениях по вторым вступлениям, будут достаточно точны и из такого анализа можно извлечь много полезной информации.

При интерпретации данных МПВ часто применяется метод редукции, который по существу означает последовательное «снятие» слоев [191]. В этом методе задача решается для первой преломляющей границы, после чего ветви годографа, соответ-

ствующие более глубоким границам, исправляются таким образом, чтобы получить результат, отвечающий ситуации, когда источник колебаний и приемники как бы располагаются на первой преломляющей границе. Процедура редукции годографов заключается в вычитании времен пробега вдоль наклонных траекторий от пункта взрыва вниз до преломляющей границы и вверх от нее до приемников, а также в сокращении удалений на отрезки, равные проекциям наклонных траекторий, параллельным преломляющей границе. Новый годограф теперь интерпретируется для второго преломляющего горизонта, после чего этот слой можно снять и повторить процесс для более глубоких преломляющих границ.

На интерпретацию данных МПВ влияют некоторые дополнительные соображения. Времена вступления преломленных волн так же, как и времена вступления отраженных, иногда приводят к некоторому опорному уровню. Влияние таких поправок на эффективное расстояние источник — приемник для данных МОВ обычно мало. Но в случае траекторий преломленных волн над границей это не так, поскольку их горизонтальные проекции могут достигать довольно больших величин. Чтобы свести к минимуму возможные ошибки, уровень приведения следует выбирать близко к поверхности.

Если имеется достаточно данных, неоднозначность интерпретации часто можно преодолеть. Однако в стремлении понизить стоимость исследований часто получают только минимальное количество данных (или даже меньше), и тогда контроль, который повысил бы определенность получаемых результатов и устранил некоторые неясности, может оказаться невозможным.

6.4. Инженерные приложения

Методы преломленных волн широко применяются при разведке полезных ископаемых и инженерных изысканиях для определения глубины залегания коренных пород и их «сохранности». Если скорости преломленных волн в зоне выветривания и в подстилающих коренных породах достигают значений, меньших 2100—2400 м/с, то это указывает на их разуплотненность. Отсутствие высокоскоростной преломленной волны на записи показывает, что коренные породы залегают на глубине не меньше, чем примерно $1/3$ длины профиля МПВ.

Среди различных модификаций МПВ, применяемых в инженерной геофизике [123], самым простым является *метод АВС*. На схеме наблюдений, изображенной на рис. 6.20, взрывы производятся на концах расстановки в точках *А* и *В* и в срединной точке *С*. («Взрыв» обычно осуществляется ударом кувалды в

случае небольшой мощности покрывающих пород или детонатором при более мощной ЗМС.) Пусть t_{AB} — время пробега от A до B и т. д.; тогда (см. задачу 6.10)

$$h_c = \frac{1}{2}(t_{CA} + t_{CB} - t_{AB}) \{V_1 V_2 / (V_2^2 - V_1^2)^{1/2}\}, \quad (6.8)$$

где V_1 и V_2 — скорости в покрывающей толще и коренных породах соответственно. Как правило, $V_2 \gg V_1$ и член в фигурных скобках можно заменить на V_1 . Тогда

$$h_c \approx \frac{1}{2} V_1 (t_{CA} + t_{CB} - t_{AB}), \quad (6.9)$$

причем ошибка определения h_c менее 6 %, если $V_2 > 3V_1$. В этом методе предполагается, что покрывающая толща однородна, глубина границы изменяется плавно, контраст скоростей велик, а наклон границы мал. Расчет глубин по этой методике

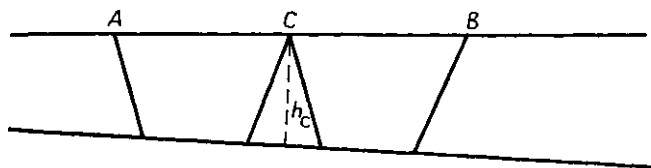


Рис. 6.20. Схема наблюдений по МПВ для определения глубины залегания коренных пород.

в основном дает хорошие результаты, поскольку зависит от измерения только одной скорости V_1 и трех времен пробега. Наклон преломляющей границы можно определить по различию кажущейся скорости, определенной по встречным годографам, однако чаще его определяют по серии измерений глубины в различных положениях точки C .

В работе [173] описано применение сейсмических наблюдений на трассе туннеля Стрейт-Крик-Хайвей. Они проводились с целью выявить зоны трещиноватых пород, характер напряжений пород в сводовой части туннеля, стабильность нагрузки и коэффициент потенциального ослабления пород с тем, чтобы можно было учесть эти факторы при проектировании трассы туннеля и требуемых укрепительных мер. Найдена почти линейная зависимость между скоростью сейсмических волн и скоростью и стоимостью проходки туннеля.

Задачи

6.1. В ранних работах МПВ при поисках соляных куполов на побережье Мексиканского залива считалось, что существенное «опережение» составляет величину порядка 0,250 с. Приняв диапазон расстояний порядка 5,6 км, нормальную скорость

в осадочных породах на глубине залегания соляных куполов 2,74 км/с и скорость в соли 4,57 км/с, рассчитайте, какой длине траектории в соляном куполе соответствует эта величина.

6.2. Пункт взрыва B расположен в 2 км к востоку от пункта взрыва A . Приведенные ниже данные были получены с помощью расстановки сейсмоприемников, расположенной восточнее A и B с интервалом между приемниками 200 м. Проинтерпретируйте данные, пользуясь методом Барри. Помните, что x — расстояние, измеренное от точки A . Примите скорость $V_1 = 2,5$ км/с и считайте, что кривая временного запаздывания по встречным профилям практически параллельна кривой по прямым профилям, так что шаг (τ) интерпретации можно опустить.

x , км	t_A , с	t_B , с	x , км	t_A , с	t_B , с
2,6	1,02	0,25	5,4	1,62	1,28
2,8	1,05	0,34	5,6	1,66	1,31
3,0	1,10	0,43	5,8	1,72	1,36
3,2	1,14	0,52	6,0	1,73	1,42
3,4	1,18	0,61	6,2	1,80	1,47
3,6	1,20	0,70	6,4	1,85	1,53
3,8	1,26	0,78	6,6	1,91	1,56
4,0	1,32	0,87	6,8	1,97	1,59
4,2	1,35	0,95	7,0	2,00	1,63
4,4	1,39	1,05	7,2	2,02	1,67
4,6	1,45	1,10	7,4	2,05	1,70
4,8	1,50	1,14	7,6	2,10	1,73
5,0	1,56	1,20	7,8	2,13	1,78
5,2	1,59	1,22	8,0	2,16	1,81

6.3. Покажите, что PP' на рис. 6.10 определяется выражением

$$PP' = V_2 \delta_{PR} \operatorname{tg}^2 \Theta.$$

6.4. Докажите, что кривая $t_0/2$, которая была рассмотрена в методе Виробека в § 6.2.2г, параллельна кривой полного времени запаздывания δ (рис. 6.21). Заметьте, что взаимное время можно записать (см. (3.41) и (3.42)) как

$$t_r = \frac{1}{2} \left\{ \left(\frac{L}{V_d} + t_{1d} \right) + \left(\frac{L}{V_u} + t_{1u} \right) \right\}.$$

6.5. Пункты взрыва на рис. 6.3 находятся на расстоянии 5 км друг от друга. Данные, приведенные ниже в таблице, относятся к трем профилям CE , DF и EG с пунктами взрыва в точках C , D и E , причем данные на расстояниях менее 3 км

$x, \text{ км}$	$t_{CE}, \text{ с}$	$t_{DF}, \text{ с}$	$t_{EG}, \text{ с}$	$x, \text{ км}$	$t_{CE}, \text{ с}$	$t_{DF}, \text{ с}$	$t_{EG}, \text{ с}$
3,00	1,18	1,20	1,19	6,60	1,90	2,12	2,49
3,20	1,22	1,29	1,28	6,80	1,94	2,16	2,54
3,40	1,24	1,38	1,35	7,00	1,97	2,20	2,57
3,60	1,28	1,45	1,43	7,20	2,01	2,25	2,60
3,80	1,35	1,60	1,50	7,40	2,06	2,30	2,65
4,00	1,38	1,60	1,58	7,60	2,10	2,33	2,68
4,20	1,41	1,70	1,68	7,80	2,14	2,37	2,71
4,40	1,47	1,74	1,76	8,00	2,17	2,41	2,74
4,60	1,51	1,77	1,82	8,20	2,20	2,45	2,77
4,80	1,53	1,80	1,89	8,40	2,24	2,47	2,82
5,00	1,58	1,82	2,00	8,60	2,30	2,52	2,85
5,20	1,63	1,85	2,06	8,80	2,32	2,55	2,89
5,40	1,65	1,91	2,15	9,00	2,35	2,61	2,93
5,60	1,69	1,95	2,21	9,20	2,38	2,64	2,97
5,80	1,74	1,97	2,29	9,40	2,44	2,68	3,00
6,00	1,78	1,99	2,38	9,60	2,47	2,73	3,04
6,20	1,82	2,03	2,43	9,80	2,50	2,78	3,07
6,40	1,87	2,08	2,46	10,00	2,54	2,82	3,10

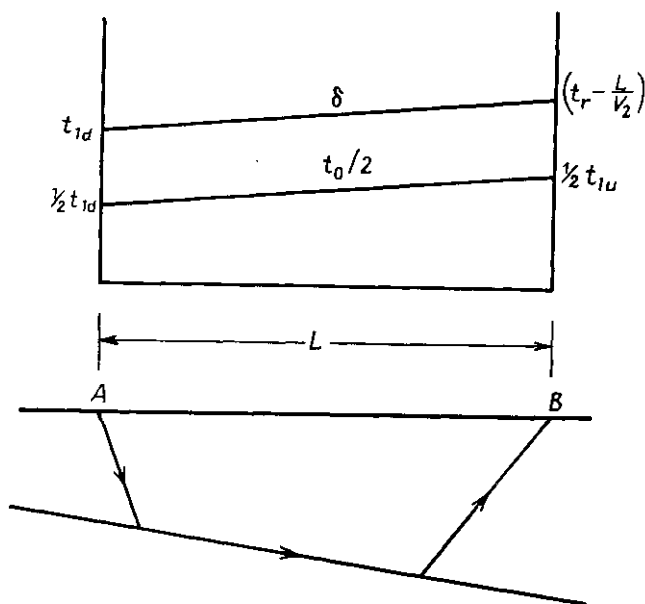


Рис. 6.21. Демонстрация параллельности линий полного времени запаздывания δ и $t_0/2$.

не зарегистрированы. Для профилей, отработанных при взрывах в F и G , значения t_0 получились равными 1,520 и 1,60 с соответственно. Проинтерпретируйте данные, используя метод Виробека.

6.6. Исходя из рис. 6.22, покажите, что: а) DE — волновой фронт при $t = 0$ — находится на глубине $SD = 2h = 2z \cos \Theta$; б) после того как DE достигнет точки A , волновые фронты, например BF , совпадут с волновыми фронтами головной волны; в) кривая совпадения времен AH представляет собой параболу; г) если принять DE и DS за координатные оси x и y , уравнением AH будет $4hy = x^2 + 4h^2$; д) кривая совпадения времен касательна к преломляющей границе в точке A .

6.7. Проинтерпретируйте следующие данные, используя метод «плюс-минус»:

x , км	t_A , с	t_B , с	x , км	t_A , с	t_B , с
0,0	0,00	2,30	6,4	1,33	1,28
0,4	0,15	2,23	6,8	1,40	1,24
0,8	0,28	2,15	7,2	1,51	1,18
1,2	0,44	2,09	7,6	1,57	1,10
1,6	0,52	2,04	8,0	1,60	1,04
2,0	0,63	1,98	8,4	1,72	0,96
2,4	0,70	1,92	8,8	1,78	0,90
2,8	0,76	1,85	9,2	1,80	0,83
3,2	0,84	1,80	9,6	1,91	0,76
3,6	0,91	1,72	10,0	1,93	0,66
4,0	0,95	1,64	10,4	2,04	0,52
4,4	1,04	1,60	10,8	2,07	0,39
4,8	1,12	1,55	11,2	2,17	0,25
5,2	1,16	1,47	11,6	2,20	0,12
5,6	1,25	1,40	12,0	2,30	0,00
6,0	1,30	1,32			

6.8. Данные, приведенные ниже в таблице, соответствуют временам пробега преломленных волн до приемников, расположенных с шагом 400 м между пунктами взрыва A и B , которые разнесены на 12 км. В колонках, помеченных в таблице как t_A^* и t_B^* , приведены времена последующих вступлений. Проинтерпретируйте данные, применяя: а) уравнения (3.39) — (3.43); б) метод Тарранта; в) метод волнового фронта, иллюстрируемый рис. 6.16; г) метод Хейлса. Основываясь на полученных результатах, сравните методы в отношении: 1) включенных

6.10. Докажите (6.8), принимая, что поверхность горизонтальна и преломляющая граница плоская.

6.11. Проинтерпретируйте данные задачи 3.12 методом *ABC* (см. (6.8)). Сравните результаты с полученными в задаче 3.12.

6.12. Постройте ожидаемый годограф, соответствующий зависимости скорости от глубины для Яванского моря, приведенной на рис. 6.23. Возможно ли картировать кровлю известняков, характеризующихся скоростью 4,25 км/с, на глубине при-

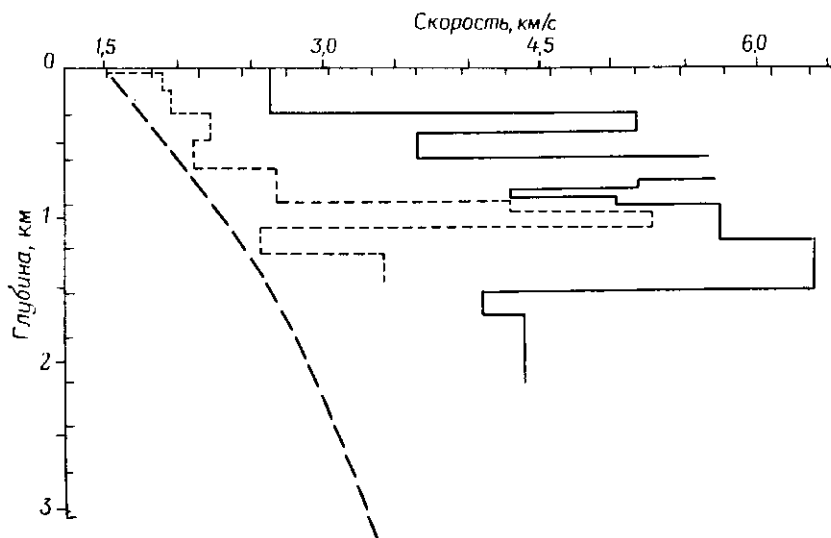


Рис. 6.23. Зависимость скорости от глубины по скважинам в Иллинойском бассейне (сплошная линия), в Яванском море (пунктир) и на побережье Мексиканского залива в районе шт. Луизиана (штриховая кривая).

мерно 0,9 км, используя головные волны? Какие трудности могут при этом возникнуть?

6.13. При картировании слоя со скоростью 5,75 км/с на глубине около 0,6 км в Иллинойсском бассейне вышележащие глины образуют выпадающий пласт. Используя зависимость скорости от глубины, приведенную на рис. 6.23, оцените, какую ошибку мы внесем, если не учтем выпадающий пласт?

6.14. Скорость в соли приблизительно равна 4,57 км/с. Рассчитайте величину времени опережения на 1 км по диаметру соляного купола как функцию глубины, принимая, что осадочные породы характеризуются таким распределением скорости, как показано на рис. 6.23 для побережья Мексиканского залива в районе шт. Луизиана.

Приложения

А. Список использованных сокращений

AAPG	American Association of Petroleum Geologists
AIMME	American Institute of Mining and Metallurgical Engineers
AGI	American Geological Institute
API	American Petroleum Institute
CGG	Compagnie Générale de Géophysique
EAEG	European Association of Exploration Geophysicists
GPS	Global positioning system
GRC	Geophysical Research Corporation
GSA	Geological Society of America
GSI	Geophysical Service Inc.
IEEE	Institute of Electrical and Electronics Engineers
IFP	Institute Français du Pétrole
OPEC	Organisation of Petroleum Exporting Countries
OTC	Offshore Technology Conference
SEG	Society of Exploration Geophysicists
SEI	Seismic Explorations Inc.
SGRM	Société Géophysique de Recherches Minières
SIE	Southwestern Industrial Electronic Company
SSC	Seismograph Service Corporation
TI	Texas Instruments

Б. Торговые марки и собственные названия фирм

Название метода Название фирмы-владельца

ANA	Prakla GMBH
Аквапалс	Western Geophysical Co. of America
Аквасейс	Imperial Chemical Industries Ltd.
Арго	Cubic Western Data
Автотейп	Cubic Western Data
Бумер	EG&G International
Декка Мейнчейн	Decca Survey Ltd.
Декка Навигатор	Decca Survey Ltd.
Дельтапалс	Seiscom Delta
Диносейс	ARCO Oil and Gas Co.
Флексишок	Institute Français du Pétrole
Флексотир	Institute Français du Pétrole
Gassp	Shell Development
Хи-фикс	Decca Survey Ltd.
Гидродист	Tellurometer
Гидросейн	Western Geophysical Co. of America
Лорак	Seismograph Service Corp.

Мартор	Institute Français du Pétrole
Максипалс	Western Geophysical Co. of America
Минирейнджер	Motorola Inc.
Нитрамон	E. I. Du Pont de Nemours Co.
Опсейс	Applied Automation Inc.
Примакорд	Ensign Bickford Co.
Палс-8	Decca Survey Ltd.
Рэйдист	Hastings-Raydist
RPS	Motorola Inc.
Сейскроп	Geophysical Service Inc.
Сейслуп	Geophysical Service Inc.
Соси	Société Nationale Elf-Aquitaine
Сислэп	Compagnie Générale de Géophysique
Торан	Sercel S. A.
Триспондер	Motorola
Вейпоршок	Compagnie Générale de Géophysique
Вибросейс	Conoco Inc.
Wassp	Teledyne Exploration

Государственные навигационные системы

Лоран
Навстар
Омега
радар
Шоран
сонар
Транзит

В. Случайные числа

20897 13007 95217 09221 15433 94882 23741 86571 20737 19305 71148 04035
01380 79508 12771 34806 60605 97685 26147 51379 39533 04983 25469 86469
31522 59282 16856 38655 31862 84283 08694 06945 42094 17446 27775 99466
63704 60957 55029 92764 54774 15832 04324 73597 42328 74303 58838 85798
89730 34685 57000 43798 63721 12003 18538 62439 12049 96266 31886 07814

Чтобы получить последовательность случайных чисел, ограниченных заданным диапазоном, следует выбрать некоторое правило и начать его применять с любого произвольного места в таблице. Например, чтобы получить величины, лежащие между ± 8 , возьмем пары цифр и первую цифру будем использовать для задания знака (можно принять, что четным числам соответствует положительный знак, а нечетным — отрицательный). Когда встретится цифра 9, ее можно просто пропустить. Если нужно получить другую последовательность, можно начать выборку с любого другого места в таблице, или, например, пропускать каждую вторую или третью цифру.

Г. Международная система единиц (СИ)

Приставки

Множитель	Обозначение	Наименование	Пример использования
10^{18}	Э	экса	
10^{15}	П	пета	
10^{12}	Т	тера	
10^9	Г	гига	гигагерц
10^6	М	мега	мегаватт
10^3	к	кило	километр

1			
10^{-3}	м	милли	миллиметр
10^{-6}	мк	микро	микроватт
10^{-9}	н	нано	наносекунда
10^{-12}	п	пико	пикосекунда
10^{-15}	ф	фемто	
10^{-18}	а	атто	

Основные единицы измерения

<i>Наименование величины</i>	<i>Обозначение</i>	<i>Единица</i>	<i>Эквиваленты</i>
Длина	м	метр	3,281 фут, (1/0,3048) фут, 39,37 дюйм, 10^{10} ангстрем (Å), 0,0006214 стат. миль, (1/1609) стат. миль, (1/1853,2) мор. миль
Масса	кг	килограмм	2,205 фунт, (1/0,4536) фунт, 0,001102 тонн (т)
Время	с	секунда	
Сила тока	А	ампер	
Температура	К	кельвин	293,15 К = 0° С
Сила света	кд	кандела	
Плоский угол	рад	радиан	(57,30°), (1/0,01745) град
Телесный угол	ср	стерадиан	

Производные единицы

Площадь	м ²	квадратный метр	0,0001 гектар (га) 0,0002471 акр, $0,3861 \cdot 10^{-9}$ миль ²
Объем	м ³	кубический метр	0,001 литр, 264,17 галлон (США), 6,2898 баррель, 0,0008107 акр · фут, 219,97 галлон (англ.)
Плотность	кг/м ³		0,001 г/см ³ , 0,06243 фунт (масса)/фут ³
Сила	Н	ньютон	кг · м/с ² , 0,2248 фунт, 10^5 дин
Давление	Па	паскаль	Н/м ² , 10^{-5} бар, $0,1450 \cdot 10^{-3}$ фунт/дюйм ² , $9,869 \cdot 10^{-6}$ атм
Энергия, работа	Дж	джоуль	Н · м, (1/1055) Б. Т. Е., (1/4186) ккал, 10^7 эрг, 0,73756 фут · фунт
Мощность	Вт	ватт	Дж/с, 0,001341 л. с., 3,412 Б.Т.Е./ч
Частота	Гц	герц	1/с
Скорость	м/с		1,942 мор. миль/ч, 2,237 миль/ч
Ускорение	м/с ²		10^5 миллигал (мГал)
Заряд	К	кулон	А · с
Электрическое напряжение	В	вольт	Вт/А
Электрическое сопротивление	Ом	ом	В/А
Емкость	Ф	фарад(а)	А · с/В
Магнитный поток	Вб	вебер	В · с, 10^8 максвелл (Мкс)
Магнитная индукция	Тл	тесла	Вб/м ² , Н/(А · м), 10^4 гаусс (Гс), 10^9 гамм
Индуктивность	Гн	генри	Вб/А, В · с/А

Д. Перевод в децибелы

дБ	Отношение амплитуд	Отношение энергий
-120	10^{-6}	10^{-12}
-80	10^{-4}	10^{-8}
-40	0,01	10^{-4}
-20	0,1	0,01
-10	0,316	0,1
-6	0,501	0,251
-3	0,708	0,501
0	1	1
3	1,413	1,997
6	1,995	3,980
10	3,162	10
20	10	100
80	10^4	10^8

Е. Типичные аппаратурные характеристики и допуски

а) Сейсмоприемники

Коэффициент электромеханической связи приемника: 0,25 В/(см/с)

Допустимое отклонение собственной частоты приемника: $\pm 0,5$ Гц

Динамический диапазон сейсмоприемника: 140 дБ

Искажения в сейсмоприемнике: $< 0,2\%$ при скорости смещения 2 см/с для сигнала с частотой 12 Гц

Чувствительность гидрофона:

6 В/бар = 60 мкВ/Па

10 В/(см/с) для 100 Гц, 1 В/(см/с) для 10 Гц

Шум сейсмической косы: < 15 мкВ

Колебания почвы: $10^{-4} - 10^{-6}$ см/с

б) Регистрирующая аппаратура

Частотная характеристика: 3—256 Гц

Точность отсчета времени: 0,005 %

Диапазон регистрации: 90 дБ

Динамический диапазон с учетом помех: 115 дБ

Линейность регистрации: $\pm 0,02$ %

Искажения: 0,05 % (3—256 Гц)

Шум регистрирующей системы: $< 0,2$ мкВ

Изоляция от взаимных влияний: 80 дБ

Скорость сжатия (расширения): 84 дБ/с

в) Принятые соглашения при регистрации [202]

Канал 1 соответствует северному или восточному концу расстановки; если профиль искривлен, определяется его общее среднее направление (принятое соглашение не должно меняться вдоль профиля).

Толчок сейсмоприемника вверх соответствует отрицательному числу и срыву вниз на контрольной записи.

Увеличение давления на гидрофон дает отрицательное число и срыв вниз.

Зарегистрированный свип-сигнал Вибросейса опережает скорость движения плиты на 90° .

Литература

1. *Abbot H. L.* On the velocity of transmission of earth waves: *Amer. J. Sci. Arts, Ser. 3*, **15**, 178—84, 1878. [1.2.1]
2. *Adachi R.* On a proof of fundamental formula concerning refraction method of geophysical prospecting and some remarks: *Kumamoto J. Sci., Ser. A*, **2**, 18—23, 1954. [3.3.4]
3. *Agnich F. J. and Dunlap, Jr, R. C.* Standards of performance in petroleum exploration: *Geophysics*, **24**, 916—24, 1959. [5.2.1]
4. *Agocs W. B.* Computation charts for linear increase of velocity with depth: *Geophysics*, **15**, 227—36, 1950. [3.2.5]
5. *Aki K. and Richards P. G.* Quantitative Seismology, Theory and Methods, Vols. I and II: San Francisco, W. H. Freeman, 1980. [1.4] [Русский перевод: Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Теория и методы, т. I и 2. — М.: Мир, 1983.]
6. *Allen F. T.* Some characteristics of marine sparker seismic data: *Geophysics*, **37** 462—70, 1972. [5.5.7]
7. *Andona F. A.* Two-dimensional modeling and its application to seismic problems: *Geophysics*, **25**, 468—82, 1960. [4.2.1]
8. *Anstey N. A.* Signal characteristics and instrument specifications; Vol. 1 of *Seismic Prospecting Instruments*: Berlin, Gebrüder Borntraeger, 1970. [1.4, 5.3.5]
9. *Anstey N. A.* *Seismic Interpretation — the Physical Aspects*: Boston, International Human Resources Development Corp. 1977. [1.4]
10. *Attewell P. B. and Ramana Y. V.* Wave attenuation and internal friction as functions of frequency in rocks: *Geophysics*, **31**, 1049—56, 1966. [2.3.2c]
11. *Barbier M. G. and Viallix J. R.* Sosie — A new tool for marine seismology: *Geophysics*, **38**, 673—83, 1973. [5.4.9]
12. *Barry K. M.* Delay time and its application to refraction profile interpretation; in *Seismic Refraction Prospecting*, pp. 348—61 (ed. A. W. Musgrave): Tulsa, SEG, 1967. [6.2.2a, b]
13. *Barry K. M., Cavers D. A. and Kneale C. W.* Recommended standards for digital tape formats: *Geophysics*, **40**, 344—52, 1975. [5.4.8]
14. *Barthelmes A. I.* Application of continuous profiling to refraction shooting: *Geophysics*, **11**, 24—42 1946 [6.2.2a]
15. *Barton D. C.* The seismic method of mapping geologic structure; in *Geophysical Prospecting* pp. 572—624: New York, AIMME, 1929. [1.2.1, 1.2.2, 1.2.4, 1.2.6, problems c. 2, c. 3]
16. *Bates R. L. and Jackson J. A.* *Glossary of Geology*: Falls Church, Va. AGI, 1980. [1.1.1]
17. *Báth M.* *Spectral Analysis in Geophysics*: Amsterdam, Elsevier, 1974 [1.4]
18. *Baumgarte J. von.* Konstruktive Darstellung von seismischen Horizonten unter Berücksichtigung der Strahlenbrechung im Raum: *Geophys. Prosp.*, **3**, 126—62, 1955. [6.2.3a]

19. *Bedenbender J. W., Johnston R. C. and Neitzel E. B.* Electroacoustic characteristics of marine seismic streamers: *Geophysics*, **35**, 1054—72, 1970. [5.5.4]
20. *Birch F.* Compressibility; elastic constants; in *Handbook of Physical Constants*, pp. 97—173 (ed. S. P. Clark, Jr): GSA Memoir 97, 1966. [2.1.4]
21. *Blackman R. B. and Tukey J. W.* The Measurement of Power Spectra: New York, Dover, 1958. [1.4]
22. *Blake F. C.* Spherical wave propagation in solid media: *J. Acoust. Soc. Am.*, **24**, 211—15, 1952 [2.2.9]
23. *Borges E.* Ein neues seismisches Verfahren an orten von Verworfen und Auswaschungen in Floz: *Gluckauf Forschft.*, **4**, 201—8, 1969. [5.3.9]
24. *Born W. T.* A review of geophysical instrumentation: *Geophysics*, **25**, 77—91, 1960 [1.2.1]
25. *Bortfeld R.* Exact solution of the reflection and refraction of arbitrary spherical compressional waves at liquid—liquid interfaces and at solid—solid interfaces with equal shear velocities and equal densities: *Geophys. Prosp.*, **10**, 35—67, 1962a. [2.4.7]
26. *Bortfeld R.* Reflection and refraction of spherical compressional waves at arbitrary plane interfaces: *Geophys. Prosp.*, **10**, 517—38, 1962b. [2.4.7]
27. *Braddick H. J. J.* Vibrations, Waves and Diffractions: New York, McGraw-Hill, 1965. [2.3.1]
28. *Bradley J. J. and Fort A. N.* Internal friction in rocks; in *Handbook of Physical Constants*, pp. 175—93 (ed. S. P. Clark, Jr). GSA Memoir 97, 1966. [2.3.2c]
29. *Brede E. C., Johnston R. C., Sullivan L. B. and Viger H. L.* A pneumatic seismic energy source for shallow water/marsh areas: *Geophys. Prosp.*, **18**, 581—99, 1970. [5.4.3]
30. *Brillouin L.* Wave Propagation and Group Velocity: New York, Academic Press, 1960. [2.3.3]
31. *Brown R. J. S.* Normal-moveout and velocity relations for flat and dipping beds and for long offsets: *Geophysics*, **34**, 180—95, 1969. [3.1.1]
32. *Bullen K. E.* An introduction to the Theory of Seismology, 3rd ed.: London, Cambridge Univ. Press, 1965. [2.2.1] [Русский перевод: Буллен К. Е. Введение в теоретическую сейсмологию. — М.: Мир, 1966.]
33. *Burg J. P.* Three-dimensional filtering with an array of seismometers: *Geophysics*, **29**, 693—713, 1964 [5.3.3e]
34. *Burnett C. R., Hirschberg J. G. and Mack J. E.* Diffraction and interference; in *Handbook of Physics*, Part 6, chapter 5, pp. 681—4 (ed. F. U. Condon and H. Odishaw): New York, McGraw-Hill, 1958. [4.3.2b]
35. *Cagniard L.* Reflection and Refraction of Progressive Seismic Waves: New York, McGraw-Hill. (Translation by E. A. Flynn and C. H. Dix of L. Cagniard (1939) *Reflexion et refraction des ondes seismiques progressives*: Paris, Gauthier-Villars.) 1939 [2.4.7]
36. *Carlton D. P.* The History of the Geophysics Department: Houston, Humble Oil and Refining Co 1946. [1.2.4]
37. *Cassand J., Damotte B., Fontanel A., Grau G., Hemon C. and Lavergne M.* Seismic Filtering: Tulsa, SEG. (Translated by N. Rothenburg from *Le Filtrage en Sismique*, 1966: Paris, Editions Technip.) 1971. [1.4]
38. *Cheng D. K.* Analysis of Linear Systems: Reading, Mass. Addison-Wesley, 1959. [1.4]
39. *Claerbout J. F.* Fundamentals of Geophysical Data Processing: New York, McGraw-Hill, 1967. [1.4] [Русский перевод. Клаербут Дж. Ф. Теоретические основы обработки геофизической информации. — М.: Недра, 1981.]
40. *Clay C. S. and Medwin H.* Acoustical Oceanography: New York, John Wiley, 1977. [2.4.8] [Русский перевод: Клей К., Медвин Г. Акустическая океанография. — М.: Мир, 1980.]

41. *Coffeen J. A.* Seismic Exploration Fundamentals: Tulsa, Petroleum Publishing Co. 1978. [1.4]
42. *Daly J. W.* An instrument for plotting reflection data on the assumption of a linear increase of velocity: *Geophysics*, **13**, 153—7, 1948. [3.2.5]
43. *DeGolyer E.* Notes on the early history of applied geophysics in the petroleum industry: *Trans. Soc. Pet. Geophysicists*, **6**, 1—10. (Reprinted in *Early Geophysical Papers of the Society of Exploration Geophysicists* (1947), pp 245—54. Tulsa, SEG.) 1935. [1.2.1]
44. *Denham L. R.* Extending the resolution of seismic reflection exploration: *J. Canadian Soc. Exp. Geophysicists* (in press), 1981. [5.3.8]
45. *Dennison A. T.* The design of electromagnetic geophones: *Geophys. Prosp.*, **1**, 3—28, 1953. [5.4.4b, d]
46. *Dix C. H.* Seismic Prospecting for Oil: New York, Harper, 1952 [1.4]
47. *Dix C. H.* The method of Cagniard in seismic pulse problems: *Geophysics*, **19**, 722—38, 1954. [2.4.7]
48. *Dix C. H.* Seismic velocities from surface measurements: *Geophysics*, **20**, 68—86, 1955. [3.2.3, problems c. 3]
49. *Dobrin M. B.* Dispersion in seismic surface waves: *Geophysics*, **16**, 63—80, 1951. [2.2.10a, b]
50. *Dobrin M. B.* Introduction to Geophysical Prospecting, 3rd ed.: New York, McGraw-Hill, 1976. [1.4]
51. *Elkins T. A.* A Brief History of Gulf's Geophysical Prospecting: Pittsburg, Gulf Research and Development Co., 1970. [1.2.1]
52. *Ergin K.* Energy ratios of seismic waves reflected and refracted at a rock—water boundary: *Bull. Seis. Soc. Am.*, **42**, 349—72, 1952. [2.4.2]
53. *Eve A. S. and Keys D. A.* Applied Geophysics: Cambridge Univ. Press., 1928. [1.4]
54. *Evenden B. S. and Stone D. R.* Instrument performance and testing. Vol. 2 of *Seismic Prospecting Instruments*: Berlin, Gebrüder Borntraeger, 1971. [1.4, 5.4.5]
55. *Ewing W. M. Jardetzky W. S. and Press F.* Elastic Waves in Layered Media: New York, McGraw-Hill, 1957. [2.2.1, 2.2.10c, 2.4.7, 2.4.8]
56. *Farriol R., Michon D., Muniz R. and Staron P.* Study and comparison of marine seismic source signatures: Paper at SEG 1970 annual meeting, 1970. [5.5.3f]
57. *Fitch A. A.* Seismic Reflection Interpretation: Berlin, Gebrüder Borntraeger, 1976. [1.4]
58. *Futterman W. I.* Dispersive body waves: *J. Geophys. Res.*, **67**, 5279—91, 1962 [2.3.3]
59. *Гальперин Е. И.* Вертикальное сейсмическое профилирование. — М.: Недра, 1971.
60. *Gardner L. W.* An areal plan of mapping subsurface structure by refraction shooting: *Geophysics*, **4**, 247—59, 1939. [6.2.2a]
61. *Gardner L. W.* Vertical velocities from reflection shooting: *Geophysics*, **12**, 221—8 [problems c. 3], 1947.
62. *Gardner L. W.* Seismograph determination of salt dome boundary using well detector deep on dome flank: *Geophysics*, **14**, 29—38, 1949. [6.1.3, 6.2.3a]
63. *Gardner L. W.* Refraction seismograph profile interpretation; in *Seismic Refraction Prospecting*, pp. 338—47 (ed. A. W. Musgrave): Tulsa, SEG, 1967. [6.2.2a]
64. *Giles B. F.* Pneumatic acoustic energy source: *Geophys. Prosp.*, **16**, 21—53, 1968. [5.5.3b]
65. *Godfrey L. M., Stewart J. D. and Schweiger F.* Application of dinoseis in Canada: *Geophys.*, **33**, 65—77, 1968. [5.4.3]
66. *Goupillaud P. L.* Signal design in the «Vibroseis» technique: *Geophysics*, **41**, 1291—1304, 1976. [5.4.3]

67. *Grant F. S. and West G. F.* Interpretation Theory in Applied Geophysics: New York, McGraw-Hill, 1965. [1.4, 2.2.11, 2.4.7, 2.4.8]
68. *Green C. H.* John Clarence Karcher, 1894—1978, Father of the reflection seismograph: Geophysics, **44**, 1018—21, 1979 [1.2.1]
69. *Hagedoorn J. G.* A process of seismic reflection interpretation: Geophys. Prosp., **2**, 85—127, 1954 [4.3.2b]
70. *Hagedoorn J. G.* The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections: Geophys. Prosp., **7**, 158—82, 1959. [6.2.3a, b]
71. *Halbouty M. T.* Geology of Giant Petroleum Fields: Tulsa, AAPG Memoir 14, 1970 [1.3.3] [Русский перевод: Хэлбути М. и др. Нефтяные и газовые месторождения-гиганты. — В кн.: Геология гигантских месторождений нефти и газа/Под ред. М. Хэлбути. — М.: Мир, 1973, с. 405—409.]
72. *Hales F. W.* An accurate graphical method for interpreting seismic refraction lines: Geophys. Prosp., **6**, 285—94, 1958 [6.2.3a, c]
73. *Hecker O.* Ergebnisse de Messung von Bodenbewegungen bei einer Sprengung: Gerland's Beiträge zur Geophysik, **4**, 98—104, 1900. [1.2.1]
74. *Heiland C. A.* Modern instruments and methods of seismic prospecting; in Geophysical Prospecting, pp. 625—53: New York, AIMME, 1929. [1.2.1]
75. *Heiland C. A.* Geophysical methods of prospecting — principles and recent successes: Quarterly of Colorado School of Mines, **24**, no. 1. 1929. [1.2.1]
76. *Heiland C. A.* Geophysical Exploration: New York, Prentice-Hall, 1940. [1.4]
77. *Hillerman F. J.* Three-dimensional seismic modeling: Geophysics. **35**, 1020—37, 1970. [4.3.3]
78. *Howell B. Jr.* Introduction to Geophysics: New York, McGraw-Hill, 1959. [2.2.10a]
79. *Jaeger J. C.* Elasticity, fracture and flow: London, Methuen, 1959, 1958. [Overview, chapter 2]
80. *Jakosky J. J.* Exploration Geophysics: 2nd ed.: Newport Beach, Calif., Trija Publishing, 1950. [1.4]
81. *Jeffreys H.* On compressional waves in two superposed layers: Proc. Camb. Phil. Soc., **22**, 472—81, 1926 [2.4.7]
82. *Jeffreys H.* The Earth, 3rd ed.: Cambridge, Cambridge Univ. Press., 1952 [1.4] [Русский перевод: Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. — М.: Мир, 1960.]
83. *Jenkins F. A. and White H. F.* Fundamentals of Optics: New York, McGraw-Hill, 1957. [4.3.2a]
84. *Johnson S. H.* Interpretation of split-spread refraction data in terms of plane dipping layers: Geophysics, **41**, 418—24, 1976. [3.3.4]
85. *Johnston R. R.* North American drilling activity in 1979: AAPG, Bull., **64**, 1295—1330, 1980. [1.3.3]
86. *Kanasewich E. R.* Time Sequence Analysis in Geophysics: Edmonton, Univ. of Alberta Press, 1973 [1.4] [Русский перевод: Канасевич Е. Р. Анализ временных рядов в геофизике. — М.: Недра, 1985.]
87. *Karcher J. C.* The reflection seismograph: its invention and use in the discovery of oil and gas fields: unpublished manuscript 1974. [1.2.2, 1.2.5]
88. *Kennett P. and Ireson R. L.* Vertical seismic profiling. recent advances in techniques for data acquisition, processing and interpretation: Paper presented at 47th annual meeting of SEG, Calgary, 1977 [5.3.9a]
89. *King V. L.* Sea bed geology from sparker profiles, Vermillion Block 321, Offshore Louisiana: 1973 Offshore Technology Conference Preprint, paper 1802: Dallas, OTC, 1973 [5.5.7]
90. *Knott C. G.* Reflexion and refraction of elastic waves, with seismological applications: Phil. Mag., **48**, 64—97, 1899. [1.2.1, 2.4.2]
91. *Knudsen W. C.* Elimination of secondary pressure pulses in offshore exploration: Geophysics, **26**, 425—36, 1961. [5.5.3c]

92. *Koefoed O* Reflection and transmission coefficients for plane longitudinal incident waves: *Geophys. Prosp.*, **10**, 304—51, 1962. [2.4.6]
93. *Kramer F. S., Peterson R. A. and Walter W. C. eds.* Seismic Energy Sources — 1968 Handbook: Pasadena, Bendix United Geophysical, 1968. [1.4, 5.5.2, 5.5.3f]
94. *Krey T. C.* Channel waves as a tool of applied geophysics in coal mining: *Geophysics*, **28**, 701—14, 1963, [5.3.9d]
95. *Kronberger F. P. and Frye, D. W.* Positioning of marine surveys with an integrated satellite navigation system: *Geophys. Prosp.*, **19**, 487—500, 1971. [5.5.5e]
96. *Kulhànek O.* Introduction to Digital Filtering in Geophysics: Amsterdam, Elsevier, 1976. [1.4]
97. *Laing W. E. and Searcy F.* Geophysics — the First Fifty Years: Houston, Conoco, 1975. [1.2.1]
98. *Lamb H.* Statics: New York, Cambridge Univ. Press., 1960. [2.2.10d]
99. *Lamer A.* Couplage sol-géophone: *Geophys. Prosp.*, **18**, 300—19, 1970. [5.3.3g]
100. *Laski J. D.* Computation of the time-distance curve for a dipping refractor and velocity increasing with depth in the overburden: *Geophys. Prosp.*, **21**, 366—78, 1973. [6.3]
101. *Laster S. J. and Linville A. F.* Preference excitation of refractive interfaces by use of a source array: *Geophysics*, **33**, 49—64, 1968. [5.3.3g]
102. *Lavergne M.* Emission by underwater explosions: *Geophysics*, **35**, 419—35, 1970. [5.5.3c]
103. *Lee Y. W.* Statistical Theory of Communication: New York, Wiley, 1960. [1.4]
104. *Leet L. D.* Practical Seismology and Seismic Prospecting: New York, Appleton-Century, 1938 [1.2.1, 1.4]
105. *Love A. E. H.* Some Problems of Geodynamics: London, Cambridge Univ. Press. 1927. [1.2.1]
106. *Love A. E. H.* A Treatise on the Mathematical Theory of Elasticity: New York, Dover, 1944 [2.1.4]
107. *Malamphy M. C.* Factors in design of portable field seismographs: *Oil Weekly*, 22 March, 1929. [1.2.2]
108. *Mallet R.* On the dynamics of earthquakes; being an attempt to reduce their observed phenomena to the known laws of wave motion in solids and fluids: *Trans. Roy. Irish Acad.*, **21**, 50—106, 1848. [1.2.1]
109. *Mallet R.* Second report on the facts of earthquake phenomena: *BAAS*, **21**, 272—320, 1851 [1.2.1]
110. *Mayne W. H.* Common-reflection-point horizontal data-stacking techniques: *Geophysics*, **27**, 927—38, 1962. [5.3.1]
111. *Mayne W. H.* Practical considerations in the use of common reflection point techniques: *Geophysics*, **32**, 225—9, 1967. [5.3.1]
112. *Mayne W. H. and Quay R. G.* Seismic signatures of large air guns: *Geophysics*, **36**, 1162—73, 1971 [5.5.3b]
113. *McDonal F. J., Angona F. A., Mills R. L., Sengbuch R. L., Van Nost-rand R. G. and White J. E.* Attenuation of shear and compressional waves in Pierre Shale: *Geophysics*, **23**, 421—39, 1958. [2.3.2c]
114. *McGee J. E. and Palmer R. L.* Early refraction practices; in *Seismic Refraction Prospecting* pp. 3—11 (ed. A. W. Musgrave): Tulsa, SEG, 1967. [1.2.1]
115. *McKay A. E.* Review of pattern shooting: *Geophysics*, **19**, 420—37, 1954. [5.3.3g]
116. *McQuillin R., Bacon M. and Barclay W.* An Introduction to Seismic Interpretation: Houston, Gulf Publishing Co. 1979. [1.4, 5.3.3f] [Русский перевод. Мак-Куиллин Р., Бекон М., Барклай У. Введение в сейсмическую интерпретацию. — М.: Недра, 1985.]

117. *Meidau T.* Hammer reflection seismics in engineering geophysics: *Geophysics*, **34**, 383—95, 1969. [6.1.4]
118. *Mainers E. P., Lenz L. L., Dalby A. E. and Hornsby J. M.* Recommended standards for digital tape formats: *Geophysics*, **37**, 36—44, 1972. [5.4.8]
119. *Meissner R.* Exploring deep interlaces by seismic wide angle measurements: *Geophysics. Prosp.*, **15**, 598—617, 1967. [2.4.6]
120. *Millahn K. O.* In-seam seismics: position and development: *Prakla-Seismos Report*, **80**, no. 2+3, 19—30, 1980. [5.3.9c]
121. *Milne J.* Seismic experiments: *Trans. Seis. Soc. Japan*, **8**, 1—82, 1885. [1.2.1]
122. *Mintrop L.* On the History of the Seismic Method for the Investigation of Underground Formations and Mineral Deposits: Hannover, Germany, *Seismos*, 1931. [1.2.1, 1.2.2]
123. *Mooney H. M.* Handbook of Engineering Geophysics: Minneapolis, *Bison Instruments*, 1977. [1.4, 6.4]
124. *Morgan N. A.* Wavelet maps — a new analysis tool for reflection seismograms: *Geophysics*, **35**, 447—60, 1970. [5.3.1]
125. *Mossman R. W., Hein G. E. and Dalton F. E.* Vibroseis applications to engineering work in an urban area: *Geophysics*, **38**, 489—99, 1973. [5.4.3]
126. *Musgrave A. W. ed.* Seismic Refraction Prospecting: Tulsa, SEG, 1967 [1.4]
127. *Muskat M. and Meres M. W.* Reflection and transmission coefficients for plane waves in elastic media: *Geophysics*, **5**, 115—48, 1940. [2.4.6]
128. *Muskat M. and Meres M. W.* The seismic wave energy reflected from various types of stratified horizons: *Geophysics*, **5**, 149—55, 1940. [2.4.6]
129. *Neidell N. S. and Poggiagliolmi F.* Stratigraphic modeling and interpretation; in *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration*, pp. 389—416 (ed C. E. Payton): Tulsa, AAPG Memoir 26, 1977. [4.3.2b]
130. *Nettleton L. L.* Geophysical Prospecting for Oil: New York, McGraw-Hill, 1940. [1.4, 6.1.2]
131. *Newman P.* Divergence effects in a layered earth: *Geophysics*, **38**, 481—8, 1973. [2.3.1]
132. *Newman P. and Mahoney J. T.* Patterns — with a pinch of salt: *Geophys. Prosp.*, **21**, 197—219, 1973. [5.3.3g]
133. *Northwood E. J., Weisinger R. C. and Bradley J. J.* Recommended standards for digital tape formats: *Geophysics*, **32**, 1073—84, 1967. [5.4.8]
134. *O'Brien P. N. S.* Geophone distortion of seismic pulses and its compensation: *Geophys. Prosp.*, **13**, 283—305, 1965. [5.4.4e]
135. *O'Doherty R. F. and Anstey N. A.* Reflections on amplitudes: *Geophys. Prosp.*, **19**, 430—58, 1971. [4.2.2b]
136. *Officer C. B., Jr.* Introduction to the Theory of Sound Transmission: New York, McGraw-Hill, 1958. [2.4.8]
137. *Olhovich V. A.* The causes of noise in seismic reflection and refraction work: *Geophysics*, **29**, 1015—30, 1964. [4.4.1]
138. *Owen E. W.* Trek of the Oil Finders: A History of Exploration for Petroleum Tulsa, AAPG Memoir 6, 1975. [1.2.1, 1.2.2]
139. *Parr Jr, J. O. and Mayne W. H.* A new method of pattern shooting: *Geophysics*, **20**, 539—64, 1955. [5.3.3e]
140. *Pautsch E.* Methods of Applied Geophysics: Houston, Minor Printing Co [problems c 4] 1927.
141. *Payton C. E., ed.* Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration: Tulsa, AAPG Memoir 26, 1977. [1.4] [Русский перевод: Сейсмическая стратиграфия/Под ред. Ч. Пейтона. — М.: Мир, 1982.]
142. *Peterson R. A. and Dobrin M. B.* A Pictorial Digital Atlas: Pasadena, Calif., United Geophysical, 1966. [1.4]

143. *Peterson R. A. and Walter W. C.* Seismic Imaging Atlas, Vols. I, II and III: Pasadena, Calif., United Geophysical, 1976. [1.4]
144. *Petty O. S.* Seismic Reflections: Houston, Geosource. 1976. [1.2.1, 1.2.4, 1.2.6]
145. *Postma G. W.* Wave propagation in a stratified medium: Geophysics, **20**, 780—806, 1955 [2.1.4]
146. *Poulter T. C.* The Poulter seismic method of geophysical exploration: Geophysics, **15**, 181—207, 1950. [5.4.2]
147. *Rayleigh, Lord.* On waves propagated along the plane surface on an elastic solid. Proc. London Math. Soc., **17**, 4—11, 1885. [1.2.1]
148. *Rayleigh, Lord.* On the pressure developed in a liquid during the collapse of a spherical cavity: Phil. Mag., **34**, 94—8, 1917. [5.5.3]
149. *Ricker N.* The form and nature of seismic waves and the structure of seismograms: Geophysics, **5**, 348—66, 1940. [4.3.4]
150. *Ricker N.* Wavelet functions and their polynomials: Geophysics, **9**, 314—23, 1944. [4.3.4]
151. *Ricker N.* The form and laws of propagation of seismic wavelets: Geophysics, **18**, 10—40, 1953a. [4.3.4]
152. *Ricker N.* Wavelet contraction, wavelet expansion, and the control of seismic resolution: Geophysics, **18**, 769—92, 1953b. [4.3.2a]
153. *Rieber F.* A new reflection system with controlled directional sensitivity. Geophysics, **1**, 97—106, 1936. [1.2.7]
154. *Roark R. L.* Versatile energy source control system for seismic exploration applications: 1976 Offshore Technology Conference Preprints, paper 2514; Dallas, OTC, 1976. [5.5.3f]
155. *Robinson E. A.* Multichannel Time Series Analysis with Digital Computer Programs: San Francisco, Holden-Day, 1967. [1.4]
156. *Robinson E. A. and Treitel S.* The Robinson-Treitel Reader: Tulsa, Seismograph Service, 1973 [1.4]
157. *Robinson E. A. and Treitel S.* Geophysical Signal Analysis: Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 1980, [1.4]
158. *Rockwell D. W.* A general wavefront method: in Seismic Refraction Prospecting, pp. 363—415 (ed. A. W. Musgrave): Tulsa, SEG, 1967. [5.6.3, 6.2.3a]
159. *Rosaire E. E.* On the strategy and tactics of exploration for petroleum: J. Soc. Pet. Geophysicists, **6**, 11—26, 1935. (Reprinted in Early Geophysical Papers of the Society of Exploration Geophysicists (1947), pp 255—70. Tulsa, SEG.) [1.2.1]
160. *Rosaire E. E. and Adler J. L.* Applications and limitations of dip shooting: Bull. AAPG, **18**, 119—32, 134. [1.2.6]
161. *Rosaire E. E. and Lester O. C. Jr.* Seismological discovery and partial detail of Vermilion Bay salt dome, Bull. AAPG, **16**, 51—9, 1932. (Reprinted in Early Geophysical Papers of the Society of Exploration Geophysicists (1947), pp 381—9. Tulsa, SEG.) [1.2.1, 1.2.6]
162. *Saul T. and Higson G. R.* The detection of faults in coal panels by a seismic transmission method: int. J. Rock Mech. Min. Sci., **8**, 483—99, 1971. [5.3.9d]
163. *Саваренский Е. Ф.* Сейсмические волны. — М.: Недра, 1972.
164. *Savit C. H. and Siems L. E.* A 500 channel streamer system: 1977 Offshore Technology Conference Preprints, paper 2833; Dallas, OTC. [problems c 5] 1977.
165. *Schenck F. L.* Refraction solutions and wavefront targeting: in Seismic Refraction Prospecting, pp. 416—25 (ed. A. W. Musgrave): Tulsa, SEG, 1967. [6.2.3a]
166. *Scherbatskoy S. A. and Neufeld J.* Fundamental relations in seismometry: Geophysics, **2**, 188—212, 1937 [5.4.4b]

167. *Schneider W. A.* Integral formulation for migration in two and three dimensions: *Geophysics*, **43**, 49—76, 1978. [4.3.2c]
168. *Schoenberger M.* Optimization and implementation of marine seismic arrays: *Geophysics*, **35**, 1038—53, 1970. [5.3.3g]
169. *Schoenberger M. and Levin F. K.* Apparent attenuation due intrabed multiples: *Geophysics*, **43**, 730—7, 1978 [4.2.2b]
170. *Scholte J. G.* The range of existence of Rayleigh and Stoneley waves: *Monthly Notices, Roy. Astron. Soc., Geophys. Supp.*, **5**, 120—6, 1947 [2.2.10c]
171. *Schriever W.* Reflection seismograph prospecting—how it started: *Geophysics*, **17**, 936—42, 1952 [1.2.1, 1.2.2]
172. *Schulze—Gattermann R.* Physical aspects of the «airpulsar» as a seismic energy source: *Geophys. Prosp.*, **20**, 155—92, 1972. [5.5.3b]
173. *Scott J. H., Lee F. T., Carroll R. D. and Robinson C. S.* The relationship of geophysical measurements to engineering construction parameters in the Straigh Creek Tunnel Pilot Boring, Colorado: *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **5**, 1—30, 1968 6.4
174. SEG Geophysical Case Histories: Vols. I and II Tulsa, SEG 1948, 1956 [1.4]
175. *Ségonzac. Ph. D. de and Laherrère J.* Application of the continuous velocity log to anisotropy measurements in Northern Sahara; results and consequences: *Geophys. Prosp.*, **7**, 202—17, 1959. [2.2.11]
176. *Senti R. J.* Geophysical activity in 1980: *Geophysics*, **46**, 1316—33, 1981. [1.3.2]
177. *Shah P. M. and Levin F. K.* Gross properties of time-distance curves: *Geophysics*, **38**, 643—56, 1973 [3.2.3]
178. *Shaw H., Bruckshaw J. M. and Newing S. T.* Applied Geophysics: London His Majesty's Stationery Office, 1931. [1.2.1]
179. *Sheriff R. E.* Encyclopedic Dictionary of Exploration. Geophysics: Tulsa, SEG, 1973. [1.1.1, 1.4, 5.4.1 5.5.4, 5.5.5c, e] [Русский перевод: *Шерифф Р. Е.* Англо-русский энциклопедический словарь терминов разведочной геофизики. — М.: Недра, 1984.]
180. *Sheriff R. E.* Navigation requirements for geophysical exploration: *Geophys. Prosp.*, **22**, 526—33, 1974. 5.5.5a
181. *Sheriff R. E.* Inferring stratigraphy from seismic data: *AAPG Bull.*, **60**, 528—42, 1976 [4.3.2a]
182. *Sheriff R. E.* Limitations on resolution of seismic reflections and geologic detail derivable from them: in *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration* pp. 3—14 (ed. C. E. Payton): Tulsa, AAPG Memoir 26, 1977. [4.3.2a]
183. *Sheriff R. E.* A First Course in Geophysical Exploration and Interpretation Boston, International; Human Resources Development Corp. 1978 [1.4 5.3.5]
184. *Sheriff R. E.* Seismic Stratigraphy: Boston, International Human Resources Development Corp., 1980. [1.4]
185. *Sheriff R. E. and Lauhoff T. A.* Marine geophysical exploration — the state of the art: I.E.E.E. Trans. on Geoscience Electronics, **Ge-15**, 67—73, 1977. [5.5.6]
186. *Sherwood J. W. C. and Trorey A. W.* Minimum-phase and related properties of the response of a horizontally-stratified absorptive earth to plane acoustic waves: *Geophysics*, **30**, 191—97, 1965. [4.3.4]
187. *Shortley G. and Williams D.* Physics: New York, Prentice-Hall, 1950 [2.2.12]
188. *Sieck H. C. and Self G. W.* Analysis of high resolution seismic data; in *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration*, pp. 353—85 (ed. C. E. Payton): Tulsa, AAPG Memoir 26, 1977. [problems c. 5]
189. *Silva M. T. and Robinson E. A.* Deconvolution of Geophysical Time Se-

- ries in the Exploration for Oil and Natural Gas: Amsterdam, Elsevier, 1979. [1.4] [Русский перевод: *Сильвия М. Т., Робинсон Е. А.* Деконволюция геофизических временных рядов в нефтяной и газовой разведке.— М.: Недра, 1985.]
190. *Sittig M. ed.* Geophysical and Geochemical Techniques for Exploration of Hydrocarbons and Minerals: Park Ridge, N. J., Noyes Data Corp., 1980. [1.4]
 191. *Slotnick M. M.* A graphical method for the interpretation of refraction profile data: *Geophysics*, **15**, 163—80, 1950. [6.3]
 192. *Slotnick M. M.* Lessons in Seismic Computing: Tulsa, SEG, 1959. [1.4]
 193. *Sokolnikoff Y.* Mathematical Theory of Elasticity: New York, McGraw-Hill, 1958. [Overview, chapter 2]
 194. *Spradley L. H.* Analysis of position accuracies from Satellite systems — a 1976 update: 1976 Offshore Technology Conference Preprints, paper 2462; Dallas, OTC, 1976. [5.5.5e]
 195. *Stoep P. M. V.* Velocity anisotropy measurements in wells: *Geophysics* **31**, 900—16, 1966. [2.2.11]
 196. *Stoneley R.* Elastic waves at the surface of separation of two solids: *Proc. Roy. Soc. (London)*, **A-106**, 416—28, 1924. [1.2.1, 2.2.10c]
 197. *Stoneley R.* The seismological implications of aeolotropy in continental structures: *Monthly Notices, Roy. Astron. Soc. Geophys. Supp.* **5**, 343—53, 1949. [2.2.11]
 198. *Sweet G. E.* History of Geophysical Prospecting: Sudbury, Suffolk, England, Sperman, 1978. [1.2.1, 1.2.2, 1.2.3]
 199. *Tarrant L. H.* A rapid method of determining the form of a seismic refractor from line profile results: *Geophys. Prosp.*, **4**, 131—9, 1956. [6.2.2a, c]
 200. *Tatham R. H. and Stoffa P. L.* V_p/V_s : a potential hydrocarbon indicator: *Geophysics*, **41**, 837—49, 1976. [5.7]
 201. *Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E. and Keys D. A.* Applied Geophysics: Cambridge, England, Cambridge Univ. Press, 1976. [1.4]
 202. *Thigpen B. B., Dalby A. E. and Landrum R.* Special report of the subcommittee on polarity standards: *Geophysics*, **40**, 694—99, 1975. [Appendix F]
 203. *Thornburgh H. R.* Wavefront diagrams in seismic interpretation: *Bull. AAPG* **14**, 185—200, 1930. [6.2.3a]
 204. *Toksoz M. N. and Johnston D. H.* Seismic Wave Attenuation: Tulsa, SEG (Geophysical reprint series No. 2). 1981. [2.3.2]
 205. *Tooley R. D., Spencer T. W. and Sagoci H. F.* Reflection and transmission of plane compressional waves: *Geophysics*, **30**, 552—70, 1965. [2.4.6]
 206. *Trorey A. W.* A simple theory for seismic diffractions: *Geophysics*, **35**, 762—84, 1970. [2.3b, c, e]
 207. *Trorey A. W.* Diffractions for arbitrary source—receiver locations: *Geophysics*, **42**, 1177—82, 1977. [2.3.5b]
 208. *Tullis F. N. and Reid A. C.* Seismic attenuation of Gulf Coast sediments: *Geophysics*, **34**, 516—28, 1969. [2.3.2c]
 209. *Udden J. A.* Suggestions of a new method of making underground observations: *Bull. AAPG*, **4**, 83—5, 1920. (Reprinted in *Geophysics*, **16**, 715—6.) [1.2.2]
 210. *Uhrig L. F. and van Melle F. A.* Velocity anisotropy in stratified media: *Geophysics*, **20**, 774—9, 1955. [2.1.4, 2.2.11]
 211. *Walton G. G.* Three-dimensional seismic method: *Geophysics*, **37**, 417—30, 1972. [5.3.7c]
 212. *Ward R. W. and Hewitt M. R.* Monofrequency borehole traveltime survey: *Geophysics*, **42**, 1137—45, 1977. [2.3.3]
 213. *Washburn H. W.* Experimental determination of the transient characteristics of seismograph apparatus: *Geophysics*, **2**, 243—52, 1937. [5.4.4b]
 214. *Waters K. H.* Reflection Seismology: New York, Wiley, 1978. [1.4, 2.3.2c]

- 5.4.3, problems с 4] [Русский перевод: Уотерс К. Отражательная сейсмология. — М.: Мир, 1981.]
215. *Weatherby B. B.* The history and development of seismic prospecting: *Geophysics*, 5, 215—30, 1940. [1.2.1]
 216. *White J. E.* *Seismic Waves — Radiation, Transmission and Attenuation*: New York, McGraw-Hill, 1965. [1.4, 2.2.10d, 2.2.11, 2.3.2d]
 217. *White J. E.* Static friction as a source of seismic attenuation: *Geophysics*, 31, 333—9, 1966. [2.3.2d]
 218. *Whitfill W. A.* The seismic streamer in the marine seismic system: 1970 Offshore Technology Conference Preprints, paper 1238; Dallas, OTC, 1970. [5.5.4]
 219. *Whittlesey J. R. B., Neidell N. S. and Arrington G. R.* Marine cross-dip seismic surveys: three-dimensional recording and mapping: 1980 Offshore Technology Conference Preprints, paper 3847; Dallas, OTC, 1980. [5.3.7b]
 220. *Widess M. B.* Now thin is a thin bed? *Geophysics*, 38, 1176—80, 1973. [4.3.2a]
 221. *Wiechert E. and Zoeppritz K.* *Über Erdbebenwellen: Nachrichten von der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zur Göttingen*, 415—549, Berlin, 1907. [1.2.1]
 222. *Willis H. F.* Underwater explosions — time interval between successive explosions: *British Report WA-47-21*, 1941. [5.5.3f]
 223. *Wood L. C., Heiser R. C., Treitel S. and Riley P. L.* The debubbling of marine source signatures: *Geophysics*, 43, 715—29, 1978. [5.5.3f]
 224. *Wylie Jr., C. R.* *Advanced Engineering Mathematics*, 3rd ed: New York, McGraw-Hill, 1966. [5.4.4b]
 225. *Wyrobek S. M.* Application of delay and intercept times in the interpretation of multilayer refraction time-distance curves: *Geophys. Prosp.*, 4, 112—30, 1956. [6.2.2a, d]
 226. *Zoeppritz K.* *Über reflexion und durchgang seismischer Wellen durch Unstetigkeitsflächen*: Berlin, *Über Erdbebenwellen VII B*, *Nachrichten der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Math-Phys.* K1, 57—84, 1919. [2.4.4]

Предметный указатель

ABC метод наблюдений в МПВ 419

Адачи формула 185—187

Акселерометр 286, 351

Акустическая жесткость 136

Акустические навигационные системы
349—351, 385

Амплитуда волны 89, 114, 155

Амплитуд разрастание 200, 216

Антиклиналь 223, 369

Апланатная поверхность 397, 398

Ближняя и дальняя зоны 99

Бумер 334, 337, 357

Веерная система наблюдений 34, 52,
396

Вейпоршок 334, 336

Взаимности принцип 184

Взрывная машинка 24, 257, 297

Взрывной интервал 391

Вибросейс 57, 272, 300—302, 335,
373, 387

Водяная пушка 334, 336

Воздушная пушка 300, 328—331, 337,
357, 383, 384

Волновод 144

Волновое уравнение 79—111

векторное 81

в общем виде 81

в цилиндрических координатах 150

для жидких сред 110

для плоских волн 84

для поперечно-изотропных сред 109

для сферических волн 86

для *P*- и *S*-волн 81, 97

скалярное 79

с учетом источника 82

— число 89

Волновой фронт 85, 113, 177, 370, 409

Волны

гармонические 89, 113

головные *см.* Преломленные волны

дифрагированные *см.* Дифрагиро-
ванные волны

каваловые 287, 289, 291

Лява 70, 104—107, 144

неоднородные 91, 123

обменные 123, 132, 139, 373

объемные 84

отраженно-дифрагированные 236
245

отраженно-преломленные 218, 219,
244, 245, 416

отраженные *см.* Отраженные волны

плоские 84—87, 94

поверхностные 101, 201, 220, 416

проходящие 137, 139

прямые 161, 416, 417

Рэлея 70, 101—104, 152, 220

Стоунли 70, 107

сферические 86, 93

трубные 107

P 70, 92, 132

S 70, 92—98, 139, 249, 373—377

Волны-спутники 211, 384

Временной разрез 55, 367, 372, 416,
417

— — редуцированный 401, 402

Время вертикальное 314, 362

— взаимное 184, 393, 411, 421

— запаздывания 402—409, 421

— опережения 397, 420

— пробега 25, 159, 161, 178

Вступления первые 313, 365, 388, 418

— следующие 393, 416, 418

Выпадение слоя 418, 425

Газовая пушка 300

Гидролокатор 349—352

- Гидрофоны *см.* Сейсмоприемники морские
- Глубина отражающего горизонта 161
— преломляющей границы 180, 420
- Годографа обратная ветвь 199, 222, 224, 235
- Годографы
в случае горизонтальной отражающей границы 160
— наклонной отражающей границы 163
— — преломляющей границы 184
— нескольких горизонтальных преломляющих границ 181—183
— одной горизонтальной преломляющей границы 178—181
- встречные 193, 392—394, 403, 411, 413
- дифрагированных волн 203, 204
- отраженных волн 161, 163, 179—181, 201
- преломленных волн 178—184, 201, 245
- прямых волн 161, 201
- сводные 395
- Группирование 24, 220, 241, 264—277, 285
— пневмопушек 331, 332, 336
- Группы характеристики направленности 265—269
— эффективная длина 266, 268
- Гука закон 69, 75, 78
- Гюйгенса принцип 70, 87—89, 121, 130
- Даламбера решение волнового уравнения 84
- Деконволюция 213, 333
- Денэма формула для высокочастотного предела спектра регистрируемых волн 285, 380
- Детонаторы 24, 295—299, 333, 337
- Деформация 73
- Дикса формула для среднеквадратической скорости 173
- Дилатация 75
- Динамический диапазон 310
- Диносейс 299, 331
- Дискретизация
вблизи сейсмоприемника 324—326
в сейсмической косе 343
- Дисперсия волн 104, 120
- Дифрагированно-отраженные волны 206, 245
- Дифрагированные волны 127, 198, 202—208, 245
- Дифракция 123—131, 206
— фантомная 206—208
- Длина волны 89
— — кажущаяся 267, 276
- Добротность 115
- Доплеровский сдвиг частоты 350, 352
- Затухание волн 115, 210
— высоких частот 237, 285
— критическое 306, 308
- Затухания коэффициент 115, 210, 305—309
— логарифмический декремент 115, 307
- Знаковая последовательность 326, 382
- Зона малых скоростей (ЗМС) 48, 93, 138, 277, 312, 362—366
- Зондирования 287
- Избыточное покрытие 257, 260
- Импульс
минимально-фазовый 199, 237
нуль-фазовый 199, 238
Риккера 199, 237
- Источники
взрывные 62, 284, 292, 331
мнимые 160, 214, 222
морские 57, 62, 329—338
невзрывные 54, 62
поверхностные 57, 258, 272, 284, 299
- Квадратичных координат ($X^2 - T^2$) метод 161, 172, 191
- Кинематический сдвиг 158, 200—202
нормальный 13, 158, 162, 165
псевдонормальный 219
угловой 14, 159, 164—166, 169—171, 370—372
- Кирхгофа формула 83
- Кнотта уравнения 71, 134
- Когерентность волн 199—200
- Корреляция отражений 48, 367, 372
- Кратность перекрытия по ОГТ 261, 283—284
- Кратные волны *см.* Многократные отражения
- Кривизна волнового фронта 221, 223
— отражающей границы 199, 220—224
- Критический угол падения волны 122—123
- Критическое расстояние 179, 180

Ламе постоянные 76, 78

Лучевая диаграмма 370

Лучевой параметр 122

Лучи 85, 86, 158, 176

Магнитная запись 55, 315, 394

Миграция 233, 367, 369—371

Микросейсмокаротаж (обращенный)

277, 362, 366

Многократные отражения 199, 208—217

в тонких слоях 199, 209, 210

от морского дна 359—361

с большой задержкой 209, 214—217

с малой задержкой 209—213

Морская сейсморазведка 52, 217, 252, 326, 399

Мощность слоев 183, 187

Мультиплексер 322

Мытинг 201

Навигационные системы 343—354

Наклон границы 158, 164, 167—169, 214, 420

— кажущийся 169

— осей синфазности 202

Наклонная отражающая граница 162—167

— преломляющая граница 183—187

Направленности диаграмма 247, 267—269

— характеристика 265—268, 378

Направленность излучения 211, 270

Напряжение 71

Нодальные плоскости 106—107

Нормальные моды 107, 144, 289

ОГТ метод 55, 257, 260—263, 279, 329

Ось синфазности 25, 199, 367

Отметка момента (взрыва) 257, 314

Отношение сигнал/шум 239—242, 275, 284

Отражающая площадка 236

— точка 163, 236

Отражение полное внутреннее 123, 144

Отражения закон 121

— коэффициент 137, 155

— критические 141

Отраженные волны 23, 120, 127, 201, 245

Отраженных волн метод (МОВ) 23, 139, 248—389

Падение пласта *см.* Наклон границы

Парава 281—283, 340—342

Первые работы МОВ 32, 38, 40, 42, 44, 49

— — МПВ 31—38, 41, 53, 156

Пинджер 281, 349

Поглощения коэффициент 115, 116

— механизмы 116

Погребенный фокус 222—227, 235

Пневмолушка *см.* Воздушная пушка

Поляризация S-волн 96

Помехи 238—243

Помех анализ 274

— подавление 241, 272

Поперечно-изотропные среды 78, 109

Поправки к данным МОВ

дифференциальная за ЗМС 363

за ЗМС 48, 202, 312, 362

за рельеф 202, 362—365

кинематические 55, 201, 202

статические 55, 202, 363—366

— — МПВ 400—402, 419

Потенциал запаздывающий 83

— скорости 96

— смещения 96, 101, 133

Преломления закон 122

Преломленные волны 23, 25, 120, 141, 179, 217, 390, 416

Преломленных волн метод (МПВ) 25, 390—425

Преломляющая граница 405, 408, 411, 412, 414

Простирание пласта 168—170

Профилирование вертикальное 286

— непрерывное 260, 356—361

— неперодольное 395

— продольное 391

Прохождения коэффициент 137, 143

Пульсации пузыря 328—338

Радиобуй 194, 399, 400

Радионавигация 52, 344—349

Разрешающая способность 199, 227—

234, 315, 385

— — повышенная 284

Расстановки сейсмоприемников 169, 260—264

Расхождение сферическое 113

— цилиндрическое 114

Реверберация 212

Редукция данных МПВ 418

Рибера сонограф 54

Риккера импульс *см.* Импульс Рикке-

ра

Рэлея критерий зеркального отраже-

ния 122

— предел разрешения 227—229, 244

- Рэя* — *Уиллиса* формула для периода пульсаций пузыря 337, 338
- Сброс 131, 218, 361
- Сейсмическая коса 54, 327, 340—343, 384, 429
- Сейсмический разрез 232, 319, 367, 372
- — временной *см.* Временной разрез
- — глубинный 367
- — мигрированный 367, 369
- снос 369, 405
- Сейсмограф механический 34, 38
- электрический 37
- Сейсмоприемника уравнения движения 303
- Сейсмоприемники 24, 39, 45, 248, 303—310, 429
- для преломленных волн 390
- морские 338—343
- Сейсмотрасса 24, 317
- Синклиналь 223, 224, 235, 369
- Сислэп метод 373, 375
- Скважинные измерения (скорости) 40, 277
- Скорости линейное возрастание с глубиной 175, 188
- Скорость сейсмических волн 92, 101, 104, 106, 158, 159
- групповая 119, 147, 148
- кажущаяся 167, 185, 267, 276
- пластовая 172, 185
- среднеквадратическая 173
- средняя 160
- фазовая 118, 145—148
- эффективная средняя 171
- Смещение сигналов 314
- Снеллиуса* закон 122, 123, 133, 182
- Соляные купола 34, 38, 40, 156, 218, 287, 396—398, 420
- Соси метод 302, 323, 398
- Спаркер 336, 337, 357, 386
- Спутниковая навигация 352, 354
- Суммирование 237, 240, 242, 259, 263, 299
- по ОГТ 242, 261
- синфазное 242, 272, 323, 324, 399
- Суммирования схемы 262, 263
- Транслокаций метод 349
- Трехмерность среды 234
- Трехмерные методы 50, 279—284, 317—319
- на море 279, 281—283, 343
- на суше 281—284, 324, 380
- Углеводородов сейсмическое открытие 25, 34, 36
- Угол выхода волны 167
- потеря 115
- Угольные пласти 289—291
- Удаление приемников 161, 263, 276, 283
- Упругие постоянные 69, 76, 115, 149, 150, 373
- Упругость 69
- Уровень приведения 362—365, 419
- Усилители (сейсмические) 24, 37, 38, 45, 46, 310—315, 322, 399
- аналоговые 311, 312
- высокоразрешающие 314
- с плавающей запятой 320
- цифровые 322
- Условные горизонты 372
- Фаза 85, 226, 265, 308
- Фазозапирающие петли 348
- Фаз сравнение в радионавигации 344, 347—349
- Ферма* принцип 225
- Фильтрация по кажущимся скоростям 220
- частотная 220, 313, 322, 381—383
- Форма импульса 210, 381
- Формат записи 321
- Форматтер 320, 322
- Френеля* зоны 229—234
- Характер записи 200, 357, 367
- Цеппритца* уравнения 71, 136, 154
- Цифровая обработка 319, 321
- регистрация 50, 57, 58, 257, 319—322
- Цифровое представление данных 320
- Эдди* фаза 148, 289, 291
- Энергии геометрическое расхождение 70, 113, 117
- плотность 112, 135
- поглощение 70, 114—118
- распределение на границе раздела 135—148
- Энергия деформации 79
- кинетическая (волны) 112, 135
- Эхолот 356, 386

Содержание

От редактора перевода	5
Предисловие	15
Математические знаки и символы	17
1. Введение	21
Общий обзор	21
1.1. Общая характеристика сейсмических методов	23
1.1.1. Метод отраженных волн (МОВ)	23
1.1.2. Метод преломленных волн (МПВ)	25
1.2. История развития сейсморазведки	26
1.2.1. Первые шаги	26
1.2.2. Первые применения в разведке нефти и газа	27
1.2.3 «Джеофизикал ресерч корпорейшн»	37
1.2.4. Другие работы 1920-х годов	38
1.2.5. Развитие промышленных геофизических работ	42
1.2.6. Совершенствование аппаратуры и методики работ по методу отраженных волн	44
1.2.7. Воспроизводимая запись, метод общей глубинной точки и невзрывные источники	54
1.3. Проведение геофизических работ	58
1.3.1. История сейсморазведочных работ	58
1.3.2. Данные за 80-е годы	60
1.3.3. Экономическое обоснование	64
1.4. Литература по сейсморазведке	65
2. Теория сейсмических волн	69
Общий обзор	69
2.1. Теория упругости	71
2.1.1. Напряжение	71
2.1.2. Деформация	73
2.1.3. Закон Гука	75
2.1.4. Упругие постоянные	76
2.1.5. Энергия деформации	79
2.2. Волновые уравнения и их решения	79
2.2.1. Волновые уравнения	79
2.2.2. Решения волнового уравнения в случае плоских волн	84
2.2.3. Решения волнового уравнения в случае сферических волн	86

2.2.4. Принцип Гюйгенса	87
2.2.5. Гармонические волны	89
2.2.6. <i>P</i> -волны и <i>S</i> -волны	92
2.2.7. Потенциалы смещений и скоростей	96
2.2.8. Граничные условия	97
2.2.9. Волны, возбуждаемые сферически-симметричным источником	98
2.2.10. Поверхностные волны	101
2.2.11. Волновое уравнение для поперечно-изотропных сред	109
2.2.12. Волновое уравнение для жидких сред	110
2.3. Влияние среды на распространение волн	112
2.3.1. Плотность энергии; интенсивность	112
2.3.2. Поглощение	114
2.3.3. Дисперсия; групповая скорость	118
2.3.4. Отражение и преломление; закон Снеллнуса	120
2.3.5. Дифракция	123
2.4. Перераспределение энергии на границе	131
2.4.1. Общие положения	131
2.4.2. Уравнения Кнотта	133
2.4.3. Распределение энергии	135
2.4.4. Уравнения Цёппригца	136
2.4.5. Распределение энергии при нормальном падении	137
2.4.6. Распределение энергии при наклонном падении	139
2.4.7. Головные волны	141
2.4.8. Распространение нормальных мод	144
Задачи	149
3. Геометрия сейсмических лучей	158
Общий обзор	158
3.1. Траектории отраженных волн в случае неизменной скорости	159
3.1.1. Горизонтальная отражающая граница; нормальный кинематический сдвиг	159
3.1.2. Наклонная отражающая граница; угловой кинематический сдвиг	162
3.1.3. Крестовые расстановки	167
3.2. Вертикальный градиент скорости и кривизна лучевых траекторий	171
3.2.1. Влияние переменной скорости	171
3.2.2. Эффективная средняя скорость	171
3.2.3. Модель пластонных скоростей	172
3.2.4. Скоростные функции	173
3.2.5. Линейное позрастание скорости с глубиной	175
3.3. Лучевые траектории преломленных волн	178
3.3.1. Одна горизонтальная преломляющая граница	178
3.3.2. Несколько горизонтальных преломляющих границ	181
3.3.3. Наклонная преломляющая граница	183
3.3.4. Несколько наклонных преломляющих границ одного простирания	185
3.3.5. Линейное возрастание скорости в покрывающей толще	188
Задачи	189
4. Характеристики сейсмической записи	198
Общий обзор	198
4.1. Особенности осей синфазности волн различных типов	199

4.2. Волны, отличные от однократных отражений	202
4.2.1. Дифрагированные волны	202
4.2.2. Кратные волны	208
4.2.3. Преломленные волны	217
4.2.4. Отраженно-преломленные волны	219
4.2.5. Поверхностные волны	220
4.3. Характеристики отраженных волн	220
4.3.1. Влияние кривизны отражающей границы	220
4.3.2. Разрешающая способность	227
4.3.3. Влияние трехмерности среды	234
4.3.4. Форма сейсмического импульса	237
4.4. Помехи	238
4.4.1. Типы сейсмических помех	238
4.4.2. Затухание помех	240
Задачи	243
5. Методика полевых работ и аппаратура МОВ	248
Общий обзор	248
5.1. Организация полевых работ	249
5.1.1. Заказчики и подрядчики	249
5.1.2. Организация полевых работ на суше	249
5.1.3. Организация полевых работ на море	252
5.2. Методика полевых наблюдений на суше	252
5.2.1. Программа исследований	252
5.2.2. Разрешение на проведение сейсмических работ	253
5.2.3. Разбивка профилей	253
5.2.4. Бурение взрывных скважин	256
5.2.5. Регистрация	256
5.2.6. Дополнительные проблемы	259
5.2.7. Полевая документация	259
5.3. Схемы полевых наблюдений	260
5.3.1. Запись симметричной расстановкой и по методу ОГТ	260
5.3.2. Типы расстановок	263
5.3.3. Группирование	264
5.3.4. Анализ волн-помех	274
5.3.5. Выбор параметров для схем наблюдений	275
5.3.6. Обращенный микросейсмокаротаж	277
5.3.7. Криволинейные профили и трехмерные методы наблюдений	279
5.3.8. Повышенная разрешающая способность	284
5.3.9. Специальные методы	286
5.4. Аппаратура для наземных наблюдений	292
5.4.1. Бурение	292
5.4.2. Взрывные источники энергии	292
5.4.3. Поверхностные источники энергии	299
5.4.4. Сейсмоприемники	303
5.4.5. Усилители	310
5.4.6. Регистрация данных в аналоговой форме	315
5.4.7. Представление данных	315
5.4.8. Цифровая регистрация	319
5.4.9. Полевая обработка	323
5.4.10. Дискретизация вблизи сейсмоприемника	324
5.5. Аппаратура и методика морских исследований	326
5.5.1. Организация работ на море	326
5.5.2. Эффект пульсации газовой полости	328

5.5.3. Источники энергии для морских исследований	329
5.5.4. Морские сейсмоприемники	338
5.5.5. Определение местоположения на море	343
5.5.6. Поток данных в морских исследованиях	354
5.5.7. Непрерывное профилирование	356
5.6. Редукция данных	361
5.6.1. Предварительная обработка	361
5.6.2. Поправки за рельеф и зону малых скоростей (статические поправки — <i>Перев.</i>)	362
5.6.3. Прослеживание отражений и построение разрезов	366
5.7. Использование S-волн в сейсмической разведке	373
Задачи	377
6. Метод преломленных волн	390
Общий обзор	390
6.1. Профилирование МПВ	391
6.1.1. Продольное профилирование	391
6.1.2. Поперечное профилирование и верные системы наблюдений в МПВ	395
6.1.3. Метод Гарднера оконтуривания соляных куполов	397
6.1.4. Инженерные работы на суше	397
6.1.5. Морские исследования МПВ	399
6.2. Обработка данных МПВ	400
6.2.1. Ввод поправок в данные МПВ	400
6.2.2. Методы временного запаздывания	402
6.2.3. Метод волновых фронтов (полей времен)	409
6.3. Интерпретация записей преломленных волн	415
6.4. Инженерные приложения	419
Задачи	420
Приложения	426
А. Список использованных сокращений	426
Б. Торговые марки и собственные названия фирм	426
В. Случайные числа	427
Г. Международная система единиц (СИ)	427
Д. Перевод в децибелы	429
Е. Типичные аппаратные характеристики и допуски	429
Литература	430
Предметный указатель	440

Уважаемый читатель!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и др. просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, изд-во «Мир».

Монография

Р. Е. Шерифф, Л. П. Гелдарт

СЕЙСМОРАЗВЕДКА

Том I

ИСТОРИЯ, ТЕОРИЯ И ПОЛУЧЕНИЕ ДАННЫХ

Научный редактор В. А. Паптаева

Младший редактор И. А. Гревцова

Художник В. А. Медников

Художественный редактор М. Н. Кузьмина

Технические редакторы В. П. Сизова, Т. А. Максимова

Корректор В. С. Соколов

ИБ № 5549

Сдано в набор 29.01.81. Подписано к печати 31.12.86. Формат 60×90^{1/4}. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 28. Объем 11 бум. л. Уч.-изд. л. 27.46. Усл. кр.-отг. 28. Изд. № 3/4339. Тираж 4800 экз. Зак. 630. Цена 1 р. 40 к.

Издательство «МИР»

129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., 2.

Отпечатано с матриц Ленинградской типографии № 2 годовного предприятия ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 198052, Ленинград, Л-52, Измайловский проспект, 29, в Ленинградской типографии № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 191126, Ленинград, Социалистическая ул., 14.