

Российский государственный геологоразведочный
университет им. С. Орджоникидзе

Ассоциация научно-технического и делового
сотрудничества по геофизическим исследованиям
и работам в скважинах

Г. Н. Боганик, И. И. Гурвич

СЕЙСМОРАЗВЕДКА

*Допущено Министерством образования
и науки Российской Федерации в качестве учебника
для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по специальности
«Геофизические методы поисков и разведки
месторождений полезных ископаемых»
направления подготовки дипломированных специалистов
«Технологии геологической разведки»*

Тверь АИС
2006

Рецензенты:

кафедра разведочной геофизики и компьютерных систем Российского государственного университета нефти и газа им. И.М. Губкина

заведующий лабораторией сейсморазведки ГФУП ВНИИГеофизика, доктор физико-математических наук О.К. Кондратьев.

Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка: Учебник для вузов. Тверь: Издательство АИС, 2006. 744 с., 204 ил.

ISBN 1810-5599

Содержание учебника полностью соответствует программе вузовской дисциплины «Сейсморазведка», утвержденной в 2001 г. Министерством образования Российской Федерации для подготовки дипломированных специалистов по специальности «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых».

Учебник состоит из трех частей.

Часть I «Физико-геологические основы сейсморазведки» содержит 6 глав, в которых изложены элементы классической теории упругих волн в однородных и неоднородных средах – идеальных и реальных, изотропных и анизотропных, даны геологические основы и классификация методов сейсморазведки, проанализированы особенности поверхностных и линейных гидографов различных волн, рассмотрены вопросы моделирования сейсмических полей.

Часть II «Получение сейсморазведочных данных» включает 3 главы, в которых изучаются техника, методика и технология современных полевых работ, а также вопросы организации и экономики сейсморазведочного производства. Здесь подробно обсуждаются требования к характеристикам сейсмогенерирующей аппаратуры (линейности, динамическому и частотному диапазонам) и возможности их практической реализации. Объясняется принцип действия 24-разрядных аналогово-цифровых преобразователей нового типа и устройство современных телеметрических систем, применяемых в трехмерной сейсморазведке. В экономическом разделе даны оценки стоимости работ 2D и 3D сейсморазведки.

Часть III «Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных» состоит из 8 глав, трактующих принципиальные подходы к решению обратной задачи, структуру процесса обработки, его основные процедуры, предпосылки и эффективность различных видов частотной и пространственно-временной фильтраций, определение скоростей и построение сейсмических изображений геологических объектов путем миграционных преобразований. Описана кинематическая и динамическая интерпретация материалов 2D и 3D сейсморазведки. Особое внимание удалено различным методам качественной и количественной интерпретации записей отраженных волн с целью поиска и разведки нефтегазовых залежей. В заключительной главе учебника рассмотрены основные области применения сейсморазведки в широком диапазоне решаемых геологических задач – от глубинных зондирований земной коры до детальных инженерно-геологических и геоэкологических изысканий.

ББК 26.21

© Г.Н. Боганик, И.И. Гурвич, 2006
© Издательство АИС, 2006

ISBN 1810-5599

Предисловие

Минула четверть века со времени предыдущего издания учебника по сейсморазведке*. Спустя два года ушел из жизни выдающийся ученый и педагог Илья Исидорович Гурвич (1916–1983). Помимо большого вклада в науку ему принадлежит уникальное достижение в геофизическом образовании: начиная с послевоенных лет и по настоящее время И.И. Гурвич является автором всех официальных учебников по сейсморазведке – 3 издания были выпущены для техникумов (1954, 1964, 1975 гг.) и 3 издания – для вузов (1960, 1970, 1980 гг.). По этим книгам тысячи студентов изучали и изучают ведущий метод разведочной геофизики. И.И. Гурвич разработал структуру учебного курса сейсморазведки, которая в своей основе сохраняется до сих пор.

Настоящий учебник, призванный отобразить современное состояние теории и практики сейсморазведки, сильно отличается от предыдущего. Вместе с тем здесь сохранена часть текста И.И. Гурвича, поэтому он остается соавтором учебника.

За прошедшие годы в различных областях сейсморазведки достигнут большой прогресс, причем устойчиво проявлялась тенденция к смещению «центра тяжести» сейсморазведочного производства на его заключительные стадии – обработку и интерпретацию полевых материалов. Такая ситуация, естественно, сказалась на пропорциях разделов учебника, в котором относительно возросли объемы последних глав при некотором уплотнении материала начальных глав.

Учебник содержит около 200 иллюстраций, большинство которых выполнены для настоящего издания. Некоторые рисунки заимствованы из публикаций (монографий, статей, проспектов и пр.), книжная

* Гурвич И.И., Боганик Г.Н. Сейсмическая разведка: Учебник для вузов. – 3-е изд., перераб. М.: Недра, 1980.

часть которых приведена в списке литературы. Ссылки на конкретные источники рисунков в тексте не даются: они громоздки и для учебника вряд ли актуальны, поскольку никакие его разделы не претендуют на научные приоритеты.

Содержание учебника полностью соответствует программе вузовской дисциплины «Сейсморазведка», утвержденной в 2001 г. Министерством образования Российской Федерации для подготовки специалистов-геофизиков.

Учебник издан благодаря организационно-финансовой помощи Ассоциации научно-технического и делового сотрудничества по геофизическим исследованиям и работам в скважинах (АИС), генеральному директору которой Н.С. Березовскому автор выражает глубокую благодарность.

Январь 2005 г.

Г.Н. Боганик

Введение

Сейсмическая разведка является ведущим методом геофизических исследований земной коры. Лидирующее положение метода в разведочной геофизике обусловлено его большой глубинностью при высокой детальности исследований.

Сейсморазведка основана на изучении распространения в горных породах искусственно возбуждаемых упругих волн. Взятые взрывом, ударом или вибрацией сейсмического источника, упругие колебания распространяются во все стороны и проходят в толщу земной коры. Здесь они претерпевают преломление и отражение на границах горных пород с различными упругими свойствами и частично возвращаются к дневной поверхности, где во множестве точек наблюдения регистрируются высокочастотной аппаратурой. По записям этих волн строят сейсмические изображения геологических объектов, что позволяет определить их глубины и формы, а также прогнозировать их литологический состав.

Благодаря своим возможностям сейсморазведка играет ключевую роль в региональных исследованиях земной коры, особенно – в изучении мощных осадочных толщ. Чрезвычайно велико значение метода при поисках и разведке месторождений нефти и газа как на суше, так и на море. Сейсморазведку применяют для поисков углей и многих нерудных полезных ископаемых, а также для решения гидрогеологических, инженерно-геологических и геэкологических задач. Все более активно она участвует в решении задач рудной геологии, изучающей сложные комплексы кристаллических пород.

В настоящее время преобладающую часть геофизической информации о строении земных недр получают с помощью отраженных волн. По этой причине метод отраженных волн (МОВ) является основным, хотя практическая сейсморазведка начиналась с метода преломленных волн (МПВ). На рис. 1 приведена условная схема полевых сейсмических наблюдений. На ней показаны траектории некоторых волн (прямых, проходящих, преломленных, отраженных), возбуждаемых взрывом заряда в неглубокой скважине и принимаемых на поверхности в

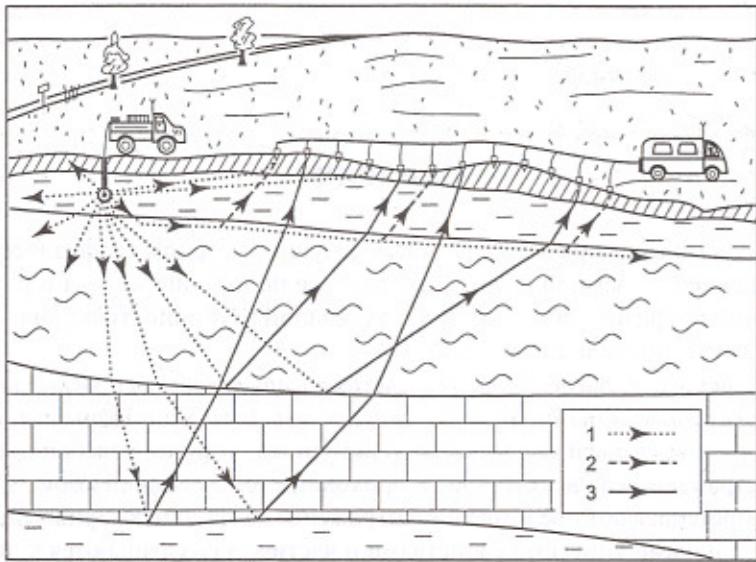


Рис. 1. Схема полевых сейсморазведочных работ.

Лучи упругих волн: 1 – прямых и проходящих; 2 – преломленных; 3 – отраженных

ряде точек с помощью сейсмоприемников, подключенных через многоканальный кабель к мобильной сейсмостанции, осуществляющей запись колебаний.

Сейсмическая разведка – это сложная динамическая система, предназначенная для исследования земных недр. В ней происходят процессы преобразования энергии и информации, важнейшими из которых являются: возбуждение сейсмическим источником первичных волн, их распространение в геологической среде с образованием на ее неоднородностях вторичных волн, прием и запись упругих колебаний в точках наблюдения, обработка и интерпретация сейсмических записей. Целенаправленную последовательность этих процессов можно рассматривать как **сейсморазведочный канал, преобразующий действие источника упругих колебаний (входной сигнал) в сейсморазведочную информацию (выходной сигнал)**.

Сейсморазведочный канал состоит из трех последовательно действующих подсистем (рис. 2). Первой и основной из них является **объект исследования – сейсмогеологическая среда, т. е. геологическая**



Рис. 2. Структура сейсморазведочного канала

среда в том виде, как она проявляется при формировании поля упругих колебаний. Возникающее в некоторой точке среды поле можно считать результатом прохождения импульса источника через **пространственно ограниченный объем среды – сейсмогеологический канал**. Строение среды в пределах этого объема является той информацией, которая извлекается из сейсморазведочных наблюдений.

Сейсмическое поле служит входной информацией для второй подсистемы – **сейсморегистрирующего канала** – инструмента исследований, который включает технику, методику и технологию полевых работ. На выходе сейсморегистрирующего канала получают **сейсмические записи – сейсмограммы**, служащие входной информацией для третьей подсистемы – **сейсмообрабатывающего канала**. **Сейсмообрабатывающий канал – совокупность средств и методов преобразования и анализа зарегистрированной волновой картины для получения сейсмического изображения объекта, сопровождаемого количественными оценками его геометрических и петрофизических свойств и их геологической интерпретацией**. Эти материалы образуют **сейсмогеологическую модель** объекта исследований и являются результатом работы (выходным сигналом) всего сейсморазведочного канала. Его функционирование экономически оправдано при условии, что стоимость полученной геологической информации превосходит расходы на проведение сейсморазведки.

Теория сейсмогеологического канала основана на анализе взаимосвязей между физическими свойствами геологической среды и характеристиками возникающего в ней поля упругих колебаний. Анализ строится на решении так называемых **прямых задач – расчетах волновых полей для заданных сейсмических моделей** (часть I, главы 1–6).

Теория сейсморегистрирующего канала рассматривает синтез методики, техники и технологии полевых наблюдений, позволяющих с наименьшими затратами получить достаточно полную информацию об исследуемых волновых полях (часть II, главы 7–9).

Теория сейсмообрабатывающего канала сочетает синтез обрабатывающих процедур с анализом их эффективности при геологической интерпретации получаемых результатов. Эта теория строится на решении обратных задач – определении строения сейсмогеологических объектов по наблюдаемым волновым полям (часть III, главы 10–17).

Практическое становление сейсморазведки как полевого геофизического метода относится к началу 20-х гг. прошлого века. Сначала она базировалась на теоретических и методических построениях сейсмологии – науки о внутреннем строении планеты Земля, изучаемом по наблюдениям землетрясений. К началу XX века эта наука достигла немалых успехов благодаря работам крупных сейсмологов – Б. Гутенберга, Х. Джейффриса, А. Мохоровичича, Б.Б. Голицына и др. Была выявлена глобальная структура планеты, имеющей кору, мантию и ядро, и доказана возможность определения местоположения границ раздела в глубинах Земли по записям упругих волн, распространяющихся из очагов землетрясений.

Фундаментальной физико-математической основой, общей для сейсмологии и сейсморазведки, явилась классическая теория упругости, созданная в XVIII–XIX веках Гуком, Коши, Пуассоном, Релеем.

Общность многих закономерностей распространения волновых колебаний различной физической природы позволила успешно использовать в сейсморазведке лучевые и дифракционные методы, разработанные в оптике еще в XVII веке трудами Снеллиуса, Ферма, Гюйгенса и развитые в начале XIX века исследованиями Френеля и Фраунгофера.

Первые предложения использовать искусственно вызванные упругие колебания для изучения земных недр в разведочных целях были сделаны Р. Фессенденом по отраженным волнам (1913 г., США) и Л. Минтропом по преломленным волнам (1919 г., Германия). В нашей стране патент на метод отраженных волн был получен В.С. Воюцким в 1923 г. Полевые сейсморазведочные работы МПВ были впервые проведены в США в начале 20-х гг. и в СССР – в конце 20-х гг. П.М. Никифоровым. С начала 30-х гг. в США стал интенсивно развиваться МОВ, в 1934 г. первые наблюдения этим методом были сделаны в СССР Г.А. Гамбурцевым, Л.А. Рябинкиным и др. Благодаря своим достоинствам метод

отраженных волн к концу 30-х годов занял главенствующее положение в разведочной геофизике.

Большую роль в развитии теоретических, методических, технических основ сейсморазведки и ее практической реализации в нашей стране сыграли труды академика Григория Александровича Гамбурцева (1903–1955) и его учеников – И.С. Берзон, А.М. Епинатьевой, Ю.В. Ризниченко и др. В годы Великой Отечественной войны советские сейсморазведчики провели многочисленные исследования в новых регионах, завершившиеся открытиями нефтегазовых месторождений.

В послевоенные годы произошло переоснащение сейсмических партий на базе многоканальных сейсмостанций и внедрения новых методик в полевые наблюдения и интерпретацию их материалов. Происходила специализация сейсмических методов для решения возрастающего круга геологических задач. Сейсморазведка вышла на акватурии внутренних и окраинных морей. Во всех регионах были созданы производственные организации – объединения, тресты, экспедиции, занимающиеся сейсмической разведкой различного назначения, прежде всего – региональными и поисковыми работами на нефть и газ.

В столице и крупнейших промышленных центрах организовывались научно-исследовательские институты, в которых разрабатывались важнейшие проблемы сейсморазведки. Среди них заслуженный авторитет приобрели коллективы исследователей, созданные в системе Академии наук СССР и выросшие в научные школы, возглавляемые известными учеными – Институт физики Земли (И.С. Берзон), Институт геологии и геофизики Сибирского отделения (Н.Н. Пузрев), Ленинградское отделение математического института (Г.И. Петрашень). В отраслевых министерствах наиболее крупные научные коллективы сейсморазведчиков были организованы в Москве во Всесоюзном научно-исследовательском институте геофизических методов разведки (ВНИИГеофизика) Мингеологии СССР и позднее в Центральной геофизической экспедиции (ЦГЭ) Миннефтепрома СССР. Сейсморазведочная техника разрабатывалась и изготавливалась конструкторскими и производственными предприятиями, созданными в Москве, Ленинграде, Саратове, Краснодаре, Армавире, Новосибирске, Гомеле, Риге, Геленджике.

В развитии сейсмических методов разведки активно участвовали научные коллективы, созданные при геофизических кафедрах высших учебных заведений – университетов и технических институтов. Среди

первых наиболее известны своими исследованиями Московский, Ленинградский, Новосибирский, Саратовский, Пермский государственные университеты. Среди технических институтов (теперь называющихся университетами или академиями) многие разработки по сейсмической тематике выполнялись в Московском геологоразведочном институте (МГРИ), Московском нефтяном институте (МИ), Ленинградском и Свердловском горных институтах (ЛГИ и СГИ). Здесь уместно отметить, что первый в стране геофизический факультет, призванный готовить, в частности, инженеров-сейсморазведчиков, был официально создан в 1930 г. в МГРИ. Теперь это – Российский государственный геологоразведочный университет (РГГРУ), который является единственным в стране вузом, где имеется самостоятельный геофизический факультет.

В 60-х гг. сейсморазведка перешла от прямой осциллографической регистрации колебаний к воспроизводимой магнитной записи. Это позволило автоматизировать обработку полевых материалов МОВ, благодаря чему с той поры широкое распространение получил высокоэффективный метод общей глубинной точки (МОГТ), предложенный в США У. Мейном в 1950 г. В эти же годы в полевых работах стали успешно использоваться ударные и вибрационные источники упругих волн, сокращая применение опасных и неэкологичных взрывных воздействий. В морской сейсморазведке взрывные источники были заменены пневматическими и электроискровыми.

Революционное значение имел переход в 70-х гг. на высокоточную цифровую запись колебаний вместо аналоговой. Одновременно интенсивно развивались разнообразные приемы обработки полевых материалов на ЭВМ, использующие достижения вычислительной техники, теории информации и математической статистики. Результаты сейсмических наблюдений стали представлять в виде динамических (волновых) разрезов – наглядных и высокинформативных изображений геологических объектов. Все это сделало возможным для сейсморазведки решение недоступных прежде задач прогнозирования литологического состава и нефтегазоносности глубоко залегающих отложений. Сейсморазведка сыграла важную роль в освоении крупнейших нефтегазоносных провинций в Западной и Восточной Сибири, Поволжье, Прикаспийской впадине, Тимано-Печорском регионе.

В 80–90-х гг. во все возрастающих производственных масштабах стали применять 3D сейсморазведку – площадные системы наблюде-

ний трехмерной сейсморазведки. В отличие от 2D сейсморазведки – традиционных наблюдений по отдельным профилям – объемная сейсморазведка обеспечивает высокую точность поисковых и детальных исследований сложных нефтегазовых объектов даже в неблагоприятных сейсмогеологических условиях. Для этих работ создана специальная аппаратура сбора полевой информации – сверхмногоканальные телеметрические регистрирующие системы, позволяющие одновременно записывать сейсмические колебания в тысячах точек наблюдения. Аппаратура полностью компьютеризирована и способна к автоконтролю и автономной работе по заданной программе. Она обеспечивает недостижимую прежде точность записи полного вектора сейсмических колебаний.

В последнее десятилетие в производственной сейсморазведке широко применяются новые методы трехмерных преобразований материалов площадных наблюдений с использованием мощных компьютерных систем. Получаемые объемные изображения волновых полей – «сейсмические кубы» подвергают глубокой и тонкой интерпретации с помощью специальных программных средств. Это позволяет в исследуемом геологическом пространстве воссоздавать структурно-тектонические, геоморфологические и литолого-фациальные палеоусловия формирования осадочных отложений и оценивать современный флюидный состав нефтегазоперспективных пластов-коллекторов. Данные 3D сейсморазведки стали использовать для подсчета запасов углеводородов, гидродинамического моделирования их залежей, проектирования добычи нефти и газа, а также для мониторинга флюидных изменений в продуктивных пластах в процессе эксплуатации месторождения.

Рис. 3 демонстрирует возможности современной сейсморазведки в отношении глубинности и детальности изучения сложных геологических объектов. Показано вертикальное сечение (разрез) сейсмического куба, построенного по данным 3D съемки в Прикаспийской впадине. Разрез глубиной около 8 км отображает строение осадочной толщи, которая прорвана и деформирована мощными соляными куполами. Основным объектом нефтегазопоисковых работ являются глубокие подсолевые отложения.

Теоретические и практические аспекты сейсмического метода разведочной геофизики изложены в монографиях [58] и [39], причем в последней рассмотрены также сейсмологические исследования. Богато иллюстрированное учебное пособие [5] содержит обзор основных эта-

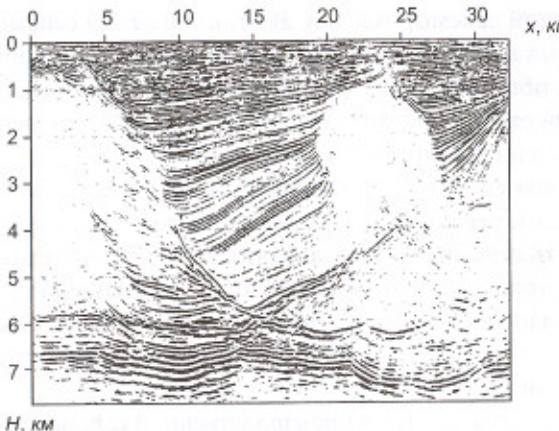


Рис. 3. Сейсмический разрез в солянокупольном районе

пов развития методики и техники сейсморазведки и подробные сведения о сейсмической аппаратуре – от первых сейсмостанций до современных телеметрических регистрирующих систем. Полезная информация по основным вопросам сейсморазведки представлена в справочниках [47] и [16]. В настоящем учебнике ссылки на литературные источники даны только для книжных изданий и приурочены к названиям разделов глав.

Часть I. Физико-геологические основы сейсморазведки

Глава 1. Сейсмические волны в однородных средах

Безграничая однородная среда служит фундаментальной моделью при изучении основ процессов образования и распространения упругих волн, на которых базируется сейсморазведка.

1.1. Волны в абсолютно упругих средах [3, 20, 42, 43]

В настоящем разделе вкратце изложены основные аспекты распространения сейсмических волн в однородных абсолютно упругих средах. С необходимой полнотой эти вопросы рассмотрены в теории поля упругих волн, изучение которой предшествует дисциплинам сейсморазведочного цикла.

Среда является абсолютно упругой, если согласно закону Гука существует прямая пропорциональность между относительными смещениями ее частиц – деформациями и вызывающими их силами – напряжениями. При этом деформации исчезают полностью и мгновенно после прекращения действия внешних сил. Когда эти силы малы и действуют кратковременно, многие реальные среды могут с достаточной степенью приближения рассматриваться как абсолютно упругие. В классической теории упругости анализируются непрерывные сплошные среды, т. е. иг-

корпируется корпускулярная структура реальных веществ. Тем не менее, фундаментальные выводы этой теории оказываются во многом применимыми к реальным средам, в том числе – к горным породам.

1.1.1. Волновое уравнение.

Продольные и поперечные волны

В абсолютно упругой однородной и изотропной среде в области, где отсутствуют внешние силы воздействия на среду, распространение упругих (сейсмических) волн описывается линейным дифференциальным уравнением динамического равновесия Ламэ:

$$\frac{\lambda+2\mu}{\rho} \operatorname{grad} \operatorname{div} \bar{u} + \frac{\mu}{\rho} \operatorname{rot} \operatorname{rot} \bar{u} = \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial t^2}, \quad (1.1)$$

где $\bar{u} = \bar{u}(x, y, z, t)$ – вектор смещения частиц среды под действием проходящей волны, изменяющийся во времени t и пространстве x, y, z ; λ и μ – постоянные Ламэ, определяемые упругими свойствами среды (постоянная μ называется модулем сдвига); ρ – плотность среды. Константы λ и μ можно выразить через хорошо известные и имеющие простой физический смысл упругие параметры среды – модуль Юнга (E) и коэффициент Пуассона σ :

$$\lambda = E \frac{\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}, \mu = E \frac{1}{2(1+\sigma)}. \quad (1.2)$$

Модуль Юнга характеризует сопротивление упругого вещества растягивающей (скимающей) силе. Он численно равен напряжению (силе, действующей на единичную площадь), при котором объемный элемент вещества вдвое растягивается (скимается). В реальных веществах, материалах и горных породах модуль Юнга может различаться в сотни и тысячи раз. Коэффициент Пуассона характеризует соотношение между относительным поперечным сжатием (растяжением) и относительным продольным удлинением (сокращением) объемного элемента вещества. Величина σ изменяется в пределах от 0 до 0,5.

Векторное поле \bar{u} смещения частиц среды при упругих колебаниях является суммой двух составляющих – потенциальной \bar{u}_P и вихревой

\bar{u}_S . Поскольку $\operatorname{div} \bar{u}_S \equiv \operatorname{rot} \bar{u}_P \equiv 0$, из (1.1) получаются два независимых волновых уравнения:

$$\Delta \bar{u}_P = \frac{1}{v_p^2} \frac{\partial^2 \bar{u}_P}{\partial t^2}, \quad (1.3)$$

где $v_p = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}}$

и $\Delta \bar{u}_S = \frac{1}{v_S^2} \frac{\partial^2 \bar{u}_S}{\partial t^2}, \quad (1.4)$

где $v_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\sigma)}}$.

В этих соотношениях дифференциальный оператор $\Delta = \partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2 + \partial^2 / \partial z^2$ – лапласиан. Следовательно, в твердой однородной изотропной среде могут независимо распространяться во времени и пространстве два вида упругих возмущений – продольная волна P и поперечная волна S .

Продольная волна вызвана деформациями объема за счет поступательного движения частиц среды в направлении распространения упругих колебаний. Здесь происходят явления локального сжатия и растяжения вещества без изменения прямоугольной формы его элементарных объемов. Поэтому P -волну называют также волной сжатия (компрессии). На рис. 1.1, а в плоском сечении схематически показан характер деформации элементов среды при прохождении P -волны, имеющей форму одного периода синусоиды. Продольные волны распространяются со скоростью v_p , определяемой упругими и плотностными свойствами среды, согласно (1.3).

Поперечная волна вызвана деформациями формы, т. е. малыми вращательными движениями (поворотами) частиц среды в плоскости, перпендикулярной к направлению распространения упругих колебаний. Здесь происходят явления локальной деформации прямоугольных элементов среды без изменения их объемов. Поэтому S -волну называют также волной сдвига (вращения). На рис. 1.1, б в плоском сечении схематически показан характер деформации элементов среды при прохождении S -волны, имеющей форму одного периода синусоиды.

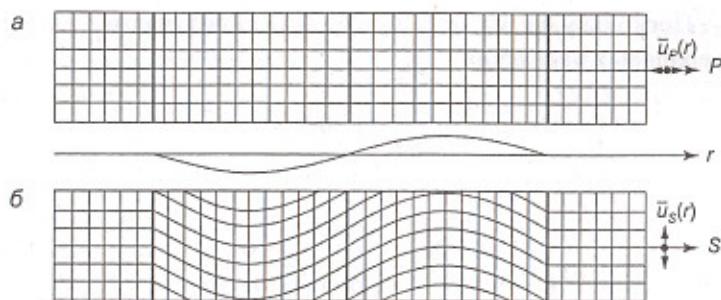


Рис. 1.1. Характер деформаций упругой среды при распространении сейсмической волны:
а – продольной P ; б – поперечной S

матически показан характер деформации элементов среды при прохождении S -волны, имеющей форму одного периода синусоиды. Поперечные волны распространяются со скоростью v_S , определяемой упругими и плотностными свойствами среды, согласно (1.4).

Продольная волна всегда распространяется быстрее, чем поперечная в той же среде:

$$\frac{v_P}{v_S} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}} \geq \sqrt{2}, \text{ поскольку } \sigma \geq 0. \quad (1.5)$$

Поперечные волны не распространяются ($v_S = 0$) в жидких и газообразных средах, где слабое сцепление частиц вещества не обеспечивает передачу сдвиговых деформаций.

Относительные изменения объема и формы элементов упругой среды при прохождении сейсмических волн чрезвычайно малы, составляя сотые, тысячные доли процента и менее. На рис. 1.1 размеры деформаций очень утрированы ради их наглядности. Малый уровень сейсмических деформаций обеспечивает их практически полную обратимость в реальных средах, что позволяет описывать волновые процессы в них линейными уравнениями.

Линейность волновых уравнений означает, что при распространении сейсмических колебаний соблюдается **принцип суперпозиции – независимое наложение (интерференция) волн, вызванных различными источниками**.

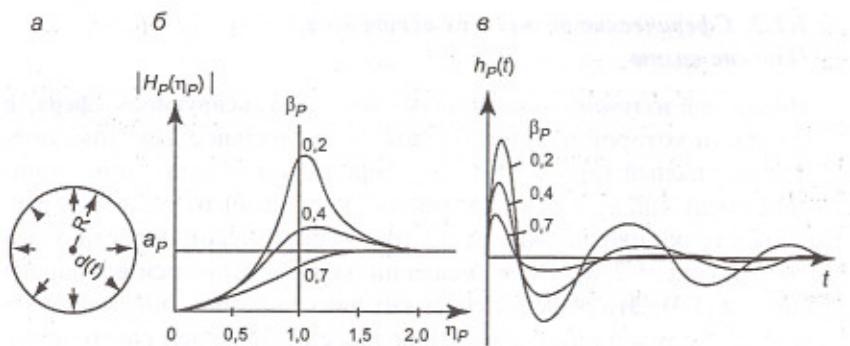
1.1.2. Сферические волны и их источники. Плоские волны

Идеальный излучатель продольных волн – пульсирующая сфера, к поверхности которой изнутри приложено радиальное давление, имеющее импульсный характер. Ввиду сферической симметрии источника поле смещений $u_P(r, t)$ в окружающей среде зависит только от расстояния r точки наблюдения от центра O сферической полости очага радиуса R (рис. 1.2, а). Поле смещений находят решением волнового уравнения (1.3). Это решение содержит два слагаемых, описывающих изменение формы и интенсивности волны с увеличением расстояния r до источника. Первое слагаемое определяется импульсом давления в очаге и быстро убывает с удалением от него как $1/r^2$. Второе слагаемое определяется производной по времени от этого импульса и убывает с расстоянием как $1/r$. В непосредственной близости от очага форма и интенсивность колебаний изменяются за счет обоих факторов. Но уже на удалениях порядка длины волны и более излучаемые колебания практически определяются только вторым слагаемым и их форма в абсолютно упругой среде остается неизменной. В этой области, называемой *далней зоной источника*, обычно и проводятся сейсморазведочные наблюдения. Здесь величина смещения частиц среды описывается простой зависимостью

$$u_P(r, t) = a_P(r)f(t - \frac{r}{v_P}) = \frac{a_{P0}}{r}f(t - \frac{r}{v_P}), \quad (1.6)$$

где $f(t)$ – форма колебаний, зависящая от характера действующей в источнике силы $d(t)$, размеров очага и упругих свойств среды; $a_{P0} = c_P R / \gamma_P$ – исходная амплитуда колебаний. Она пропорциональна, с некоторым коэффициентом c_P , радиусу очага R и обратна акустической жесткости среды γ_P – произведению плотности среды на скорость волны в ней: $\gamma_P = \rho v_P$.

Рассматриваемый источник является **линейным преобразователем** энергии возбуждения очага в энергию P -волны. *Всякий линейный преобразователь полностью описывается своей комплексной частотной характеристистикой $H(\omega)$, имеющей амплитудную и фазовую составляющие.* Амплитудно-частотная характеристика, т. е. модуль комплексной частотной характеристики $|H(\omega)|$, определяет зависимость от частоты ω отношения амплитуд гармонических колебаний на выходе и входе пре-



образователя. В данном случае воздействием на входе является функция давления, действующая внутри очага. В качестве реакции на выходе преобразователя удобно рассматривать не саму функцию смещения частиц среды $u_p(t)$, а ее производную, т. е. функцию *скорости смещения* $g_p(t) = du_p(t)/dt$, поскольку именно этот параметр колебаний обычно регистрируется при сейсморазведочных наблюдениях. В таком случае *амплитудно-частотная характеристика сферического источника продольных волн* $|H_p(\omega)|$ имеет свойства фильтра верхних частот. Ее удобно представить как функцию относительной частоты $\eta_p = \omega/\omega_{0P}$:

$$|H_p(\omega)| = |H_p(\eta_p)| = \frac{a_p \eta_p^2}{\sqrt{(1-\eta_p^2)^2 + 4\eta_p^2 \beta_p^2}}, \quad (1.7)$$

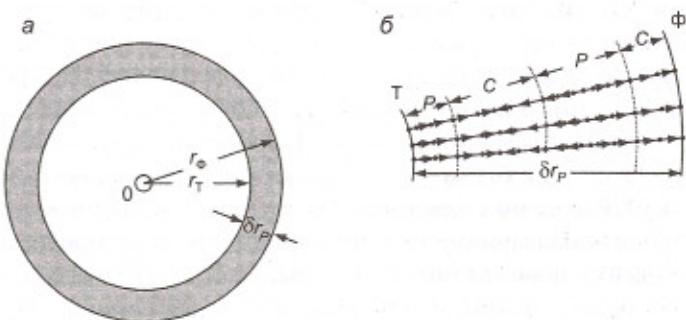
где $a_p = 1/\gamma_p$, $\beta_p = \alpha_p/\omega_{0P}$. Здесь $\omega_{0P} = 2v_S/R$ – частота собственных колебаний очага (круговая) и $\alpha_p = \omega_{0P}v_S/v_p$ – коэффициент затухания очага. Согласно соотношению (1.5), коэффициент относительного затухания очага β_p не превосходит величины $0,707$: $\beta_p = v_S/v_p \leq 1/\sqrt{2}$.

На рис. 1.2, б изображены несколько частотных характеристик сферического излучателя при различных значениях параметра β_p . Как видно, при граничном значении $\beta_p = 1/\sqrt{2}$ характеристика равномерна на частотах выше собственной, где $\eta_p > 1$. С уменьшением величи-

ны затухания характеристики приобретают все более резонансный характер в окрестностях собственной частоты.

Если функция давления $d(t)$, возбуждающая очаг, имеет характер очень кратковременного однополярного импульса (типа δ -функции), то форма упругих волн в дальней зоне источника определяется его **собственными колебаниями** $h_p(t)$. Эту функцию можно получить путем обратного преобразования Фурье от комплексной частотной характеристики излучателя $H_p(\omega)$. Функцию $h_p(t)$ называют также **временной характеристикой** источника. В данном случае она описывает изменение во времени скорости смещения частиц среды: $h_p(t) = g_p(t)$. На рис. 1.2, в показаны несколько функций $h_p(t)$ при различных значениях относительного затухания β_p .

Импульсный сейсмический источник, начиная с момента времени $t = 0$, излучает в окружающую среду **сферическую продольную волну** P длительностью δt_p , которая распространяется во все стороны пространства со скоростью v_p . В любой момент времени $t > \delta t_p$ область существования волны имеет форму **сферического слоя постоянной толщины** $\delta r_p = v_p \delta t_p$. В плоском сечении он изображен на рис. 1.3, а. Наружная поверхность слоя радиуса $r_\Phi = v_p t$ называется **фронтом волны**, внутренняя поверхность слоя радиуса $r_T = v_p (t - \delta t_p)$ называется **тылом волны**. На удалениях от источника $r > r_\Phi$ колебания отсутствуют, поскольку волна туда еще не дошла; на удалениях от источника $r < r_T$ колебания отсутствуют, поскольку волна там уже прошла. Линии, ортогональные



поверхностям фронта (тыла) и указывающие направление распространения энергии упругих колебаний, являются лучами. В данном случае они радиально расходятся из центра источника. Смещения частиц изотропной среды при прохождении продольной волны всегда направлены вдоль лучей, т. е. эта волна является линейно поляризованной.

На рис. 1.3, б для увеличенного фрагмента сферического слоя по трем соседним лучам показаны направления и относительные величины смещений частиц среды при прохождении продольной волны. Вследствие взаимного сближения или удаления колеблющихся частиц внутри сферического слоя образуются концентрические зоны сжатия и растяжения, чередующиеся друг с другом. В данном примере таких зон здесь четыре, причем у фронта волны распространяется зона сжатия, а у тыла волны – зона растяжения.

Как следует из (1.6), амплитуда сейсмических колебаний убывает по мере удаления от источника, хотя в абсолютно упругой среде отсутствуют потери упругой энергии. Это явление объясняется геометрическим расхождением фронта волны в процессе ее распространения, из-за чего плотность энергии колебаний в сферическом слое постепенно снижается. Действительно, в отсутствие потерь полная энергия E возбужденных источником колебаний остается неизменной. При этом объем W сферического слоя постоянной толщины δr_p возрастает прямо пропорционально квадрату расстояния r от источника: $W(r) = 4\pi r^2 \delta r_p$. Поэтому плотность энергии $J(r) = E/W(r)$ убывает как $1/r^2$, т. е. амплитуда упругих колебаний $a(r) = \sqrt{J(r)}$ уменьшается с расстоянием как $1/r$. Эта зависимость отображается формулой (1.6).

Волновой процесс изображают в пространстве или во времени с помощью графиков профиля волны или записи волны. Профиль волны – $u_p(r)$ показывает для фиксированного момента времени ($t = \text{const}$) зависимость величины смещения частиц среды от их расстояния до источника. Это – как бы мгновенная фотография волнового процесса (рис. 1.4, а). Расстояние между соседними одноименными экстремумами профиля (максимумами или минимумами) называют видимой (преобладающей) длиной волны λ_b . Каждый экстремум P -волны служит границей между соседними зонами сжатия и растяжения. Характерные точки профиля волны (экстремумы, нули) называют ее фазами. Поверхность, проходящая в пространстве через определенную фазу волны, носит название изофазовой. В данном случае множество изофазовых поверхностей образует семейство концентрических сфер различных

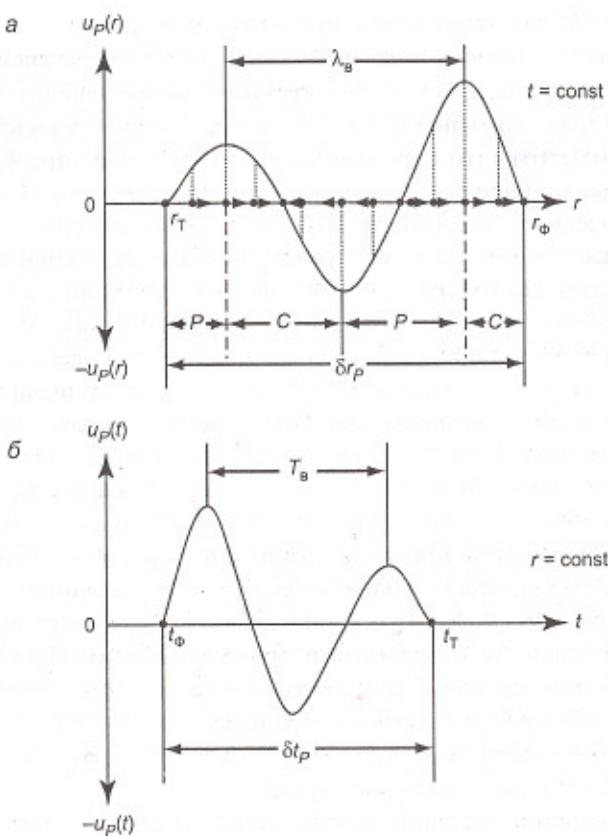


Рис. 1.4. Изображение продольной волны:
а – профиль волны; б – запись волны

радиусов – в зависимости от удаления конкретной фазы волны от источника. Расстояние $\delta r_p = r_\Phi - r_T$ есть протяженность колебаний.

Запись волны – $u_p(t)$ показывает для фиксированной точки ($r = \text{const}$) среды зависимость величины ее смещения от времени. Это – развертка во времени колебаний одной частицы среды (рис. 1.4, б). Интервал времени между соседними одноименными фазами колебаний (максимумами или минимумами) называют видимым (преобладающим) периодом волны (T_b). Обратная величина $v_b = 1/T_b$ – это видимая (преобладающая) частота колебаний. Как и для профиля волны, характеристи-

ные точки ее записи (экстремумы, нули) называют фазами волн. Момент t_{Φ} начала колебаний в точке наблюдения является временем вступления (фронт) волны, а момент t_T – временем прекращения (тыла) колебаний. Интервал времени $\delta t_P = t_T - t_{\Phi}$ есть длительность колебаний.

Следует отметить, что определения «видимый» или «преобладающий», которые приданы волновым параметрам (длине волны, периоду, частоте) весьма существенны. Эти параметры характеризуют здесь колебательные процессы, не являющиеся истинно периодическими и гармоническими. Но только для гармонических колебаний корректно использование указанных параметров без дополнительных определений. Например, для стационарного синусоидального колебания величина периода неизменна, а для волнового импульса ограниченной длительности величина видимого периода, измеренная по различным fazам колебания, может оказаться совсем не одинаковой.

Идеальный излучатель поперечных волн – колеблющаяся сфера, совершающая малые повороты вокруг некоторой оси (рис. 1.5, а). В прилегающей твердой среде при этом возникают деформации сдвига за счет касательных (тангенциальных) сил $\bar{q}(t)$, возбужденных поворотами сферы радиуса R . Распространяющаяся от источника поперечная волна S обладает осевой симметрией относительно оси движения сферы z . Вектор смещения $\bar{u}_S(r, \gamma, t)$ расположен в плоскости, перпендикулярной к оси z , ортогонально к радиусу – вектору \bar{r} . Здесь γ – угол «широты» в сферической системе координат, от которого зависит амплитуда наблюдаемых колебаний.

Поле смещений поперечной волны находится решением векторного волнового уравнения (1.4). В дальней зоне источника, т. е. на удалениях от него, превосходящих длину волны, величина смещения частиц среды выражается формулой:

$$u_S(r, \gamma, t) = a_S(r) \sin \gamma f(t - \frac{r}{v_S}) = \frac{a_{S0}}{r} \sin \gamma f(t - \frac{r}{v_S}), \quad (1.8)$$

где $a_{S0} = \frac{c_S}{\rho v_S}$ – исходная амплитуда колебаний, c_S – некоторая константа, $f(t)$ – форма колебаний, определяемая характером движения сферы, ее размерами и упругими свойствами среды.

Излучатель поперечных волн как линейный преобразователь полностью описывается своей комплексной частотной характеристикой $H_S(\omega)$. Если вместо функции смещения $u_S(t)$ рассматривать ее произ-

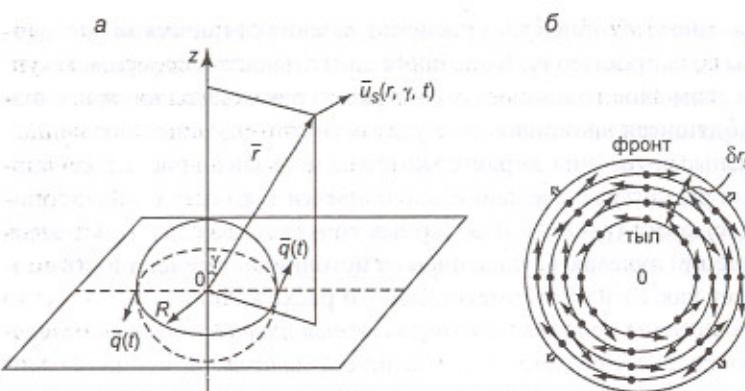


Рис. 1.5. Сферическая поперечная волна:
а – возбуждение волны колеблющейся сферой; б – поле смещений в сферическом слое

водную, т. е. функцию скорости смещения $g_S(t) = du_S(t)/dt$, то частотная характеристика $H_S(\omega)$, подобно ранее рассмотренной характеристике источника продольных волн, имеет свойства фильтра верхних частот. Собственная частота ω_{0S} и коэффициент затухания α_S сферического источника поперечных волн равны:

$$\omega_{0S} = \sqrt{3} \frac{v_S}{R}, \quad \alpha_S = \omega_{0S} \frac{\sqrt{3}}{2}. \quad (1.9)$$

Перейдя к относительной частоте $\eta_S = \omega/\omega_{0S}$ и относительному коэффициенту затухания $\beta_S = \alpha_S/\omega_{0S} = \sqrt{3}/2 = 0,866$, можно построить амплитудно-частотную и временную характеристики источника S -волны наподобие рассмотренного ранее источника P -волны. Принципиальное различие здесь состоит в том, что относительное затухание источника P -волн варьирует в зависимости от скоростных свойств среды ($\beta_P = v_S/v_P$) и не может превышать величины $\beta_{P\max} = 0,707$. Для сферического источника S -волны коэффициент относительного затухания фиксирован ($\beta_S = 0,866$) и превосходит $\beta_{P\max}$, поэтому его собственные колебания должны затухать относительно быстрее. Из сопоставления (1.7) с (1.9) следует также, что в одной и той же среде при равных величинах радиусов R идеальных сферических источников продольных и поперечных волн собственные частоты у первых выше, чем у вторых: $\omega_{0S}/\omega_{0P} = \sqrt{3}/2 = 0,866$.

Выражение (1.8) описывает распространение **сферической поперечной волны** со скоростью v_S . Колебания длительностью δt_S существуют в сферическом слое толщиной $\delta r_S = v_S \delta t_S$. Точки среды внутри этого слоя, находящиеся на одинаковом удалении от источника, испытывают синфазные колебания, характер которых показан на рис. 1.5, б. Максимальная амплитуда смещений наблюдается в точках на экваториальной плоскости ($\gamma = 90^\circ$). В полярных точках на оси z ($\gamma = 0$) амплитуда смещений нулевая. С удалением от источника интенсивность волны убывает как $1/r$ из-за геометрического расхождения.

Рассмотренная поперечная волна является линейно поляризованной, поскольку траектории движения частиц среды прямолинейны. В данном случае колебания линейно поляризованы в горизонтальном направлении. В общем случае траектория смещения частиц в S -волне, оставаясь в плоскости, перпендикулярной к направлению луча, может иметь более сложную форму – круговую, эллиптическую и др. Тогда рассматривается соответствующая поляризация поперечной волны.

На больших удалениях от любого сферического источника ($r \rightarrow \infty$) кривизна фронта волны становится незначительной и его поверхность практически вырождается в плоскость. В такой **плоской волне** амплитуда колебаний не изменяется с расстоянием, поскольку геометрическое расхождение несущественно. Поэтому смещение частиц среды, расположенных вдоль некоторого луча плоской волны, имеющей форму колебаний $f(t)$, описывается соотношением:

$$u(r) = a_0 f(t - \frac{r}{v}), \quad (1.10)$$

где a_0 – амплитуда колебаний, v – скорость распространения волны. Формула (1.10) справедлива как для продольной ($v = v_p$), так и для поперечной ($v = v_S$) волны. При этом в P -волне смещения направлены вдоль луча, а в S -волне – перпендикулярно к нему.

В системе пространственных координат x, y, z поверхность фронта плоской волны задается своими направляющими косинусами k_x, k_y, k_z ($k_x^2 + k_y^2 + k_z^2 = 1$). Волна распространяется вдоль параллельных лучей, ортогональных к плоскости ее фронта. Расстояние вдоль этих лучей равно $r = k_x x + k_y y + k_z z$. Величина смещения частиц среды при движении плоской волны со скоростью v представляется формулой:

$$u(r) = a_0 f(t - \frac{k_x x + k_y y + k_z z}{v}). \quad (1.11)$$

Если интенсивность и форма колебаний плоской волны неизменны во времени и пространстве, то она называется **плоской однородной волной** и представляет собой самую простую модель упругих колебаний. Будучи математической абстракцией, это понятие тем не менее играет важную роль в теории и практике сейсморазведки: вдали от источника, где обычно наблюдаются сейсмические колебания, реальные волны в ограниченных областях пространства по своим свойствам нередко оказываются достаточно близкими к плоским однородным волнам.

1.1.3. Направленность источников.

Принцип взаимности

Сферические волны могут возбуждаться источником типа **сосредоточенной силы**. Пусть в точке O безграничной однородной среды вдоль определенного направления действует сила $\bar{q}(t)$. Тогда в окружающей среде независимо распространяются две сферические волны – продольная и поперечная (рис. 1.6). Их поля смещений в дальней зоне источника в некоторой точке C на удалении r от него описываются соотношениями:

$$\begin{aligned} u_p(r, \gamma, t) &= \frac{a_{p0}}{r} \cos \gamma f(t - \frac{r}{v_p}), \\ u_S(r, \gamma, t) &= \frac{a_{S0}}{r} \sin \gamma f(t - \frac{r}{v_S}), \end{aligned} \quad (1.12)$$

где $a_{p0} = a/\rho v_p^2$, $a_{S0} = a/\rho v_S^2$, a – константа, γ – угол между направлением сосредоточенной силы и лучом в точке наблюдения, $f(t)$ – форма колебаний. Смещения в продольной и поперечной волнах имеют осевую симметрию и обусловлены соответствующими составляющими \bar{q}_p и \bar{q}_S вектора действующей силы \bar{q} : $q_p = q \cos \gamma$ и $q_S = q \sin \gamma$. В точке наблюдения смещения u_p направлены вдоль луча, а смещения u_S – перпендикулярно к лучу.

Обе волны распространяются в объемах сферических слоев, толщины которых прямо пропорциональны соответствующей скорости. На достаточно большом удалении от источника области существования волн P (I) и S (III) разделяются в пространстве свободной от колебаний областью II. В полярных точках изофазовых поверхностей

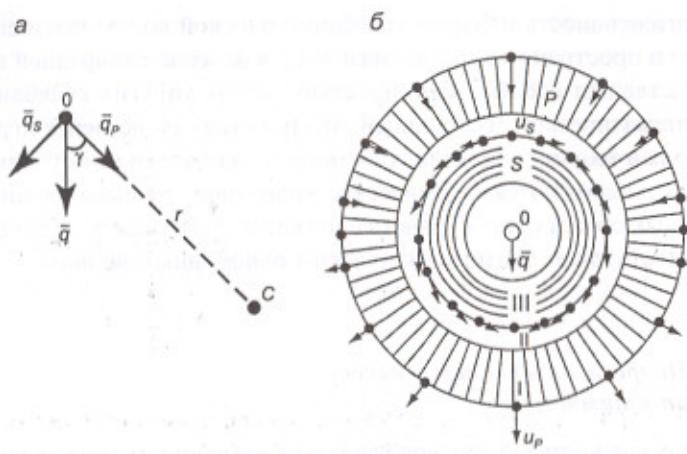


Рис. 1.6. Возбуждение волн источником типа сосредоточенной силы:
а – действующая сила и ее составляющие; б – распространение
продольной и поперечной волн и смещение в них частиц среды

($\gamma = 0$) P -волну имеет максимальную амплитуду, а S -волна – нулевую амплитуду. В экваториальных точках изофазовых поверхностей ($\gamma = 90^\circ$) соотношение интенсивностей волн обратное. При равных удалениях от источника максимальные амплитуды поперечной волны превосходят максимальные амплитуды продольной волны, поскольку эти величины обратны значениям v_S^2 и v_P^2 соответственно.

Важной характеристикой сейсмического источника является его направленность. Характеристика направленности источника – зависимость амплитуд смещений на изофазовых поверхностях возбуждаемых волн от направления их распространения. Эти характеристики удобно представлять в виде полярных диаграмм.

Источник P -волн типа пульсирующей сферы обладает центральной симметрией, и его характеристика направленности однородна. Она изображается сферой в трехмерном пространстве и окружностью в сечении любой плоскостью, проходящей через центр источника (рис. 1.7, а).

У источника S -волн типа колеблющейся сферы характеристика направленности симметрична относительно оси z и в трехмерном пространстве имеет форму тора. В любом вертикальном сечении через ось z характеристика изображается в виде двух окружностей, соприкасаю-

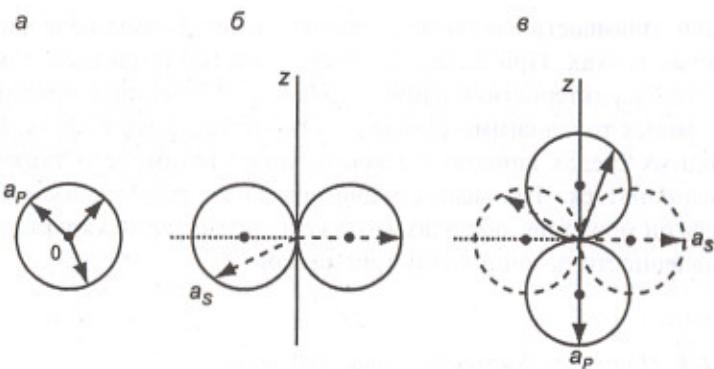


Рис. 1.7. Характеристики направленности идеальных источников в однородной безграничной среде:
а – источник волны P типа пульсирующей сферы; б – источник волны S типа колеблющейся сферы; в – источник волн P и S типа сосредоточенной силы

щихся в точке, которая, как и центры окружностей, лежит в экваториальной плоскости тора (рис. 1.7, б).

Источник типа сосредоточенной силы, действующей вдоль оси z , также обладает осевой симметрией характеристики направленности для обеих излучаемых волн – P и S . В трехмерном пространстве эти характеристики изображаются ортогональными торами: вектор сосредоточенной силы лежит в экваториальной плоскости тора характеристики для P -волн и перпендикулярен к экваториальной плоскости тора характеристики для S -волны. В сечении вертикальной плоскостью по оси z обе характеристики направленности изображаются двумя соприкасающимися окружностями: в случае P -волн их центры расположены на оси z , в случае S -волн – на ортогональном к z направлении (рис. 1.7, в).

Пусть в двух точках пространства O_1 и O_2 размещены источник и приемник сейсмических колебаний, причем в одном случае в O_1 – источник и в O_2 – приемник, а в другом случае – наоборот. Две точки, в которых меняются местами источник и приемник, называют взаимными точками. Для одной и той же волны путь пробега между взаимными точками не зависит от местоположения источника и приемника. Отсюда следует кинематический принцип взаимности, согласно которому времена прихода волны во взаимные точки равны. Динамический

принцип взаимности заключается в совпадении формы колебаний во взаимных точках. При однородной среде он соблюдается в том случае, когда характеристики направленности источников и приемников во взаимных точках симметричны по отношению друг к другу. В неоднородных средах кинематической принцип взаимности также должен выполняться. Что касается динамического принципа взаимности, то здесь он может не соблюдаться даже при симметрии характеристик направленности источников и приемников.

1.1.4. Интеграл Кирхгофа. Зона Френеля.

Принципы Гюйгенса-Френеля и Ферма

Из принципа суперпозиции следует, что при одновременном действии многих элементарных сейсмических источников O_m ($m = 1, 2, \dots, M$) поле упругих смещений в однородной среде на достаточно больших удалениях является векторной суммой колебаний, вызванных отдельными источниками и распространяющихся со скоростью v :

$$\bar{u}(r_m, t) = \sum_{m=1}^M \frac{\bar{u}_{0m}}{r_m} f_m(t - \frac{r_m}{v}), \quad (1.13)$$

где r_m – расстояние от точки наблюдения до источника O_m . В случае непрерывного распределения элементарных источников в некотором объеме среды результирующее поле смещений получают в форме интеграла по этому объему, который аналогичен выражению (1.13) для дискретных источников.

Фундаментальной основой теории распространения упругих волн служит интеграл Кирхгофа. Он определяет поле смещений $u(x, y, z, t)$ во внешнем по отношению к источникам однородном пространстве при известном распределении величин смещений и их производных на некоторой замкнутой поверхности Q , окружающей источники:

$$u(x, y, z, t) = \frac{1}{4\pi} \int_Q \left\{ [u] \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{1}{r} \right) - \frac{1}{r} \left[\frac{\partial u}{\partial n} \right] - \frac{1}{vr} \frac{\partial r}{\partial n} \left[\frac{\partial u}{\partial t} \right] \right\} dQ, \quad (1.14)$$

где r – расстояние от точки наблюдения $C(x, y, z)$ до точек поверхности Q , по которой ведется интегрирование; v – скорость упругой волны; n – направление внутренней нормали к этой поверхности; величи-

ны, заключенные в квадратные скобки, взяты для опережающих моментов времени $t' = t - r/v$.

Интеграл Кирхгофа выражает дифракционную природу сейсмического поля: смещение, наблюдаемое в точке C , является суперпозицией множества колебаний, приходящих к ней от всех элементарных источников на поверхности Q . Результативное смещение в точке зависит от распределения на этой поверхности не только самих смещений, но также их производных по времени и по нормали к поверхности. Наложение колебаний, одновременно приходящих в точку C , может происходить в одинаковых или противоположных фазах, соответственно усиливая или ослабляя друг друга.

Пусть фазовая поверхность плоской монохроматической волны длиной λ в некоторой момент времени совпадает с бесконечной плоскостью Q (рис. 1.8, а). Требуется найти поле в точке C , расположенной на расстоянии h от плоскости Q . Проведем из C сферы радиусами $h + \lambda/2, h + \lambda, h + 3\lambda/2, \dots, h + m\lambda/2$, которые пересекут плоскость Q по концентрическим окружностям с центром в точке N . Каждая пара соседних окружностей выделяет на плоскости кольцо, называемое зоной Френеля. Круг, включающий точку N , называют первой зоной, соседнее с ним кольцо – второй зоной и т. д. В соответствии с формулой (1.14) следует произвести суммирование значений функции u и ее производных вдоль поверхности Q , которое можно заменить сложением колебаний, вычисленных для каждой зоны Френеля. Принятое правило выделения зон приводит к тому, что колебания, возбуждаемые соседними зонами, в точке C имеют противоположные фазы и взаимно компенсируют друг друга. Вследствие этого наблюдаемое в точке C волновое поле можно рассматривать как результат воздействия только элементарных источников, расположенных во внутренней половине первой зоны. При выполнении условия $\lambda \ll h$ радиус m -й зоны Френеля равен $r_m = \sqrt{m\lambda h}$. Половину площади первой зоны Френеля ($m = 1$) для плоской волны составляет эффективная область в форме круга радиуса $r_{\text{зф}}^{\text{пл}}$:

$$r_{\text{зф}}^{\text{пл}} = \sqrt{\frac{1}{2}\lambda h}. \quad (1.15)$$

Смысл формулы (1.15) таков: упругие колебания, достигающие точки наблюдения, практически определяются той областью волнового

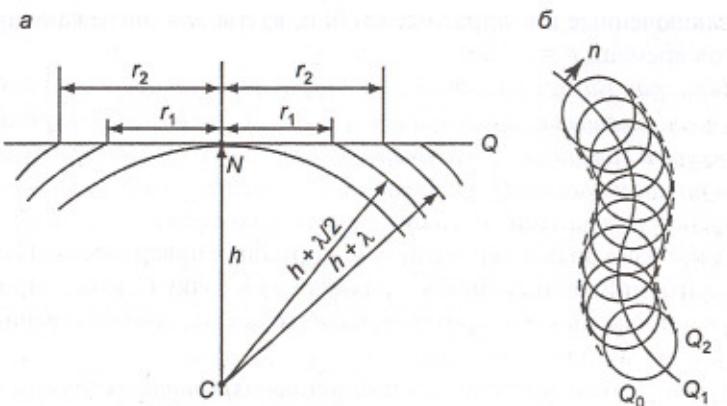


Рис. 1.8. Дифракционная природа сейсмического поля:
а – зоны Френеля плоской волны; б – построение волнового фронта по принципу Гюйгенса

поля, которая ранее существовала на уровне плоскости в пределах круга радиуса $r_{\text{Ф}}^{\text{пл}}$.

Аналогичную задачу можно решать тем же способом в случае сферической монохроматической волны, распространяющейся из источника O , который находится на расстоянии $2h$ от точки наблюдения C . Для этой точки радиус эффективной области на поверхности фронта сферической волны при его удалении от источника на расстояние d составляет

$$r_{\text{Ф}}^{\text{сп}} = \frac{1}{2} \sqrt{\lambda \frac{d(2h-d)}{h}}. \quad (1.16)$$

Как видно, вблизи точек O и C начала и конца луча ($d \rightarrow 0$ или $d \rightarrow 2h$) эффективная область резко сокращается ($r_{\text{Ф}}^{\text{сп}} \rightarrow 0$), а максимального размера она достигает на полпути пробега волны ($d = h$), когда

$$r_{\text{Ф}}^{\text{сп}} = \frac{1}{2} \sqrt{\lambda h}. \quad (1.17)$$

Отсюда следует, что область однородной среды между точками излучения и наблюдения, которая существенна для распространения сфе-

рической волны, представляет собой фигуру вращения вокруг луча переменного радиуса, возрастающего от концов луча к его середине. Из сравнения (1.15) и (1.17) видно, что при равном расстоянии от точки наблюдения до фронта волны имеет место соотношение $r_{\text{Ф}}^{\text{пл}} / r_{\text{Ф}}^{\text{сп}} = \sqrt{2}$.

Рассматриваемую эффективную область формирования волнового поля обычно упрощенно называют зоной Френеля, не уточняя, что речь идет о половине площади первой зоны Френеля.

Асимптотически – при неограниченном возрастании частоты колебаний – длина волны стремится к нулю вместе с радиусом эффективной области зоны Френеля. Тогда можно считать, что упругие колебания распространяются от источника в точку наблюдения по прямой линии, являющейся лучом волны. Полученные оценки характеризуют **свойство локальности**, заключающееся в том, что наблюдаемые в некоторой точке среды упругие колебания определяются волновым полем в ограниченной области – в окрестностях луча, проходящего через эту точку.

Интеграл Кирхгофа (1.14) является аналитическим выражением дифракционного принципа Гюйгенса-Френеля: *точки среды, которых достигла сейсмическая волна, становятся элементарными источниками вторичных волн, излучаемых в окружающее пространство*. Непрерывное развитие этого процесса рассматривается как механизм распространения упругой энергии. Гюйгенсом была изучена кинематическая сторона данного явления, Френель дополнил ее оценками динамики волнового процесса.

Принцип Гюйгенса используют для определения положения фронтов волн в разные моменты времени. Пусть в момент t_1 фронт волны есть поверхность Q_1 (рис. 1.8, б). Положение фронта Q_2 в последующий момент $t_2 = t_1 + \delta t$ находят, рассматривая точки поверхности Q_1 как элементарные вторичные источники колебаний, начинающие излучать в момент t_1 . К моменту t_2 вторичные волны будут иметь сферические фронты радиусом $\delta r = v\delta t$. Огибающая их поверхность Q_2 , расположенная от источников дальше, чем исходная, определит положение фронта волны в последующий момент t_2 . Другая огибающая поверхность Q_0 , находящаяся ближе к источникам, показывает положение фронта в предыдущий момент t_0 .

Принцип Ферма в его простейшей форме заключается в том, что время пробега волны вдоль луча является наименьшим по сравнению с временем пробега вдоль любого другого пути. Форма лучей определяет

ся формой изофазовых поверхностей, поскольку эти элементы волнового поля ортогональны друг другу. Лучи можно рассматривать как направления, вдоль которых в среде распространяется энергия упругой волны.

1.1.5. Геометрическая сейсмика и уравнение эйконала

Геометрическая сейсмика – метод описания волновых процессов, исходящий из представления, что сейсмическая энергия при распространении волны не выходит за пределы лучевой трубы. Лучевой трубкой называют локальную область пространства, ограниченную лучами, которые проходят через контур небольшой площадки на поверхности фронта. На таких построениях основан *лучевой метод* оценки интенсивности сейсмических волн.

Энергия сейсмических колебаний складывается из кинетической и потенциальной составляющих, амплитуды которых для гармонической волны равны между собой. При распространении со скоростью v в среде плотностью ρ гармоническое колебание частоты ω и амплитуды a создает вектор плотности потока энергии \bar{P} , абсолютное значение которого равно:

$$P = \frac{1}{2} \rho v \omega^2 a^2. \quad (1.18)$$

Вследствие геометрического расхождения поперечное сечение лучевой трубы по мере распространения волны изменяется, что сказывается на плотности потока энергии, т. е. на амплитуде колебаний. В частности, у сферической волны в однородной среде сечение лучевой трубы с удалением от источника возрастает пропорционально r^2 , из-за чего плотность энергии убывает как $1/r^2$ и амплитуда волны уменьшается как $1/r$.

Лучевой способ оценки интенсивности колебаний справедлив и для неоднородных сред при некоторых ограничивающих условиях: длина волны λ должна быть мала по сравнению с расстояниями, на которых заметно изменяются свойства среды, и по сравнению с радиусом кривизны изофазовых поверхностей. Последнее означает, что вблизи источника столь простой способ оценки интенсивности колебаний оказывается некорректным.

Асимптотически (при $\lambda \rightarrow 0$) волновое уравнение разделяется на два уравнения:

$$\text{grad}^2 t = \left(\frac{\partial t}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial z} \right)^2 = \frac{1}{v^2(x, y, z)}, \quad (1.19)$$

$$A \Delta t + 2(\text{grad } A, \text{grad } t) = 0,$$

где $t = t(x, y, z)$ – время распространения фазовой поверхности волны в направлении луча, $v(x, y, z)$ – скорость распространения волны в пространстве, $A(x, y, z)$ – функция распределения изоамплитудных поверхностей волны, Δ – лапласиан.

Из первого уравнения (1.19) можно определить положение фронта волны, т. е. ее кинематические параметры. Это – *уравнение Гамильтона*, называемое *уравнением эйконала* (уравнением поля времен). Из второго уравнения (1.19) можно найти распределение интенсивности волны $A(x, y, z)$, т. е. ее динамические параметры.

1.2. Волны в поглощающих средах [14, 25, 53]

Реальные среды не являются абсолютно (идеально) упругими. Это утверждение тем более справедливо в отношении горных пород, обычно отличающихся неоднородным вещественным и фазовым составом своих компонент, сложным структурным строением с его множественными нарушениями различного масштаба. Только при относительно небольших расстояниях пробега сейсмической волны можно пренебречь этим обстоятельством, анализируя ее динамические параметры. При значительном пути пробега волны в горных породах обнаруживается, что ее амплитуда убывает с расстоянием сильнее, чем это обусловлено фактором геометрического расхождения. В процессе распространения волны в горных породах заметно изменяется также форма колебаний, чего не должно быть в абсолютно упругой среде. Указанные особенности говорят о том, что в реальных средах, в отличие от идеальных, в процессе распространения упругой энергии происходит ее частичная потеря за счет перехода в другие формы, прежде всего – в тепловую. Такие среды называются *поглощающими (диссиpативными)*.

1.2.1. Свойства поглощающих сред

Предложен ряд гипотез, объясняющих явление поглощения упругих колебаний в реальных средах, исходя из различных моделей их строения и различных механизмов преобразования энергии. Однако ни одна из теоретических моделей не согласуется полностью с множеством экспериментальных данных, накопленных сейсморазведкой. Это свидетельствует о многообразии и сложности процессов поглощения энергии в таких непростых образованиях, какими являются горные породы. При том, что экспериментальные данные не всегда однозначны и нередко противоречивы, из них следуют общие закономерности: 1) поглощение усиливается с увеличением частоты колебаний, 2) скорость распространения колебаний в принципе зависит от их частоты, хотя надежно определить характер этой зависимости не всегда удается.

Среди теоретических моделей неабсолютно упругих сред наибольшее развитие получили те, что основаны на линейной связи между деформациями и напряжениями, согласно **обобщенному закону Гука**. Он учитывает для неабсолютно упругих сред процесс изменения деформированного состояния во времени. (Напомним, что в абсолютно упругих средах это состояние устраниется мгновенно при снятии вызывающей его силы). Такая среда называется **линейно-неупругой**. Здесь справедливы линейные уравнения смещения частиц и соблюдается принцип суперпозиции.

Для однородной изотропной линейно-неупругой среды постоянные Ламе (1.2) в уравнении динамического равновесия (1.1) становятся комплексными величинами: их действительная часть характеризует упругие свойства среды, а мнимая – ее поглощающие свойства в зависимости от частоты. Поглощающие свойства среды по отношению к волне определенного типа, продольной или поперечной, характеризуются частотно-зависимыми коэффициентами поглощения – $\alpha_p(\omega)$ и $\alpha_s(\omega)$ соответственно.

В исследованиях процесса поглощения сейсмической энергии наиболее известны теории упругого последействия и вязкого трения. Теория упругого последействия исходит из существования упругого гистерезиса, то есть связи настоящей деформации не только с действующим напряжением, но и с его предшествующим значением. В среде с упругим последействием (тело Больцмана) зависимость поглощения от частоты может иметь различный характер при задании различных

функций последействия. В частности, имеется широкий диапазон частот, в котором эта зависимость носит линейный характер:

$$\alpha(\omega) = k_1 \omega. \quad (1.20)$$

Большинство полевых и лабораторных экспериментальных данных, полученных для консолидированных горных пород в сейсмическом диапазоне частот, неплохо согласуются с этой формулой. При рассмотрении таких сред удобно использовать производный параметр – **декремент поглощения, характеризующий величину поглощения на пути пробега, равном длине волны**. Поскольку длина волны λ есть произведение периода колебаний T на скорость их распространения v , то имеем для декремента поглощения ϑ :

$$\vartheta = \alpha \lambda = \alpha T v = \alpha \frac{2\pi}{\omega} v. \quad (1.21)$$

Подставляя сюда (1.20), получаем выражение

$$\vartheta = 2\pi k_1 v, \quad (1.22)$$

которое не зависит от частоты. Следовательно, среды, удовлетворяющие условию (1.20), обладают **частотно-независимым декрементом поглощения**. Такие среды характеризуют также величиной **добротности** Q , которая обратна декременту поглощения: $Q = \pi/\vartheta$. В абсолютно упругой среде, где отсутствует поглощение, $Q = \infty$. В коренных горных породах величина Q имеет порядок десятков и сотен единиц.

Теория вязкого трения предполагает существование трения между частицами среды, из-за чего возникает зависимость действующего напряжения не только от величины деформации, но и от скорости его изменения. В среде с внутренним трением (тело Фойгта-Кельвина) должна существовать квадратичная зависимость коэффициента поглощения от частоты:

$$\alpha(\omega) = k_2 \omega^2. \quad (1.23)$$

Имеются экспериментальные данные, относящиеся к рыхлым породам верхней части разреза, которые указывают на более сильную, чем в (1.20), зависимость поглощения от частоты, приближающуюся к соотношению (1.23).

Линейно-неупругая поглощающая среда рассматривается как линейный преобразователь, обладающий свойством фильтра низких ча-

стот (ФНЧ). Доказывается, что этот фильтр является минимально-фазовым, поскольку создает на всех частотах минимальные задержки гармонических колебаний, возможные для физически реализуемых линейных преобразователей. У минимально-фазового фильтра амплитудная и фазовая частотные характеристики функционально связанны (п. 12.1). Отсюда следует, что в рассматриваемой среде существует **частотная дисперсия фазовой скорости – зависимость скорости распространения гармонических колебаний от их частоты**. Частотная дисперсия скорости может иметь как нормальный, так и аномальный характер. При нормальной дисперсии скорость возрастает с уменьшением частоты колебаний. При аномальной дисперсии скорость возрастает с увеличением частоты колебаний. В линейно-неупругой среде, являющейся минимально-фазовым ФНЧ, должна существовать аномальная частотная дисперсия фазовой скорости колебаний, если показатель степени n в зависимости $\alpha(\omega) = k\omega^n$ находится в пределах $0 < n < 2$. Теория упругого последействия, дающая значение $n \approx 1$, предсказывает существование аномальной дисперсии фазовой скорости. Выполненные расчеты показывают, что в консолидированных горных породах вариации скорости должны составлять всего доли процента даже при значительных изменениях частот в пределах их сейсмического диапазона.

Теория вязкого трения дает граничное значение показателя степени ($n = 2$), при котором частотная дисперсия фазовой скорости должна отсутствовать. Экспериментальные данные сейсморазведки в целом подтверждают проявление в горных породах относительно слабой частотной дисперсии фазовой скорости аномального характера.

1.2.2. Распространение волн в поглощающих средах

Изучение распространения волн в однородных неабсолютно упругих средах приводит к выводу, что для гармонического колебания относительное уменьшение амплитуды с расстоянием $d a(r)/a(r)$ за счет поглощения энергии пропорционально элементу dr пройденного пути с коэффициентом пропорциональности $\alpha(\omega)$:

$$\frac{d a(r)}{a(r)} = -\alpha(\omega) dr. \quad (1.24)$$

Коэффициент поглощения α имеет размерность, обратную единице длины [L^{-1}]. Интегрируя соотношение (1.24), получаем формулу, описывающую ослабление амплитуды поглощаемой волны на конечном пути пробега длиной r :

$$a(r) = a_0 e^{-\alpha(\omega)r}, \quad (1.25)$$

где a_0 – начальная амплитуда колебаний. Если среда обладает частотно-независимым декрементом поглощения ϑ , определяемым формулой (1.22), то выражение (1.25), поскольку $r = vt$, можно представить в виде

$$a(t) = a_0 e^{-\frac{\vartheta \omega}{2\pi} t}. \quad (1.26)$$

С учетом фактора геометрического расхождения, который действует независимо от процесса поглощения, получаем формулу, описывающую ослабление в реальной однородной среде сферической гармонической волны при ее удалении от источника:

$$a(r) = \frac{a_0}{r} e^{-\alpha(\omega)r}. \quad (1.27)$$

Столь простое соотношение справедливо для дальней зоны источника упругих волн ($r > \lambda$), где стабилизируется форма колебаний.

На рис. 1.9 приведены графики убывания амплитуды гармонических колебаний с расстоянием r за счет факторов расхождения и поглощения волны. Показано уменьшение амплитуды $a(r)$ на расстояниях до 4000 м от источника относительно значения a_1 на удалении $r_1 = 250$ м. Относительные амплитуды представлены в логарифмическом масштабе децибелл: $\text{dB} \sim 20 \lg(a(r)/a_1)$. Фактор расхождения определяется только относительной величиной r_1/r , график которой изображен точечной линией. Фактор поглощения определяется величиной частотно-независимого декремента ϑ , а также частотой колебаний ω и скоростью их распространения v , от которых зависит длина волны λ . В данном примере рассматривается продольная волна на циклических частотах $v = \omega/2\pi = 10, 20, 40$ и 80 Гц движущаяся со скоростью $v_p = 2500$ м/с. Такие параметры достаточно типичны для условий работы сейсморазведки в осадочных бассейнах. Расчеты выполнены при двух значениях декремента поглощения продольной волны: $\vartheta_1 = 0,01$ и $\vartheta_2 = 0,10$. Эти значения можно считать характерными для диапазона изменения диссипативных свойств коренных осадочных пород – от относительно слабо поглощающих до весьма сильно поглощающих.

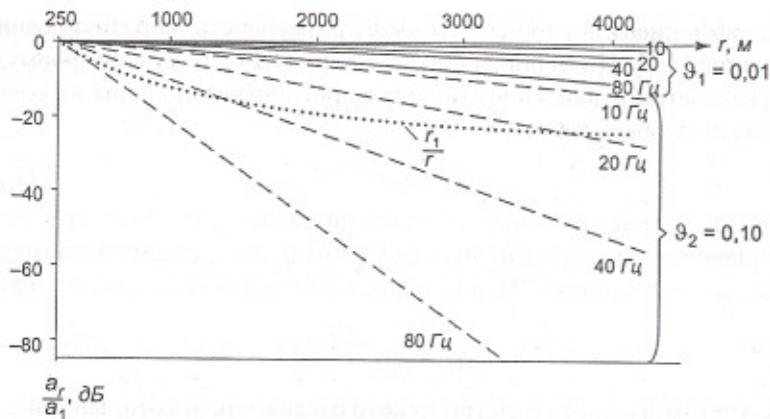


Рис. 1.9. Влияние факторов геометрического расхождения и поглощения на амплитуду гармонических колебаний

Построенные графики позволяют сравнить роль расхождения и поглощения в уменьшении интенсивности сейсмических волн с расстоянием. В слабо поглощающих породах даже высокочастотные колебания значительно больше ослабляются геометрическим расхождением волн, чем ее поглощением. В сильно поглощающих породах картина совсем другая. Только для самых низкочастотных компонент ($v = 10 \text{ Гц}$) влияние поглощения невелико по сравнению с расхождением. При больших частотах колебаний фактор поглощения на удалении 2–3 км уже достигает уровня фактора расхождения, а для наиболее высокочастотной гармоники ($v = 80 \text{ Гц}$) поглощение преобладает, начиная уже с удалений менее 500 м. На максимальном расстоянии $r = 4000 \text{ м}$ поглощение ослабляет амплитуду этой гармоники, по сравнению $r_1 = 250 \text{ м}$, более чем на 100 дБ, т. е. в 100 000 раз, что ставит под сомнение возможность ее наблюдения в этой области пространства.

Выше отмечалось, что в поглощающих средах существует частотная дисперсия фазовой скорости упругих колебаний, причем в горных породах она имеет аномальный характер: $d v(\omega)/d\omega > 0$. Каждый волновой сейсмический импульс характеризуется частотным спектром, т. е. состоит из множества гармонических колебаний различных частот. В диссипативной среде спектральные составляющие распространяются с неодинаковыми скоростями, поэтому по мере движения

волны непрерывно изменяются не только амплитудные, но и фазовые (временные) соотношения между ними. В результате сейсмический импульс постепенно изменяет свою форму. *Скорость движения в пространстве упругой энергии, определяемая по максимуму огибающей волнового пакета, называется групповой скоростью.* Групповая скорость w связана с фазовой скоростью v соотношением:

$$w(\omega) = v(\omega) + \omega \frac{dv(\omega)}{d\omega}, \quad (1.27)$$

где все значения являются средними для спектрального диапазона волнового импульса. При аномальной дисперсии фазовой скорости групповая скорость всегда выше: $w > v$. Материалы полевой сейсморазведки обычно получают в довольно узком диапазоне частот (до 3–4 октав), в котором дисперсию фазовых скоростей и их отличия от групповой скорости бывает трудно установить с достаточной надежностью.

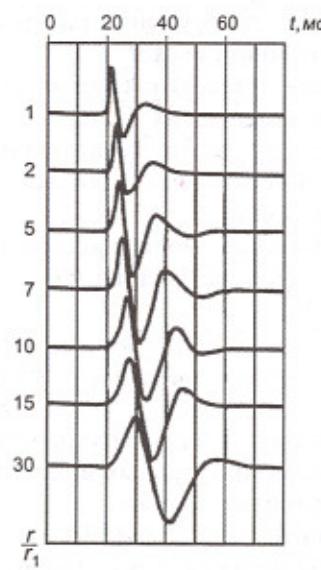


Рис. 1.10. Изменение формы сейсмической волны с удалением от источника в поглощающей среде

Избирательное поглощение высокочастотных составляющих спектра сейсмических колебаний приводит к постепенному снижению видимой частоты наблюдаемых волн по мере их удаления от источника. Одновременно происходит уменьшение резкости вступления колебаний, увеличение их длительности во времени и протяженности в пространстве. На рис. 1.10 показаны результаты модельных расчетов изменения формы некоторого сейсмического импульса с удалением волн от источника в поглощающей среде, свойства которой типичны для коренных горных пород. Величины удалений r указаны в относительных единицах по сравнению с начальным расстоянием от источника r_1 . Все графики колебаний нор-

мированы к амплитуде своего первого максимума и поэтому отображают только форму импульсов без учета уменьшения их интенсивности из-за геометрического расхождения и поглощения.

Контрольные вопросы

1. В чем отличие свойств абсолютно упругой и реальной сред?
2. Каков физический смысл модуля Юнга и коэффициента Пуассона?
3. Объясните характер деформаций в упругой среде при прохождении продольной и поперечной волн.
4. Какова минимальная величина отношения скоростей v_p/v_s в одной и той же среде?
5. Какова максимальная величина отношения скоростей v_p/v_s , и в каких средах она достигается?
6. Как влияют друг на друга волны одновременно распространяющиеся в однородной изотропной среде?
7. Какому типу фильтра соответствует частотная характеристика сейсмического излучателя продольных волн?
8. Почему в абсолютно упругой среде, где отсутствуют потери упругой энергии, амплитуда сейсмических колебаний убывает по мере удаления от источника?
9. Докажите, что амплитуда сферической волны в абсолютно упругой среде убывает обратно пропорционально расстоянию от источника.
10. Чем отличается профиль волны от записи ее колебаний?
11. Что такое длина сейсмической волны и какими факторами она определяется?
12. Изобразите для однородной изотропной среды характеристики направленности источников продольных волн типа пульсирующей сферы и сосредоточенной силы.
13. Объясните физический смысл интеграла Кирхгофа.
14. Что характеризует зона Френеля в процессе распространения упругой волны?
15. В чем заключаются принципы Гюйгенса-Френеля и Ферма?
16. В каких случаях величина декремента поглощения упругих колебаний не зависит от их частоты?

17. По какой причине существует частотная дисперсия сейсмических скоростей в реальных средах?
18. В каких средах возникает различие фазовой и групповой скоростей распространения упругих волн?

Глава 2. Сейсмические волны в неоднородных средах

Изучение неоднородностей строения геологической среды является наиболее общей задачей сейсморазведки. Возможности ее решения определяются тем, насколько изменениям геологических характеристик горных пород соответствуют изменения их упругих свойств и какие особенности волнового поля возникают в неоднородных средах. Последний фактор рассматривается в настоящей главе.

2.1. Среды с одной границей раздела [3, 21, 42, 59]

В теории поля упругих волн весьма детально решается задача прохождения плоской волны через плоскую поверхность раздела двух однородных абсолютно упругих полупространств. Здесь мы рассмотрим основные результаты этого решения, имеющего принципиальное значение для сейсморазведочной практики.

2.1.1. Отражение и прохождение плоских волн

Пусть в прямоугольной системе координат (x, y, z) горизонтальная плоскость xy совпадает с границей R раздела двух однородных абсолютно упругих сред W_1 и W_2 , каждая из которых характеризуется скоростями продольных v_p и поперечных v_s волн и плотностью ρ . Следовательно, условия задачи определяются шестью петрофизическими параметрами: v_{p1}, v_{s1}, ρ_1 и v_{p2}, v_{s2}, ρ_2 . На границу раздела R со стороны верхнего полупространства W_1 приходит плоская продольная волна, распространяющаяся вдоль оси x и имеющая угол падения α_{p1} (рис. 2.1, а). Угол падения измеряется между фронтом волны и границей раздела или между лучом волны и нормалью n к границе. Указанные углы равны ввиду ортогональности фронтов и лучей.

Обозначим как вектор $\bar{u}_1(x, y, z, t)$ функцию смещения частиц в первой среде. При достижении падающей волной границы R упругие колебания проникают во вторую среду, имея вектор смещения $\bar{u}_2(x, y, z, t)$. Ввиду контакта соприкасающихся сред на поверхности их раздела

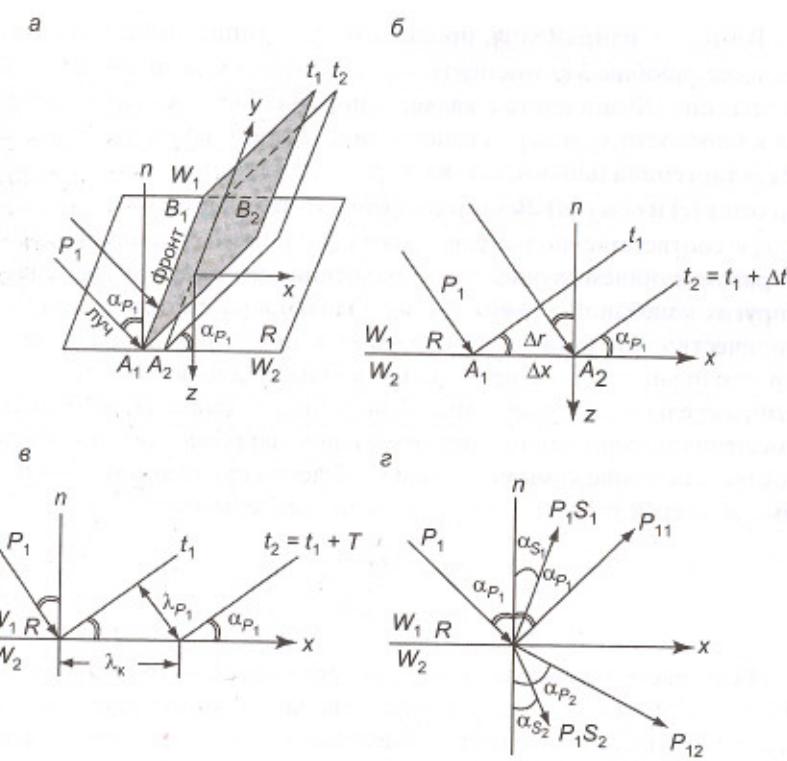


Рис. 2.1. Отражение и прохождение плоской волны:
а – падение плоской волны на горизонтальную границу; б – соотношение кажущейся и истинной скоростей; в – соотношение кажущейся и истинной длин волн, г – соотношение лучей первичной и вторичных волн

должны выполняться определенные **граничные условия**. Согласно законам механики, векторы напряжения $\bar{\sigma}$ и смещения \bar{u} на границе R должны быть равны в обеих средах:

$$\bar{\sigma}_1 = \bar{\sigma}_2, \quad \bar{u}_1 = \bar{u}_2. \quad (2.1)$$

Эти условия непрерывности имеют очевидный физический смысл: при распространении сейсмических колебаний не допускаются нарушения сплошности упругого пространства и относительные подвижки (проскальзывание) контактирующих сред.

Вектор \bar{e} напряжения, приложенного к горизонтальной площадке, имеет вообще 3 компоненты – c, d, e по осям координат x, y, z соответственно. Компонента e является нормальной, т. е. перпендикулярна к плоскости xy и параллельна оси z . Две другие компоненты являются тангенциальными, т. е. касательны к плоскости xy и направлены по оси x (c) и оси y (d). Вектор смещения \bar{u} также имеет 3 компоненты – u, v, w соответственно направлениям координатных осей x, y, z . Таким образом, в общем случае шесть уравнений связывают на границе поля упругих колебаний в обеих средах. Однако в рассматриваемой задаче количество этих уравнений сокращается до четырех: направление распространения плоской продольной волны задано вдоль оси x , т. е. частицы среды в ней колеблются только в плоскости xz . Следовательно, смещения и напряжения в ортогональном направлении отсутствуют и соответствующие компоненты d и v тождественно равны нулю. Отсюда имеем на границе R следующие условия непрерывности:

$$\begin{aligned} c_1 &= c_2, \quad e_1 = e_2, \\ u_1 &= u_2, \quad w_1 = w_2. \end{aligned} \quad (2.2)$$

Если рассматриваемая в первой среде плоская продольная волна P_1 является гармоническим (синусоидальным) колебанием частоты ω и амплитуды \bar{a}_{P_1} , то ее вектор смещения \bar{u}_{P_1} , в соответствии с формулой (1.11), можно представить в виде

$$\bar{u}_{P_1} = \bar{a}_{P_1} e^{j\omega \left(t - \frac{x \sin \alpha_{P_1} + z \cos \alpha_{P_1}}{v_{P_1}} \right)}, \quad (2.3)$$

поскольку направляющие косинусы луча с осями координат составляют:

$$k_x = \cos(\pi/2 - \alpha_{P_1}) = \sin \alpha_{P_1}, \quad k_y \equiv 0, \quad k_z = \cos \alpha_{P_1}.$$

Границные условия (2.2) могут быть выполнены в том случае, если допустить, что при падении на границу R первичной волны P_1 ее энергия расщепляется на 4 части, образуя соответственно 4 вторичные плоские волны (рис. 2.1, ε). Две из них возвращаются в первую среду и называются *отраженными*. Две другие проходят во вторую среду и называются *проходящими* или *преломленными*. Разные названия для одной и той же волны имеют следующее объяснение. Благодаря общим закономерностям распространения волновых полей теория упругих волн

во многом заимствовала свою терминологию из более ранней теории световых волн. В оптике волну, проникающую через границу раздела во вторую среду, называют *преломленной*. Но в сейсморазведке этот термин закрепился за другой волной, которая возвращается от границы раздела в первую среду (п. 2.1.2). По этой причине колебания, уходящие через границу во вторую среду, предпочтительно называть *проходящей* волной.

Одна отраженная и одна проходящая волны сохраняют тип падающей волны и поэтому называются *монотипными* – это *продольная отраженная волна* $P_1 P_1 = P_{11}$ и *продольная проходящая волна* $P_1 P_2 = P_{12}$. У другой пары волн траектория колебаний частиц среды изменяется с продольной на поперечную относительно их лучей, оставаясь при этом в вертикальной плоскости xz . Такие волны называются *обменными* – это *поперечная отраженная волна* $P_1 S_1$ и *поперечная проходящая волна* $P_1 S_2$.

Поперечные волны, поляризованные в плоскости, ортогональной к сейсмической границе (в данном случае – в вертикальной плоскости) получили обозначение SV . Существуют также поперечные волны, поляризованные в плоскости, параллельной сейсмической границе (в данном случае – в горизонтальной плоскости), которые получили обозначение SH . В рассматриваемой задаче волны типа SH образоваться не могут, поскольку в первичной волне смещения частиц не имеют компоненты вне вертикальной плоскости.

Введем очень важное понятие *кажущейся скорости* – *скорости движения волны вдоль некоторой границы, поверхности или линии наблюдения*. Пусть фронт падающей волны P_1 , ортогональный к координатной плоскости xz , в момент времени t_1 пересекает координатную плоскость xy по линии $A_1 B_1$, а в последующий момент t_2 – по линии $A_2 B_2$ (рис. 2.1, a). За интервал времени $\Delta t = t_2 - t_1$ волна, распространяющаяся со скоростью v_{P_1} , проходит в направлении своего движения, т. е. вдоль лучей, расстояние $\Delta r = \Delta t v_{P_1}$ (рис. 2.1, b). За этот же интервал времени фронт волны вдоль границы раздела R проходит расстояние $\Delta x = A_2 - A_1$, т. е. движется с *кажущейся скоростью* $v_k = \Delta x / \Delta t$. Как видно из прямоугольного треугольника, примыкающего к оси x , отношение $\Delta x / \Delta r$ есть отношение гипotenузы к катету, противолежащему углу падения α_{P_1} . Отсюда следует соотношение

$$v_k = \frac{v_{P_1}}{\sin \alpha_{P_1}}. \quad (2.4)$$

Угол падения может составлять от 0 до 90° , т. е. его синус – от 0 до 1, поэтому *кажущаяся скорость может иметь значения от бесконечности до величины истинной скорости* и не может быть меньше последней: $v_{P1} \leq v_k \leq \infty$. Кажущаяся скорость бесконечна при нормальном падении волны на границу и равна истинной, когда волна движется вдоль границы (линии наблюдения). В отличие от истинной скорости, *кажущаяся скорость может иметь отрицательную величину*, когда с увеличением значения x уменьшается значение t .

Пусть падающая на границу плоская волна является гармонической и интервал времени Δt равен периоду ее колебаний T (рис. 2.1, в). Тогда расстояние Δx , проходимое фронтом в направлении его движения, равно длине волны $\lambda_{P1} = T v_{P1}$. Расстояние, одновременно проходимое фронтом за время T вдоль границы по оси x , называется *кажущейся длиной волны* $\lambda_k = T v_k$. Очевидно, что соотношение между λ_k и λ_{P1} такое же, как между v_k и v_{P1} :

$$\lambda_k = \frac{\lambda_{P1}}{\sin \alpha_{P1}}. \quad (2.5)$$

В зависимости от величины угла падения *кажущаяся длина волны может иметь значения от бесконечности до величины истинной длины волны* и не может быть меньше последней.

При падении плоской гармонической волны P_1 на границу раздела R здесь возникают четыре вторичные плоские гармонические волны с тем же периодом колебаний T . В силу граничных условий непрерывности (2.2) все пять волн, участвующих в процессе, являются *сопряженными на границе*, т. е. движутся вдоль нее с *общей кажущейся скоростью* v_k , имея *единую кажущуюся длину волны* λ_k . В соответствии с формулами (2.4) и (2.5) углы, под которыми вторичные волны отходят от границы, будут различными, поскольку различны скорости их распространения (рис. 2.1, г). Направления движения отраженных волн – монотипной P_{11} и обменной $P_1 S_1$ определяются *углами отражения* α_{P1} и α_{S1} соответственно. Направления движения проходящих волн – монотипной P_{12} и обменной $P_1 S_2$ определяются *углами прохождения* (преломления) α_{P2} и α_{S2} соответственно. Для пяти сопряженных волн (одной первичной и четырех вторичных) рассматриваемые углы связаны соотношением:

$$\frac{v_k}{\sin \alpha_{P1}} = \frac{v_{P1}}{\sin \alpha_{P1}} = \frac{v_{S1}}{\sin \alpha_{S1}} = \frac{v_{P2}}{\sin \alpha_{P2}} = \frac{v_{S2}}{\sin \alpha_{S2}}. \quad (2.6)$$

$$\frac{v_{P1}}{P_1} = \frac{v_{P1}}{P_{11}} = \frac{v_{S1}}{P_1 S_1} = \frac{v_{P2}}{P_{12}} = \frac{v_{S2}}{P_1 S_2}$$

Это соотношение в обратных величинах можно записать в обобщенном виде:

$$p = \frac{1}{v_k} = \frac{\sin \alpha_l}{v_l} = \text{const}, \quad (2.7)$$

где l – индекс любой из рассматриваемых волн. *Параметр p , обратный кажущейся скорости, называется параметром луча*. Формула (2.7) выражает известный закон Снеллиуса, который определяет направление распространения (траекторию) образовавшейся на границе волны в зависимости от скорости ее движения в пространстве. Учитывая характер связи между величинами угла и его синуса, можно сказать, что чем выше скорость волны v_l , тем больше ее угол α_l . Из закона Снеллиуса очевидно, что угол отражения монотипной волны всегда равен углу падения. Из него же следует вывод, что в одной и той же среде углы отражения или прохождения для продольных волн всегда больше, чем для сопряженных поперечных волн, поскольку всегда $v_p > v_s$.

Определив кинематику вторичных волн – углы α_l направления их движения, рассмотрим динамику этих волн – амплитуды a_l их колебаний. Аналогично формуле (2.3) для первичной (падающей) волны P_1 можно записать выражения для векторов смещений \bar{u}_l четырех вторичных волн:

$$\begin{aligned} \bar{u}_{P11} &= \bar{a}_{P11} e^{j\omega \left(t - \frac{x \sin \alpha_{P1} - z \cos \alpha_{P1}}{v_{P1}} \right)}, \\ \bar{u}_{P1S1} &= \bar{a}_{P1S1} e^{j\omega \left(t - \frac{x \sin \alpha_{S1} - z \cos \alpha_{S1}}{v_{S1}} \right)}, \\ \bar{u}_{P12} &= \bar{a}_{P12} e^{j\omega \left(t - \frac{x \sin \alpha_{P2} + z \cos \alpha_{P2}}{v_{P2}} \right)}, \\ \bar{u}_{P1S2} &= \bar{a}_{P1S2} e^{j\omega \left(t - \frac{x \sin \alpha_{S2} + z \cos \alpha_{S2}}{v_{S2}} \right)}. \end{aligned} \quad (2.8)$$

В продольных волнах P_{11} и P_{12} векторы смещений направлены вдоль лучей, а в поперечных волнах $P_1 S_1$ и $P_1 S_2$ векторы смещений перпендикулярны лучам и вместе с ними лежат в вертикальных плоскостях (волны типа SV).

Векторы смещений \bar{u}_l всех сопряженных волн (2.3) и (2.8), обозначенных общим индексом l , находятся в вертикальной плоскости xz и

могут быть представлены своими горизонтальными u_l и вертикальными w_l компонентами. Их совокупность на плоскости раздела сред ($z = 0$) должна удовлетворять граничным условиям (2.2). Соотношение между углами α_l всех волн известно из выражения (2.6). В результате ряда преобразований переменные t и x исключаются из всех соотношений и образуется система из четырех линейных уравнений, содержащая в качестве неизвестных амплитуды четырех вторичных волн, которые прямо пропорциональны величине амплитуды падающей волны. Этот результат известен как **уравнения Кнотта-Цеппритца**.

Абсолютные величины амплитуд вторичных волн в данном случае несущественны – важно их относительное значение, по сравнению с интенсивностью первичной волны. Отношения амплитуд отраженных и проходящих волн к амплитуде падающей волны называются, соответственно, коэффициентами отражения A_l и коэффициентами прохождения B_l этих волн. В данном случае имеем по два коэффициента отражения и прохождения – для монотипных и обменных волн:

$$\begin{aligned} A_{PP} &= \frac{a_{P11}}{a_{P1}}, & A_{PS} &= \frac{a_{P1S1}}{a_{P1}}, \\ B_{PP} &= \frac{a_{P12}}{a_{P1}}, & B_{PS} &= \frac{a_{P1S2}}{a_{P1}}. \end{aligned} \quad (2.9)$$

Из энергетических соображений ясно, что величина коэффициента отражения не может быть больше единицы. В то же время величина коэффициента прохождения может превосходить этот предел, поскольку энергия волны, согласно (1.18), определяется не только амплитудой колебаний, но и физическими свойствами среды – ее плотностью и скоростью распространения волн.

Из уравнений Кнотта-Цеппритца можно получить в явном виде формулы для коэффициентов отражения и прохождения (2.9), которые оказываются весьма громоздкими. В качестве примера приведем выражение для коэффициента отражения монотипной продольной волны, представляющей наибольший интерес в сейсморазведочной практике:

$$\begin{aligned} A_{PP} = & [2D^{-1}k_{P1} [m^2 p^2 k_{S1} k_{P2} k_{S2} + (\rho_2 - mp^2)^2 v_{P2} v_{S2} k_{S1} + \\ & + \rho_1 \rho_2 v_{S1} v_{P2} k_{S2}]] - 1, \end{aligned} \quad (2.10)$$

где $p = \sin \alpha_l / v_l$ – параметр луча, $k_l = \sqrt{1 - p^2} v_l^2$ – косинус угла вторичной волны с индексом l , $m = 2(\rho_2 v_{S2}^2 - \rho_1 v_{S1}^2)$, $D = m^2 p^2 k_{P1} k_{S1} k_{P2} k_{S2} + + (p_1 + m p^2)^2 v_{P1} v_{S1} k_{P2} k_{S2} + (p_2 - m p^2)^2 v_{P2} v_{S2} k_{P1} k_{S2} + (\rho_2 - \rho_1 - m p^2)^2 p^2 v_{P1} v_{S1} v_{P2} v_{S2} + \rho_1 \rho_2 (v_{P1} v_{S2} k_{S1} k_{P2} + v_{S1} v_{P2} k_{P1} k_{S2})$.

Аналитическое исследование столь непростых выражений затруднено, поэтому закономерности изменения коэффициентов отражения и прохождения (в зависимости от физических свойств контактирующих сред и угла падения первичной волны) обычно изучают путем численного моделирования.

Относительная интенсивность отраженной волны, определяемая коэффициентом отражения, прежде всего зависит от контрастности упругих и плотностных свойств контактирующих сред. В сейсморазведке используют параметр, совместно характеризующий оба указанных свойства. Он называется **акустической жесткостью**, или **волновым сопротивлением** (импедансом), и равен произведению скорости упругих волн в среде на ее плотность:

$$\gamma_l = \rho v_l, \quad (2.11)$$

где индекс l принимает значения P или S в зависимости от типа волны. При прочих равных условиях отраженная волна тем интенсивнее, чем значительнее относительное изменение акустической жесткости на границе между средами.

Коэффициент отражения A_l может иметь как положительные, так и отрицательные значения, будучи ограничен пределами:

$$-1 \leq A_l \leq 1. \quad (2.12)$$

Знак коэффициента отражения зависит в основном от характера изменения акустической жесткости при переходе из первой среды во вторую: если $\gamma_{l1} < \gamma_{l2}$, то обычно $A_l > 0$; если $\gamma_{l1} > \gamma_{l2}$, то обычно $A_l < 0$. Положительный знак коэффициента отражения говорит о «сохранении фазы» вторичной волны: у нее такая же полярность, как у первичной волны. Например, если падающая волна P_1 имеет на фронте зону сжатия, то ее же имеет на фронте отраженная волна P_{11} . Отрицательный знак коэффициента отражения указывает на «потерю полуволны», т. е. изменение полярности вторичной волны. В этом случае зона сжатия на фронте падающей волны P_1 сменяется зоной растяжения на фронте отраженной волны P_{11} .

Коэффициент прохождения B_I может изменять свой знак только для обменной волны. Например, в рассматриваемой задаче у волны P_1S_2 может происходить обращение фазы с изменением угла падения первичной волны. Для монотипной проходящей волны коэффициент B_I всегда положителен (что означает сохранение фазы падающей волны) и ограничен пределами:

$$0 \leq B_I \leq 2. \quad (2.13)$$

Весьма важным частным случаем рассматриваемой задачи является нормальное падение плоской волны на плоскую границу раздела двух сред ($\alpha_{P1} = 0$), когда фронт первичной волны параллелен границе, т. е. лучи ортогональны к ней. При этом формулы коэффициентов отражения и прохождения сильно упрощаются и приобретают вид:

$$\begin{aligned} A_{PP} &= \frac{\gamma_{P2} - \gamma_{P1}}{\gamma_{P2} + \gamma_{P1}} = \frac{1}{2} \frac{\Delta \gamma_P}{\bar{\gamma}_P}, \quad B_{PP} = \frac{2\gamma_{P1}}{\gamma_{P2} + \gamma_{P1}} = \frac{\gamma_{P1}}{\bar{\gamma}_P} = 1 - A_{PP}, \\ A_{PS} &= B_{PS} \equiv 0. \end{aligned} \quad (2.14)$$

Здесь $\Delta \gamma_P = \gamma_{P2} - \gamma_{P1}$ – разность акустических жесткостей сред для продольной волны, $\bar{\gamma}_P = (\gamma_{P1} + \gamma_{P2})/2$ – их среднее значение.

Как видно из последнего соотношения в (2.14), при *нормальном падении обменные волны не образуются*. Энергия первичной волны делится между двумя монотипными волнами P_{11} и P_{12} , которые, согласно закону Снеллиуса (2.7), также распространяются по направлениям, ортогональным к границе раздела ($\alpha_{P2} = \alpha_{P1} = 0$). *Коэффициент отражения при нормальном падении имеет простой физический смысл: он равен половине относительного изменения акустической жесткости.* Знак коэффициента отражения зависит только от знака разности акустических жесткостей. *При отражении от более жесткой среды ($\Delta \gamma_P > 0$) $A_{PP} > 0$, при отражении от более мягкой среды ($\Delta \gamma_P < 0$) $A_{PP} < 0$.*

Если к той же самой границе раздела сред падающая волна подходит с противоположной стороны (в нашем случае – снизу, т. е. из второй среды к первой), то коэффициент отражения изменяет только свой знак, а коэффициент прохождения, оставаясь положительным, изменяет свою величину.

Поверхность раздела, на которой изменяется акустическая жесткость среды, называется отражающей границей. Это понятие следует отличать от понятия *скоростной границы*, фиксирующей изменение

скорости распространения упругих колебаний. Поскольку акустическая жесткость определяется не только скоростью, но и плотностью среды, скоростная граница может не быть отражающей и наоборот. Действительно, увеличение скорости на границе может компенсироваться уменьшением плотности таким образом, что их произведение (акустическая жесткость) сохраняет прежнее значение ($\Delta \gamma = 0$), и скоростная граница не является отражающей. С другой стороны, изменение акустической жесткости может произойти только за счет изменения плотности ($\Delta \nu = 0$), и отражающая граница не является скоростной. В реальных условиях плотности горных пород и скорости в них большей частью изменяются в одну сторону, так что скоростные границы обычно являются отражающими. Различают *сильные* и *слабые* отражающие границы – в зависимости от значения модуля (абсолютной величины) коэффициента отражения.

Возвратимся теперь к нашей задаче в общем случае произвольного угла падения плоской волны, который может изменяться в диапазоне $0 \leq \alpha_{P1} \leq 90^\circ$. Структура формул для коэффициентов отражения и прохождения вторичных волн такова, что их значения в основном зависят от относительного изменения плотностных и скоростных параметров сред на границе раздела. Характер зависимостей $A_I(\alpha_{P1})$ и $B_I(\alpha_{P1})$ получается весьма многообразным для различных сочетаний величин указанных параметров. При этом всевозможные варианты четко подразделяются на две группы в зависимости от одного принципиального обстоятельства: превосходит или нет скорость падающей волны скорости обеих проходящих волн.

Пусть *скорость падающей продольной волны больше, чем скорость монотипной проходящей волны и тем более превосходит скорость обменной проходящей волны: $v_{P1} > v_{P2} > v_{S2}$.* Тогда, по закону Снеллиуса, оба угла прохождения всегда меньше, чем угол падения ($\alpha_{P1} > \alpha_{P2} > \alpha_{S2}$) и не могут достигать 90° . При этом часть энергии падающей волны всегда проникает во вторую среду и распространяется в ней, удаляясь от границы. Коэффициенты отражения и прохождения являются действительными величинами – положительными или отрицательными. На рис. 2.2, а показаны графики зависимости четырех коэффициентов от угла падения для одного из вариантов значений плотностных и скоростных параметров. Все коэффициенты плавно изменяются с увеличением угла падения. Интенсивность монотипных волн медленно изменяется при небольших углах падения и значитель-

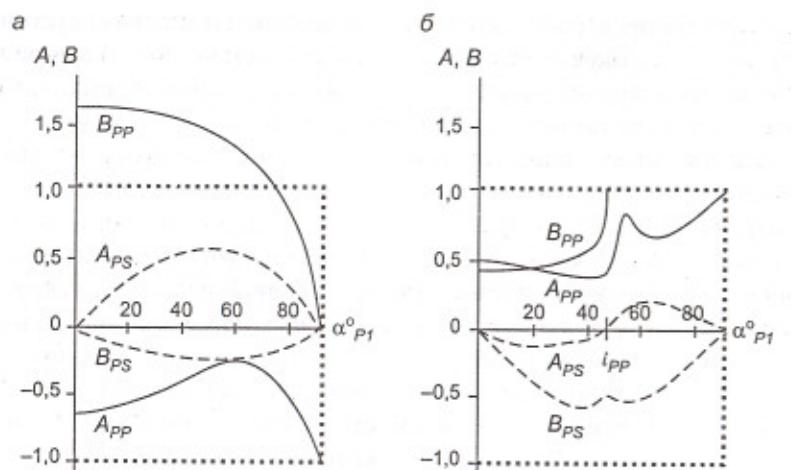


Рис. 2.2. Примеры зависимости коэффициентов отражения и прохождения от угла падения при различных соотношениях скоростей в контактирующих средах:
а – $v_{P2} < v_{P1}$; б – $v_{P2} > v_{P1} > v_{S2}$

но быстрее – с приближением к предельному углу 90° . Обменные волны наибольшей интенсивности достигают в области средних углов падения и отсутствуют в случае предельных углов (0 и 90°). Действительный характер коэффициентов означает, что они не зависят от частоты гармонических колебаний, т. е. являются одинаковыми для всех спектральных составляющих волнового импульса. Следовательно, *форма всех вторичных волн подобна форме падающей волны*. Различие между ними может быть только в обращении фазы («потере полуволны») в случае отрицательного знака соответствующего коэффициента.

Мы рассматриваем ситуацию падения плоской продольной волны на границу с менее жесткой средой ($\gamma_{P2} < \gamma_{P1}$). Предельным вариантом такой ситуации, важным для сейсморазведочной практики, является падение волны на свободную границу геологической среды, где обычно производится регистрация упругих волн, подходящих снизу к дневной поверхности земли. В этом случае среда W_1 – земля и среда W_2 – воздух. Плотность воздуха ρ_2 ничтожно мала по сравнению с плотностью любой горной породы, поэтому независимо от соотношения ско-

ростей в горной породе v_{P1} и в воздухе v_{P2} можно считать $\gamma_2 = \rho_2 v_{P2} \approx 0$. Это означает, что вся энергия колебаний, подходящих к дневной поверхности, отражается вниз и проходящие волны во второй среде отсутствуют.

Что касается граничных условий на свободной поверхности, то смещения здесь не ограничены связями со второй средой, а напряжения должны равняться нулю по причине отсутствия противодействующих сил с ее стороны. Это существенно упрощает решение системы линейных уравнений при нахождении коэффициентов отражения для монотипной и обменной волн, в результате чего получаем:

$$A_{PP} = \frac{v_{P1} \cos \alpha_{S1} - v_{S1} \cos \alpha_{P1} \operatorname{tg}^2 2 \alpha_{S1}}{v_{P1} \cos \alpha_{S1} + v_{S1} \cos \alpha_{P1} \operatorname{tg}^2 2 \alpha_{S1}}, \quad (2.15)$$

$$A_{PS} = \frac{2v_{P1} \cos \alpha_{P1} \operatorname{tg} 2 \alpha_{S1}}{v_{P1} \cos \alpha_{S1} + v_{S1} \cos \alpha_{P1} \operatorname{tg}^2 2 \alpha_{S1}},$$

где α_{P1} – угол падения – отражения продольной волны и α_{S1} – угол отражения поперечной волны.

Смещение частиц среды на свободной поверхности представляет собой сумму векторов смещения падающей волны P_1 и двух отраженных волн P_{11} и $P_1 S_1$. В результате наблюдаемые на поверхности колебания могут существенно отличаться от вызвавшей их волны P_1 . Этот фактор учитывают с помощью **коэффициента конверсии** – *отношения амплитуды суммарного колебания на свободной поверхности к амплитуде падающей волны*. В данном случае все колебания происходят в вертикальной плоскости xz , поэтому коэффициент конверсии C имеет две составляющие – вертикальную C_z и горизонтальную C_x :

$$C_z = (1 - A_{PP}) \cos \alpha_{P1} + A_{PS} \sin \alpha_{S1}, \quad (2.16)$$

$$C_x = (1 + A_{PS}) \sin \alpha_{P1} + A_{PP} \cos \alpha_{S1}.$$

Эти соотношения можно использовать для восстановления истинной амплитуды приходящей снизу волны по ее наблюдениям на дневной поверхности. В частности, при нормальном падении продольной волны, приходящей вертикально снизу, $A_{PP} = -1$, $A_{PS} = 0$ и $C_x = 0$, $C_z = 2$. В таком случае амплитуда колебаний, наблюдавшихся на дневной по-

верхности, вдвое превосходит амплитуду приходящей снизу волны, т. е. свободная поверхность играет роль природного усилителя с коэффициентом усиления, равным 2.

Перейдем к рассмотрению случаев, когда *скорость падающей продольной волны меньше, чем скорость монотипной проходящей волны*. Здесь возможны две ситуации в зависимости от соотношения скоростей падающей и обменной проходящей волн. Если выполняется условие $v_{P2} > v_{P1} > v_{S2}$, то между соответствующими углами существует соотношение: $\alpha_{P2} > \alpha_{P1} > \alpha_{S2}$. Угол прохождения монотипной волны превосходит угол падения и при некоторой величине последнего достигает предельного значения 90° . Тогда проходящая волна не углубляется во вторую среду, а скользит по ее поверхности вдоль границы раздела. Угол падения, при котором угол прохождения равен 90° , называется *критическим углом*. Обычно его обозначают буквой i . В данном случае критический угол обусловлен распространением в обеих средах продольных волн и может быть обозначен как i_{PP} . Его величину найдем из закона Снеллиуса, учитывая, что $\sin \alpha_{P2} = \sin 90^\circ = 1$ и $\sin \alpha_{P1}/v_{P1} = \sin i_{PP}/v_{P1} = \sin \alpha_{P2}/v_{P2} = 1/v_{P2}$. Отсюда

$$\sin i_{PP} = \frac{v_{P1}}{v_{P2}}. \quad (2.17)$$

Величина i_{PP} делит весь диапазон возможных углов падения на две области – *докритическую* и *закритическую*. В первой области все коэффициенты изменяются довольно плавно и являются действительными величинами, т. е. вторичные волны по форме подобны падающей волне, различаясь лишь интенсивностью и, возможно, полярностью. В случае $\alpha_{P1} > i_{PP}$ ситуация значительно усложняется: в *закритической области коэффициенты отражения и прохождения становятся комплексными числами*. Это следует из того, что угол прохождения α_{P2} становится комплексной величиной, поскольку в области действительных величин синус угла не может быть больше единицы. Теперь величина коэффициента A_l или B_l определяется модулем A'_l или B'_l , характеризующим сравнительную интенсивность гармонического колебания, и аргументом A''_l или B''_l , характеризующим сдвиг его фазы относительно первичной волны:

$$A_l = A'_l e^{jA''_l}, \quad B_l = B'_l e^{jB''_l}. \quad (2.18)$$

Величины фазовых сдвигов зависят от угла падения, но не зависят от частоты гармоники, поэтому разные спектральные составляющие вторичных волн получают неодинаковые задержки во времени. В результате в *закритической области с изменением угла падения изменяется форма отраженных и проходящих волн*.

На рис. 2.2, б приведены в качестве примера графики коэффициентов отражения и прохождения для типичной комбинации плотностных и скоростных параметров, относящейся к рассматриваемой ситуации. Следует иметь в виду, что в *закритической области* углов падения на графиках показаны модули коэффициентов отражения и прохождения. Как видно, в окрестностях критического угла происходят резкие изменения всех коэффициентов, что характерно для подобных случаев.

Комплексная величина угла прохождения α_{P2} продольной волны P_{12} имеет определенный физический смысл. Заметная интенсивность этой волны наблюдается лишь в непосредственной близости к границе, поскольку ее амплитуда быстро убывает по экспоненциальному закону с удалением от плоскости раздела обеих сред. Такие колебания называют *неоднородными плоскими волнами*. Они не передают энергию внутрь второй среды, а подпитывают *закритические отражения*.

Рассмотрим ситуацию, когда обе скорости во второй среде превышают скорость продольной падающей волны: $v_{P1} < v_{S2} < v_{P2}$. Теперь в *закритической области* появляется второй критический угол i_{PS} , определяемый соотношением скоростей волн разного типа в контактирующих средах:

$$\sin i_{PS} = \frac{v_{P1}}{v_{S2}}. \quad (2.19)$$

При таком угле падения угол прохождения α_{S2} достигает 90° , и обменная волна во второй среде также скользит вдоль границы раздела и становится неоднородной, распространяясь в тонком слое, примыкающем к границе. Существование второго критического угла еще более осложняет характер поведения графиков A_l и B_l , а форма вторичных волн еще сильнее изменяется с увеличением угла падения.

На рис. 2.3 показаны изменения формы продольной отраженной волны P_{11} при различных углах падения первичной волны P_1 . Представлены характерные примеры для трех рассмотренных выше вариантов соотношения скоростей в контактирующих средах. Как видно,

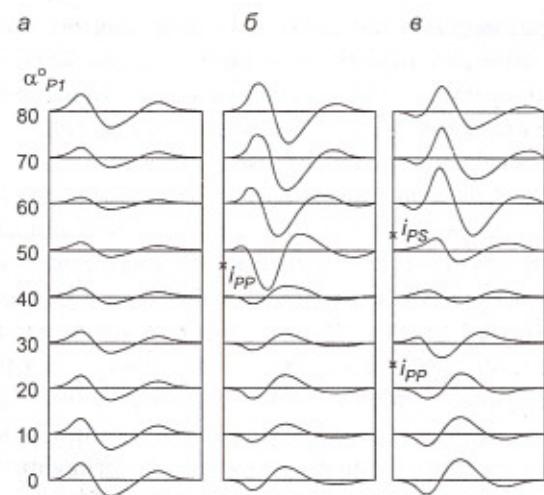


Рис. 2.3. Примеры зависимости формы продольной отраженной волны от угла падения при различных соотношениях скоростей в контактирующих средах:
 $a - v_{P1} > v_{P2} > v_{S2}$; $b - v_{P2} > v_{P1} > v_{S2}$; $c - v_{P1} < v_{S2} < v_{P2}$

форма отражения неизменна в первом случае, где нет критического угла, и существенно варьирует при наличии одного (i_{PP}) и тем более двух (i_{PP} , i_{PS}) критических углов.

В задаче, которую мы до сих пор рассматривали, падающая волна являлась продольной. Аналогичным образом подобная задача решается в случае падения на горизонтальную границу раздела R плоской поперечной волны S_1 типа SV , т. е. поляризованной в вертикальной лучевой плоскости. Эта первичная волна в общем случае не нулевого угла падения α_{S1} образует на границе четыре вторичные волны – две отраженные (монотипную S_{11} и обменную S_{1P1}) и две проходящие (монотипную S_{12} и обменную S_{1P2}). Получаемая при решении задачи система четырех линейных уравнений Кнотта-Цеппритца позволяет вычислить коэффициенты отражения A_{SS} и A_{SP} и коэффициенты прохождения B_{SS} и B_{SP} . Общие закономерности их поведения при увеличении угла падения аналогичны тем, что были выявлены в предыдущей задаче. Когда вторая среда более высокоскоростная, здесь также образуются критические углы и области закритических отражений. Пер-

вый критический угол i_{SP} обусловлен скольжением вдоль границы обменной проходящей волны, а второй критический угол i_{SS} (при условии $v_{S1} < v_{S2}$) – монотипной проходящей волны. Эти углы определяются соотношениями

$$\sin i_{SP} = \frac{v_{S1}}{v_{P2}}, \quad \sin i_{SS} = \frac{v_{S1}}{v_{S2}}. \quad (2.20)$$

При нормальном падении ($\alpha_{S1} = 0$) образуются лишь две монотипные волны S_{11} и S_{12} с нулевыми углами ($\alpha_{S1} = \alpha_{S2} = 0$). Коэффициенты отражения A_{SS} и прохождения B_{SS} определяются только соотношением акустических жесткостей сред $\gamma_{S1} = \rho_1 v_{S1}$ и $\gamma_{S2} = \rho_2 v_{S2}$ и вычисляются по формулам, аналогичным случаю продольных волн (2.14). Изменение знака коэффициента означает обращение полярности колебаний в поперечной волне типа SV .

Рассмотрим случай падения на горизонтальную границу R плоской поперечной волны другого типа – SH , у которой колебания поляризованы в плоскости, параллельной границе раздела. Здесь обменные волны образоваться не могут, так как отсутствуют компоненты смещений в вертикальной плоскости xz . В результате формулы для определения коэффициентов отражения A_{SS} и прохождения B_{SS} вторичных монотипных волн оказываются весьма простыми, по сравнению с предыдущими случаями, даже для произвольного угла падения α_{S1} :

$$A_{SS} = \frac{\gamma_{S2} k_{S2} - \gamma_{S1} k_{S1}}{\gamma_{S2} k_{S2} + \gamma_{S1} k_{S1}}, \quad B_{SS} = 1 - A_{SS}, \quad (2.21)$$

где l – индекс среды ($l = 1$ или 2), $\gamma_{Sl} = \rho_l v_{Sl}$ – ее акустическая жесткость для поперечных волн, $k_{Sl} = \cos \alpha_{Sl} = \sqrt{1 - p^2 v_{Sl}^2}$, $p = \sin \alpha_{Sl} / v_{Sl}$ – параметр луча. При нормальном падении ($\alpha_{S2} = \alpha_{S1} = 0$) эти коэффициенты, как и раньше, определяются только относительным изменением на границе акустической жесткости среды.

На рис. 2.4 показаны для примера графики зависимости модуля коэффициента отражения поперечной волны SH от угла падения при нескольких значениях отношения скоростей v_{S1}/v_{S2} – как больших, так и меньших единицы. В последнем случае при достижении критического угла $i_{SS} = \arcsin v_{S1}/v_{S2}$ величины угла α_{S2} и коэффициентов A_{SS} и

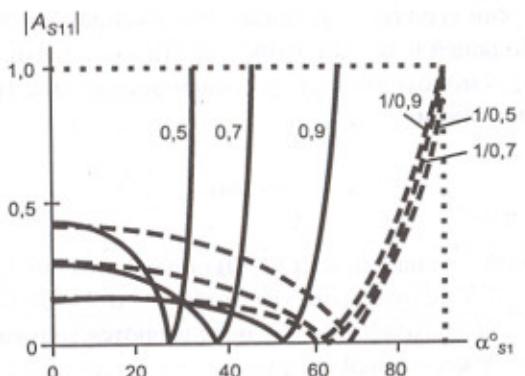


Рис. 2.4. Зависимость модуля коэффициента отражения волны типа SH от угла падения при различных значениях отношения скоростей v_{S1}/v_{S2}

B_{SS} становятся комплексными, характеризуя область закритических отражений. Здесь проходящая волна является неоднородной, а форма отраженной волны изменяется с увеличением угла падения. Особенностью отраженных волн типа SH является то, что их коэффициент отражения уменьшается до нулевого значения при определенном угле падения, который называется углом Брюстера. Величина этого угла β определяется по формуле:

$$\sin \beta = v_{S1} \sqrt{\frac{v_{S2}^2 - v_{S1}^2}{v_{S2}^2 v_{S2}^2 - v_{S1}^2 v_{S1}^2}}. \quad (2.22)$$

Как видно из графиков, угол Брюстера находится вблизи предельных углов падения, при которых коэффициент отражения остается действительной величиной: при $v_{S1} > v_{S2}$ этот предел составляет 90° , при $v_{S1} < v_{S2}$ он равен критическому углу.

2.1.2. Отражение и прохождение сферических волн.

Головные волны

Падение на границу двух упругих сред сферической волны образует те же вторичные волны, что и в случае падения плоской волны.

Однако математическое решение этой задачи оказывается значительно более сложным, поскольку с удалением от источника уменьшается интенсивность падающей волны из-за расхождения ее фронта и изменяются коэффициенты отражения и прохождения из-за увеличения угла падения. Рассмотрим полученные здесь результаты с качественной стороны.

Пусть в первой среде W_1 с плотностью и скоростями ρ_1, v_{P1}, v_{S1} в точке O имеется сферический источник продольной волны P_1 . Он находится на расстоянии h от плоской горизонтальной границы раздела R с второй средой W_2 , характеризуемой параметрами ρ_2, v_{P2}, v_{S2} (рис. 2.5, a). Граница расположена в дальней зоне источника, на расстоянии, значительно превышающем длину падающей волны ($h \gg \lambda_{P1}$), поэтому форма колебаний неизменна, а их интенсивность обратна пути пробега.

Рассмотрим случай, когда скорость падающей продольной сферической волны больше, чем скорость проходящей монотипной волны. Прямая волна P_1 из источника O впервые достигает границы R в точке A по нормальному лучу OA в момент времени $t = h/v_{P1}$. Тогда же на границе начинается образование вторичных волн – отраженных и проходящих. С течением времени фронт падающей волны приходит в точки плоскости R , расположенные на все большем удалении d от A , достигая их в моменты $t(d) = \sqrt{h^2 + d^2} / v_{P1}$. Вся картина имеет осевую симметрию относительно нормали OA и может быть рассмотрена в любой вертикальной плоскости, проходящей через нее. На рисунке изображены семейства изохрон для последовательных моментов времени, которые показывают движение фронтов всех пяти сопряженных волн – падающей (P_1), двух отраженных (P_{11} и P_{1S1}) и двух проходящих (P_{12} и P_{1S2}). Построение соответствует случаю, когда $v_{P1} > v_{P2}$. Отраженная монотипная волна, как и падающая, имеет сферический фронт, у других вторичных волн форма изохрон более сложная. В любой точке границы соотношение углов падения, отражения и прохождения для сопряженных лучей определяется законом Снеллиуса. В данном случае углы вторичных волн, за исключением монотипного отражения, меньше угла падения. Следовательно, критический угол невозможен, т. е. коэффициенты отражения и прохождения всюду являются действительными величинами. Это означает, что форма вторичных волн постоянна и совпадает с формой падающей волны. Вопрос об их амплитудах мы обсудим несколько позже.

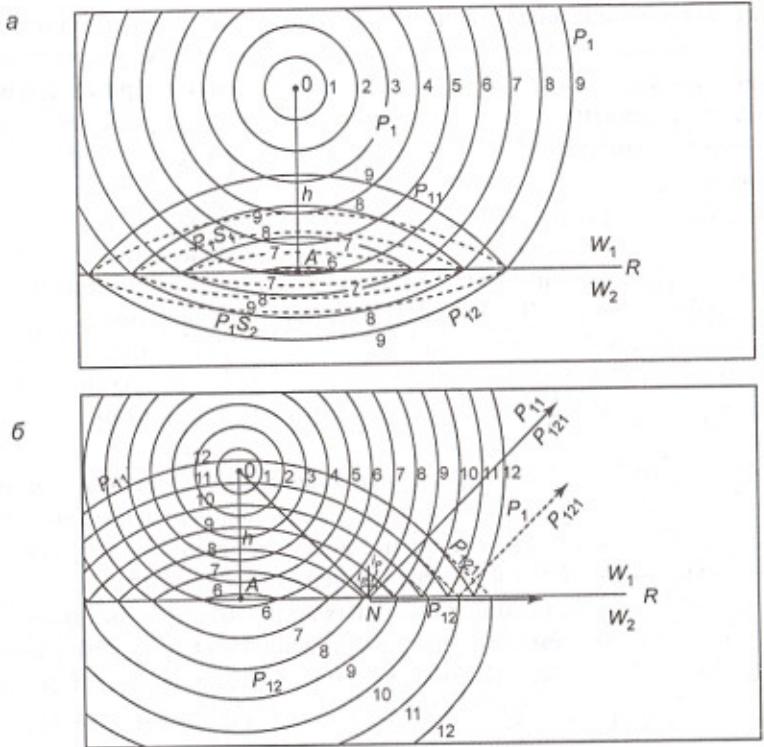


Рис. 2.5. Отражение и прохождение сферической волны при различных соотношениях скоростей:
 а – $v_{p1} > v_{p2}$; б – $v_{p1} < v_{p2}$

Рассмотрим теперь случай, когда скорость падающей продольной сферической волны меньше, чем скорость проходящей монотипной волны: $v_{p1} < v_{p2}$ (рис. 2.5, б). В точке A происходит падение, отражение и прохождение упругих колебаний по нормальным лучам ($\alpha_{p2} = \alpha_{p1} = 0$), причем кажущиеся скорости всех волн здесь имеют предельную бесконечную величину. Пока угол падения α_{p1} не достигает величины критического угла $i_{pp} = \arcsin v_{p1} / v_{p2}$, ситуация подобна предыдущему случаю: изохроны всех волн имеют на границе общие точки сопряжения, т. е. четыре вторичные волны образуются в момент прихода сюда падающей волны. В этой области кажущиеся скорости всех волн вдоль

границы R равны, определяются углом падения ($v_k = v_{p1} / \sin \alpha_{p1}$) и постепенно снижаются с удалением от точки A .

В некоторой точке N на границе, называемой **критической точкой**, угол падения достигает критической величины ($\alpha_{p1} = i_{pp} = i_p$) и проходящая монотипная волна P_{12} начинает скользить по поверхности высокоскоростной среды ($\alpha_{p2} = 90^\circ$). В точке N кажущаяся скорость всех волн вдоль границы R становится равной скорости скользящей волны: $v_k^N = v_{p1} / \sin i_{pp} = v_{p2}$. После критической точки скользящая волна, движущаяся по границе с постоянной скоростью v_{p2} , опережает приходящую сюда падающую волну P_1 . Причина в том, что кажущаяся скорость последней при дальнейшем увеличении угла падения становится меньше, чем v_{p2} , и продолжает снижаться, стремясь к своему нижнему пределу – v_{p1} . Таким образом, *в критической точке происходит отрыв фронта проходящей (скользящей) волны от фронта падающей волны*. Этот отрыв увеличивается по мере удаления от критической точки. Что касается других вторичных волн – обеих отраженных и проходящей обменной, то они в закритической области границы образуются, как и прежде, в моменты прихода туда падающей волны. Обменные волны на рис. 2.5, б не показаны ввиду перегруженности.

Опережающее движение волны P_{12} в высокоскоростной среде вдоль плоскости раздела возбуждает колебания частиц в приконтактной области верхней низкоскоростной среды. Это порождает здесь две волны нового типа, называемые **головными** или **преломленными волнами**. Они возникают на границе в моменты прихода скользящей волны P_{12} и распространяются в первой среде, удаляясь от границы. Одна из них – **монотипная головная волна** $P_{12}P_1 = P_{121}$ является продольной и движется со скоростью v_{p1} , другая – **обменная головная волна** $P_{12}S_1$ является поперечной типа SV и движется со скоростью v_{S1} . Эти волны называют **коническими** соответственно форме их фронта в пространстве. Их изофазовые поверхности, в частности – фронты, представляют собой соосные конусы, общим основанием которых служит граница R . В горизонтальном сечении они являются концентрическими окружностями. В сечении любой вертикальной плоскостью, проходящей через общую ось OA , движение фронта головной волны изображается параллельными прямыми, наклон которых определяется отношением скорости волны в первой среде к скорости скользящей волны. У монотипной головной волны P_{121} угол фронта с границей R , как и луча с нормалью к границе, равен критическому углу i_{pp} .

Изохроны этой волны на рис. 2.5, б показаны пунктиром. У обменной головной волны $P_{12}S_1$ подобный угол равен другому критическому углу $i_{SP} = \arcsin v_{S1} / v_{P2}$. Эта волна не показана на рис. 2.5, б ввиду его перегруженности. Очевидно, что $i_{SP} < i_{PP}$. Фронт головной волны, начинаясь на границе двух сред, заканчивается в области его касания с фронтом отраженной волны того же типа – продольной или поперечной. В показанном на рис. 2.5, б вертикальном сечении точки касания фронтов головной P_{121} и отраженной P_{11} волн расположены на начальном луче, который исходит из критической точки N границы под критическим углом $i_{PP} = i_p$.

Поверхность раздела сред, на которой образуется головная волна, называется преломляющей границей. Она всегда является скоростной границей с большей скоростью во второй среде по сравнению с первой. Соотношение плотностей сред при этом не имеет значения.

Волна P_{12} в закритической области границы R образует также головную волну и во второй среде, поскольку здесь скорость распространения поперечных колебаний v_{S2} всегда меньше, чем скорость скользящей волны v_{P2} . Обменная головная волна $P_{12}S_2$ также является когнической и направление ее распространения во второй среде определяется критическим углом $i'_{SP} = \arcsin v_{S2} / v_{P2}$. Лучевые схемы рассмотренных головных волн даны на рис. 2.6, а.

При большой разнице скоростей в контактирующих средах может выполняться условие $v_{P1} < v_{S2}$. В таком случае, как мы видели раньше (п. 2.1.1), существует второй критический угол падения $i_{PS} = \arcsin v_{P1} / v_{S2}$, при котором во второй среде вдоль границы, начиная с критической точки N_1 , скользит обменная проходящая волна P_1S_2 . Она возбуждает в верхней низкоскоростной среде две головные волны – продольную $P_1S_2P_1$ и поперечную $P_1S_2S_1 = P_1S_{21}$. Первая волна является дважды обменной, распространяется со скоростью v_{P1} и имеет угол фронта с границей i_{PS} . Вторая волна является обменной, распространяется со скоростью v_{S1} и имеет угол фронта с границей $i_{SS} = \arcsin v_{S1} / v_{S2}$. Очевидно, что $i_{SS} < i_{PS}$. Лучевые схемы этих головных волн даны на рис. 2.6, б. Таким образом, при большой скоростной дифференциации на преломляющей границе в покрывающей ее среде от источника продольных волн могут образовываться четыре головные волны продольного и поперечного типа, что наряду с возникновением здесь двух отраженных волн разного типа создает весьма сложную волновую картину.

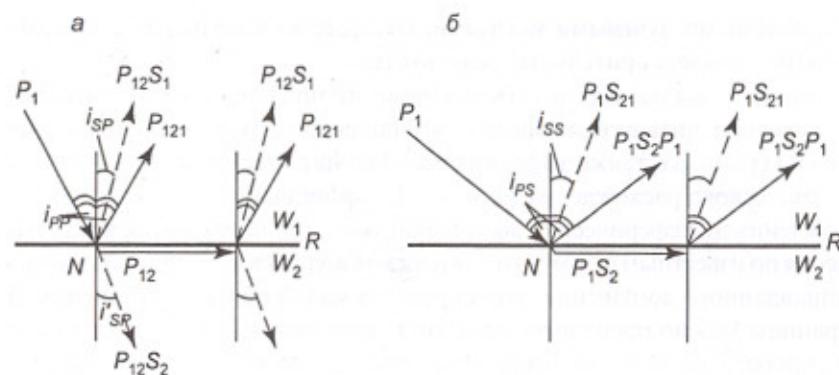


Рис. 2.6. Лучевые схемы монотипных и обменных головных волн:
а – три головные волны при соотношении скоростей $v_{P2} > v_{P1} > v_{S2}$;
б – две дополнительные головные волны при соотношении скоростей $v_{P2} > v_{P1} < v_{S2}$

До сих пор мы использовали понятия *головная волна* и *преломленная волна* как идентичные и равнозначные. Однако это не совсем так. Согласно простым лучевым представлениям, головная волна образуется только за счет энергии, переносимой к сейсмической границе вдоль одного критического луча и далее распространяющейся строго по поверхности высокоскоростной среды. Но эта энергия столь мала, что такого рода волна вряд ли может наблюдаться на практике. На самом деле здесь происходит сложный процесс перетока упругой энергии вдоль фронта проходящей волны к поверхности высокоскоростного слоя. Если в нем, как это часто бывает в горных породах, скорость хотя бы немного возрастает с глубиной, то энергетическое подпитывание скользящей волны дополнительно усиливается за счет процесса рефракции упругой энергии (п. 2.3.1). В результате на дневной поверхности наблюдается достаточно интенсивная преломленная волна, которую нельзя считать чисто головной, хотя по своим кинематическим характеристикам обе волны могут быть весьма близки.

Обсудим вопрос об интенсивности упругих колебаний, возникающих при падении на сейсмическую границу сферической волны. Как уже отмечалось, строгое аналитическое решение этой задачи на основе волновых уравнений затруднительно. В геометрической сейсмике приближенное решение сложных динамических задач получают так

называемыми лучевыми методами, которые во многих случаях дают вполне удовлетворительные результаты.

Если волны нельзя считать плоскими, то при оценке их интенсивности следует учитывать, помимо коэффициентов отражения и прохождения на границах, также эффект их ослабления с расстоянием за счет геометрического расхождения фронтов. Коэффициенты отражения и прохождения для сферических волн вычисляют при переменных углах падения по известным формулам для плоских волн. Здесь исходят из вполне оправданного допущения, что в пределах малой области сейсмической границы можно пренебречь кривизной волновых фронтов, когда пути их пробега значительно превышают преобладающую длину волны.

Учет влияния геометрического расхождения на амплитуду волны, распространяющейся в неоднородной среде, выполняют приближенными лучевыми методами геометрической сейсмики. Самым простым и в то же время достаточно точным во многих случаях является так называемое *нулевое приближение*. Оно исходит из допущения, что энергия упругих колебаний распространяется только вдоль лучей и отсутствуют ее перетоки в поперечном направлении, т. е. вдоль изофазовых поверхностей. Это означает, что в *абсолютно упругой среде количество энергии сейсмических колебаний, находящейся внутри так называемой лучевой трубы, остается неизменным в процессе распространения волны*. *Лучевая трубка – это объем среды, ограниченный множеством близких лучей, которые пересекают поверхность фронта по контуру элементарной площадки, выделенной на нем*.

В предыдущей главе было установлено, что в однородной абсолютно упругой среде амплитуда сферической волны в дальней зоне источника убывает обратно пропорционально пройденному расстоянию r , которое можно назвать *радиусом расхождения*. При некотором значении радиуса расхождения r_1 выделим на поверхности сферического фронта элементарный участок произвольной формы с площадью ds_1 . Построим лучевую трубку по контуру этого участка и найдем ее сечение на поверхности фронта той же волны при другом радиусе расхождения r_2 (рис. 2.7, а). Радиусы расхождения и площади соответствующих поперечных сечений лучевой трубы для сферической волны связаны простым соотношением

$$\frac{r_2}{r_1} = \sqrt{\frac{ds_2}{ds_1}}. \quad (2.23)$$

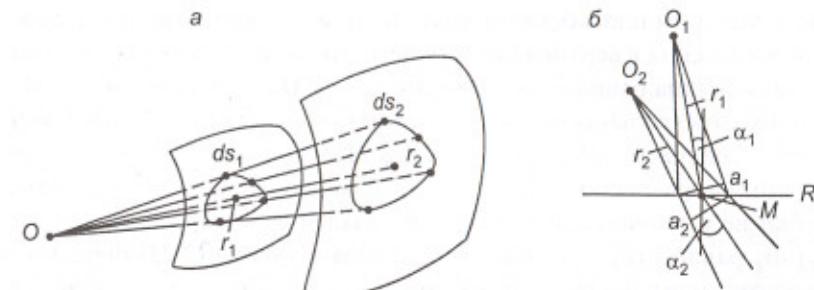


Рис. 2.7. Лучевые построения геометрической сейсмики:
а – лучевая трубка сферической волны; б – к определению
эффективного радиуса расхождения

Наличие сейсмической границы делает среду неоднородной, и образующиеся вторичные волны в своем большинстве не имеют сферического фронта. Однако и в этом случае амплитуда любой волны в пределах некоторой лучевой трубы убывает с расстоянием обратно пропорционально квадратному корню из площади ее поперечного сечения, что объясняется соответствующим уменьшением плотности энергии. Это позволяет использовать понятие *эффективного радиуса расхождения*. Его относительное изменение определяется той же формулой (2.23). В неоднородных средах для учета геометрического расхождения следует оценивать изменение площади поперечного сечения каждой лучевой трубы данной волны вдоль ее конкретной траектории.

Рассмотрим, как изменяется эффективный радиус расхождения на примере прохождения волны через скоростьную границу (рис. 2.7, б). Пусть в точку M на плоской границе R луч первичной волны из источника O_1 падает под углом α_1 . Луч проходящей волны, согласно закону Снеллиуса, идет под углом α_2 . Отметим, что тип волны, т. е. характер поляризации колебаний частиц среды, в данном случае не имеет значения. Построим вокруг этих лучей элементарную лучевую трубку, которая испытывает преломление и изменение своего поперечного сечения на границе R . Из-за малости телесного угла лучевой трубы можно считать, что все образующие ее лучи имеют одинаковые значения углов падения и прохождения. Форма сечения лучевой трубы не существенна, важно лишь изменение его размеров. При преломлении трубы не изменяется ее диаметр в горизонтальном направлении, пер-

перпендикулярном плоскости рисунка, но изменяется величина ее поперечного сечения в вертикальной плоскости рисунка: в падающей волне эта величина равна a_1 , в проходящей — a_2 . Из двух смежных прямоугольных треугольников с общей гипотенузой на границе R непосредственно получаем: $a_2/a_1 = \cos \alpha_2 / \cos \alpha_1$. Поскольку в другом горизонтальном направлении, перпендикулярном плоскости рисунка, размер трубы не изменяется, отношение площадей ее поперечного сечения ds_2 / ds_1 равно отношению a_2 / a_1 . Отсюда с учетом (2.23) определим относительное изменение эффективного радиуса расхождения при пересечении волнной скоростной границы:

$$\frac{r_2}{r_1} = \sqrt{\frac{\cos \alpha_2}{\cos \alpha_1}}. \quad (2.24)$$

Эффективному радиусу r_2 соответствует эффективный центр расхождения O_2 .

Соотношение (2.24) справедливо как для проходящих, так и для отраженных волн. В частности, для монотипной отраженной волны, когда $\alpha_2 = \alpha_1$, радиус расхождения на плоской границе не изменяется. В случае, изображенном на рис. 2.7, б, когда $\alpha_2 > \alpha_1$, т. е. $v_2 > v_1$, имеем $\cos \alpha_2 < \cos \alpha_1$ и отношение $r_2 / r_1 < 1$. Здесь на границе скачком уменьшается эффективный радиус расхождения вторичной волны, т. е. увеличивается плотность энергии в лучевой трубке из-за сокращения площади ее поперечного сечения.

Методы геометрической сейсмики при оценке динамики сейсмических волн в неоднородных средах имеют известные ограничения. *Лучевые приближения недостаточно точны там, где изменчивость свойств среды оказывается слишком значительной на расстоянии длины волны колебаний. Эти методы не применимы в области пересечения (фокусировки) лучей, где геометрическое расхождение обращается в нуль. Они также не эффективны в окрестностях критических лучей и граничных лучей на краю зоны тени.*

2.1.3. Криволинейные и шероховатые границы.

Дифракция

Рассмотрим распределение интенсивности вторичных волн, когда сейсмическая граница не плоская. При отражении от выпуклой гра-

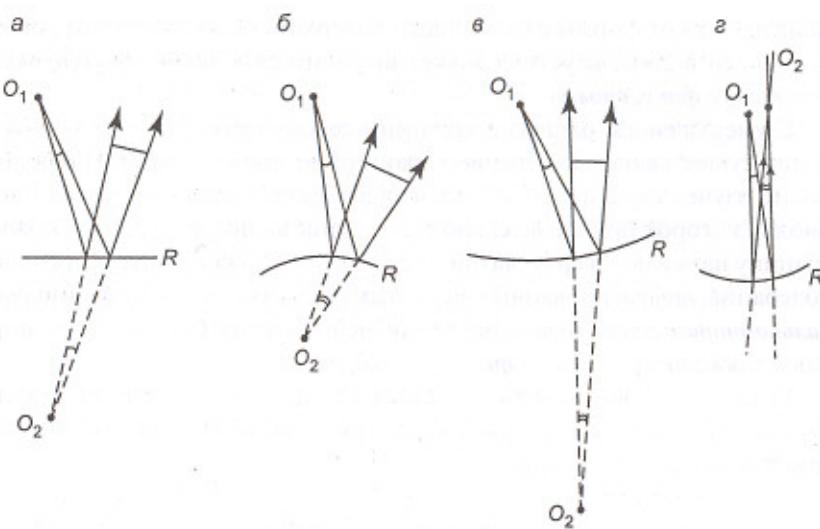


Рис. 2.8. Изменения эффективного радиуса расхождения при отражающих границах различной формы:
а – плоской; б – выпуклой; в – умеренно вогнутой

ницы R (рис. 2.8, б) расхождение волны возрастает по сравнению с расхождением в случае плоской границы (рис. 2.8, а). Наоборот, при вогнутой границе наблюдается уменьшение расхождения (рис. 2.8, в). Для проходящих волн соотношение будет обратным. Методика расчета динамики упругих волн, опирающаяся на лучевые представления, может быть применена и в случае криволинейной границы при условии, что ее радиус кривизны значительно больше длины волны. При вогнутой границе лучи отраженной волны могут быть параллельными или сходящимися (рис. 2.8, г). Это означает, что расхождение либо отсутствует, либо имеет отрицательную величину. В последнем случае по мере движения волны поперечное сечение лучевой трубы сокращается и возрастает плотность потока энергии, т. е. интенсивность волны. Затем может произойти пересечение соседних лучей, и в соответствующих точках среды образуется сложное интерференционное колебание, не поддающееся расчету лучевым способом. Геометрическое место точек пересечения соседних лучей называют каустикой. Она обычно представляет собой некоторую поверхность. Иногда, в

зависимости от формы отражающей поверхности и характера фронта падающей волны, каустика может выродиться в *линию фокусировки* или *точку фокусировки*.

С уменьшением радиусов кривизны сейсмической границы происходит существенное изменение характера вторичных волн. Наиболее полно изучен случай *периодической отражающей границы*, длина l периодов которой приблизительно равна длине волны (рис. 2.9, а). Такую границу называют *шероховатой*. В результате сложной интерференции колебаний, дифрагированных на разных участках границы, помимо *зеркально-отраженных волн*, подчиняющейся закону Снеллиуса, возникают также *незеркально-отраженные волны*.

Если через α обозначить угол падения плоской гармонической волны длиной λ , а через α_n — угол отражения для монотипной волны, то имеет место соотношение

$$\sin \alpha_n = \sin \alpha \pm n \frac{\lambda}{l}, \quad n = 0, 1, 2, \dots \quad (2.25)$$

Различным значениям целых чисел n (кроме $n = 0$) соответствуют незеркально-отраженные волны различных порядков, интенсивность которых обычно невелика. Образование побочных волн на шероховатой отражающей границе сходно с образованием дифрагированных световых волн на дифракционных решетках. Подобный эффект возможен при наличии на границе множества точек дифракции. Эти точки могут быть обусловлены большой кривизной границы (рис. 2.9, а) или резким изменением физических свойств соприкасающихся сред, приводящим к скачкам коэффициента отражения (рис. 2.9, б). В последнем случае говорят о *физически шероховатой границе* в отличие от *геометрически шероховатой границы* в первом случае.

Особый интерес представляют случаи, когда волна на своем пути встречает малую, по сравнению с ее длиной, область среды с существенно отличными упругими свойствами. В этой области возникает так называемая *дифрагированная волна*. Ее кинематические и динамические особенности зависят от формы и размера аномальной области, степени и характера различия упругих свойств и вида волны, порождающей дифракцию. Ввиду сложности решения соответствующих динамических задач многие свойства дифрагированных волн изучены недостаточно. Некоторые представления об особенностях дифракции можно получить из следующего примера.

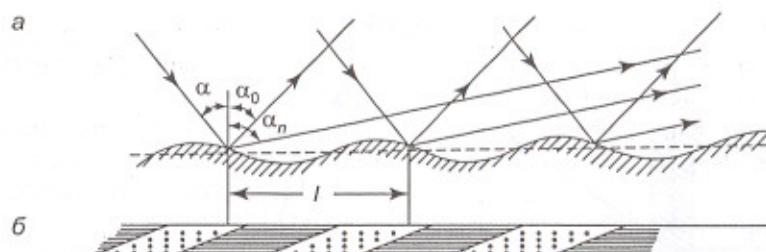


Рис. 2.9. Отражение гармонической волны

от периодической шероховатой границы:

а – геометрическая шероховатость; б – физическая шероховатость

Пусть в однородную среду W_1 помещен тонкий непрозрачный экран W_2 , имеющий форму полуплоскости и совмещенный с координатной плоскостью xOy так, что ось y совпадает с краем экрана. На экран из направления $z < 0$ падает плоская гармоническая волна, лучи которой перпендикулярны к экрану (рис. 2.10, а). Применение законов геометрической сейсмики в этом случае приводит к выводу, что позади экрана ($z > 0$) плоскость zOy разделяет все пространство на две области. В первой из них ($x < 0$) волна не наблюдается, поскольку здесь возникает зона геометрической тени, а во второй ($x > 0$) наблюдается волна такой же интенсивности, как при отсутствии экрана. В действительности же вследствие явления дифракции распределение интенсивности волны позади экрана будет существенно иным. Применяя метод Френеля, можно получить зависимость интенсивности колебаний I от координаты x (рис. 2.10, б). Как видно, переход в зону тени происходит плавно и на ее границе ($x = 0$) интенсивность I_0 составляет одну четверть от уровня I_m в полностью освещенной области. У границы зоны тени наблюдаются сильные колебания интенсивности, которые ослабеваают по мере удаления от нее. Характер кривой $I(x)$ зависит от координаты z , т. е. удаления от экрана. Ширина переходной области увеличивается по мере роста z .

Таким образом, обнаруживается заметное расхождение между построениями геометрической сейсмики и действительностью. Это можно трактовать как следствие образования особой дифрагированной волны, дополняющей волновое поле, определенное в приближении геометрической сейсмики. Явление дифракции приводит

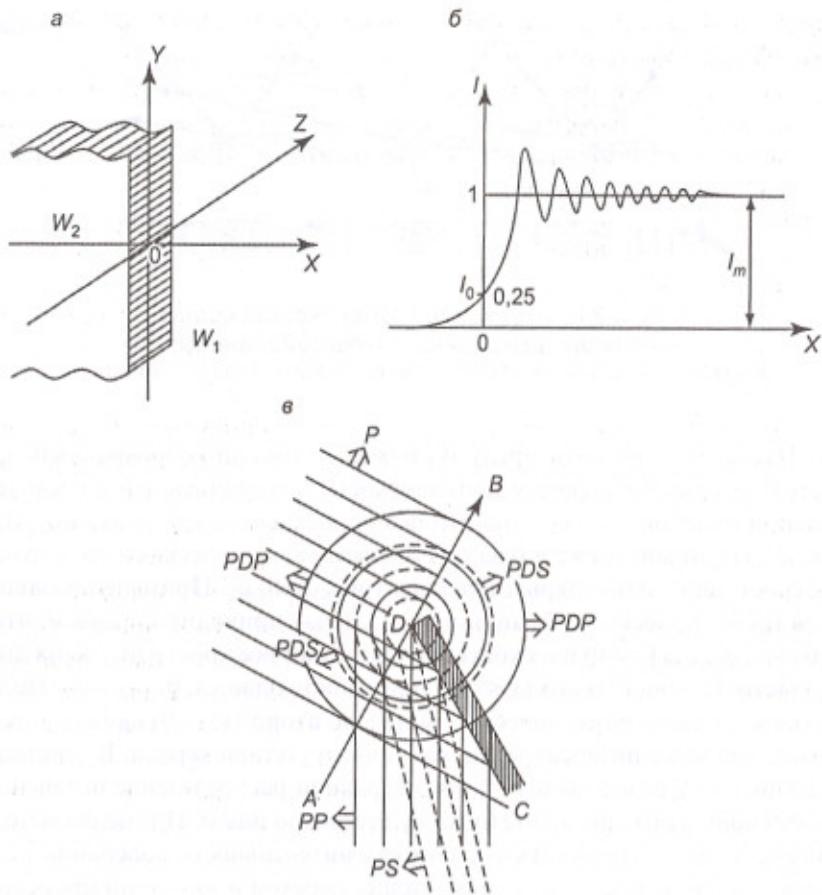


Рис. 2.10. Дифракция от препятствия:

а – расположение экрана; б – распределение интенсивности гармонической дифрагированной волны; в – изохроны первичной (P) и вторичных волн – отраженных (PP, PS) и дифрагированных (PDP, PDS)

к тому, что вторичные волны не имеют резко ограниченных волновых поверхностей и интенсивность колебаний вдоль них изменяется только плавно.

В реальных условиях волновая картина при дифракции значительно более сложная. Этому способствует и то, что экраны в геологических

средах всегда полупрозрачны и имеют конечную толщину. В общих чертах дифрагированные волны обладают следующими свойствами:

- наибольшая интенсивность дифрагированной волны наблюдается в области соприкосновения ее фронта с фронтом первичной волны (прямой, отраженной, проходящей и др.), где оба колебания существуют совместно и нераздельно;
- по мере удаления от этой области вдоль фронта дифрагированной волны ее интенсивность быстро убывает вследствие большого расхождения;
- видимая частота дифрагированной волны несколько ниже, чем первичной волны, поскольку их спектры связаны множителем $1/\sqrt{\omega}$.

Кинематические особенности дифрагированных волн рассмотрим по рис. 2.10, в. Пусть в среде расположен экран CD , на который падает плоская продольная волна P , распространяющаяся по направлению AB . Когда ее фронт достигает крайней точки D препятствия, окружающая ее малая область становится центром дифракции, на котором возникают дифрагированные волны – монотипная PDP и обменная PDS . Распространяясь во все стороны, эти волны образуют цилиндрические фронты, имеющие в плоскости рисунка форму окружностей. Фронты дифрагированных волн соприкасаются с фронтами падающей волны P и отраженных от плоскости экрана волн PP и PS . Если AB – крайний луч падающей волны, проходящий через точку D , то внутри угла CDB за непрозрачной препятствием отсутствует падающая волна P .

2.1.4. Эффективная отражающая площадка

Наблюдаемая в некоторой точке отраженная волна несет информацию об изменчивости упругих свойств на границе раздела двух сред, поскольку амплитуда волны пропорциональна коэффициенту отражения этой границы. Изменение вдоль границы ее отражающей способности сказывается на изменении интенсивности и даже формы отраженных волн, наблюдавших в различных точках пространства. Важно установить, с какой детальностью удается определять отражающие свойства границы по наблюдениям отраженных от нее волн. Для этого следует выяснить, какая область сейсмической границы вносит существенный вклад в формирование импульса отраженной волны, при-

ходящей в данную точку наблюдения. Считать эту область точкой падения-отражения одного луча допустимо лишь в приближении высокочастотной асимптотики, когда частота упругих колебаний настолько высока, что длина волны становится ничтожно малой, по сравнению с глубиной исследуемой границы. В реальной сейсморазведке такие условия отсутствуют, и область формирования импульса отраженной волны может иметь на границе немалые размеры, нередко соизмеримые с ее глубиной.

Пусть в однородной среде, где распространение упругих колебаний со скоростью v описывается интегралом Кирхгофа (1.14), наблюдается отражение сферической волны $f(t)$ от плоской границы в форме круга радиуса r . Источник расположен в точке O над центром C этого круга на расстоянии h от него, и точка наблюдения совмещена с источником (рис. 2.11, *a*). В таком простом случае удается получить точное аналитическое решение уравнения (1.14). Функция колебаний $f_0(t)$, наблюдавшихся в точке O , выражается формулой:

$$f_0(t) = \frac{1}{2h} f\left(t - \frac{2h}{v}\right) - \frac{h}{2b_r^2} f\left(t - \frac{2b_r}{v}\right), \quad (2.26)$$

где $b_r = \sqrt{h^2 + r^2}$ – расстояние от точки наблюдения O до кромки круга отражающей площадки. Здесь первое слагаемое является нормально отраженной волной, отвечающей законам геометрической сейсмики и приходящей в точку O по лучу OC в момент $t_0 = 2h/v$. Эта волна тождественна отражению от бесконечной плоскости, включающей круговую площадку, и имеет форму падающей волны. Второе слагаемое представляет собой волну, дифрагированную на кромке круговой площадки и имеющую, благодаря осевой симметрии, такую же форму, как и отраженная волна. Дифрагированная волна приходит в точку наблюдения в момент $t_r = 2b_r/v$, запаздывая относительно нормального отражения на величину $\Delta t = t_r - t_0$. Если эта разница времен меньше длительности θ волнового импульса $f(t)$, то обе волны интерферируют в точке наблюдения. Следовательно, нормальное отражение искажается явлением дифракции при недостаточном размере отражающей площадки. С увеличением ее радиуса ($r \rightarrow \infty$) имеем $f_0(t) \rightarrow f(t)$ и в точке O наблюдается неискаженное отражение от сейсмической границы. Условием раздельного наблюдения, т. е. полного разрешения отраженной и дифрагированной волн является

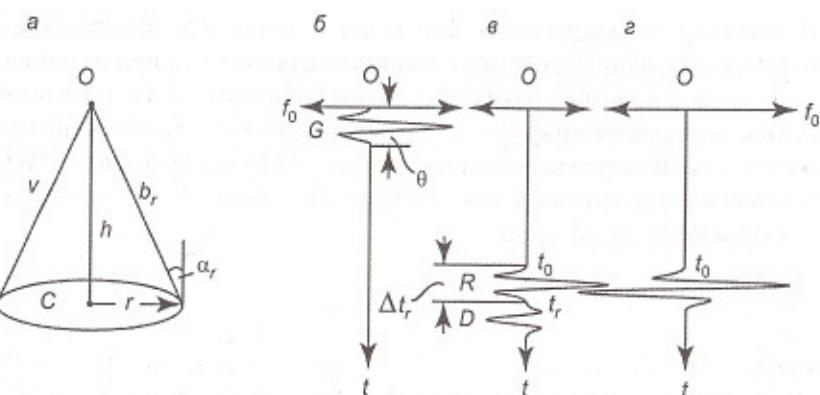


Рис. 2.11. Эффективная отражающая площадка:
а – геометрия круговой отражающей площадки; *б* – исходный падающий импульс G ; *в* – наблюдаемые раздельно импульсы отраженной R и дифрагированной D волн при $r = r_{\text{Ф}}^D$; *г* – наблюдаемый интерференционный импульс отраженной и дифрагированной волн при $r = r_{\text{Ф}}^{\Phi}$ (зона Френеля)

равенство $\Delta t_r = \theta$. Отсюда получаем величину радиуса круговой области, которую можно назвать **эффективной отражающей площадкой, обеспечивающей неискаженное дифракцией (D) наблюдение отраженной волны**:

$$r_{\text{Ф}}^D = \sqrt{\theta v(h + \theta v/4)} \approx \sqrt{\theta v h} = \sqrt{l} h. \quad (2.27)$$

Приближенное выражение здесь соответствует обычным в сейсморазведке условиям, когда глубина h отражающей границы достаточно велика по сравнению с протяженностью волнового импульса $l = \theta v$.

Другой подход к определению эффективной отражающей площадки основывается на построении зон Френеля (п. 1.1.4). Приведенная там формула (1.17) оценивает величину радиуса эффективной области на сферической поверхности фронта падающей гармонической волны, находящегося на полпути между источником и точкой наблюдения. Именно колебания в этой области определяют интенсивность волны, приходящей в точку наблюдения. Нетрудно видеть, что результат решения задачи никак не изменится, если вместо падающей (прямой) волны рассматривать отраженную волну при совмещении точек

излучения и наблюдения на расстоянии h от плоской границы с единичным коэффициентом отражения. Действительно, при отражении монотипной волны от плоской границы радиус расхождения не изменяется, а значения коэффициентов отражения в данном случае не существенны. В результате величина радиуса эффективной отражающей площадки определяется площадью круга, составляющего половину первой зоны Френеля (Φ):

$$r_{\text{eff}}^{\Phi} = \frac{1}{2} \sqrt{\lambda h}, \quad (2.28)$$

где $\lambda = T\nu$ – длина волны гармонического колебания с периодом T . Этот подход к определению эффективной отражающей площадки основывается на анализе интерференционных явлений для бесконечно-го гармонического колебания. Но к такой функции не применимо понятие временной разрешенности, и зоны Френеля характеризуют только амплитудные (энергетические) эффекты наложения периодических колебаний.

Для модели, представленной на рис. 2.11, *a*, по формуле (2.26) выполнены расчеты волновых полей с целью оценки влияния размеров отражающей площадки на форму наблюдаемых колебаний. Рис. 2.11, *b* изображает падающую волну G в виде симметричного импульса длительностью θ , составляющей полтора видимого периода колебаний. На рис. 2.11, *c* показана картина, наблюдаемая в точке O при величине радиуса отражающей площадки, соответствующему формуле (2.27). Здесь обеспечена полная разрешенность во времени импульсов нормального отражения R на времени t_0 и дифракции D от кромки круговой площадки на времени $t_r = t_0 + \theta$. Первый из них имеет форму падающей волны. Второй, в соответствии с формулой (2.26), имеет обратную полярность и меньшую интенсивность из-за большего радиуса расхождения ($b_r > h$) и ненулевого угла α_r прихода колебаний в точку O ($\cos \alpha_r = h/b_r$). Волновая картина на рис. 2.1, *г* наблюдается, когда радиус отражающей площадки соответствует, согласно формуле (2.28), размеру зоны Френеля для видимой частоты колебаний. В этом случае дифрагированная волна опаздывает относительно зеркального отражения всего на половину видимого периода колебаний и интерферирует с ним. При таком сдвиге импульсов из-за противофазности дифрагированной волны происходит усиление суммарного колебания, однако оно становится более длительным (два видимых периода) и от-

личается от формы падающей волны. В соответствии с принципом построения зон Френеля отражающая площадка такого размера обеспечивает максимальную амплитуду (энергию) отраженной волны. Однако при этом не обеспечивается сохранение формы первичной волны.

Оценки радиусов эффективной отражающей площадки по формулам (2.27) и (2.28) можно сделать идентичными ($r_{\text{eff}}^D = r_{\text{eff}}^{\Phi}$), если принять, что длительность сейсмического импульса равна четверти периода гармонического колебания ($\theta = T/4$). Однако такое «примирение» разных подходов имеет формальный характер, поскольку реальные сейсмические импульсы содержат не менее 1–1,5 видимых периодов колебаний. Это означает, что оценки размеров эффективных отражающих площадок по формуле (2.27) по крайней мере в 2–2,5 раза превосходят их оценки по формуле (2.28).

Различие двух подходов к определению эффективной отражающей площадки демонстрирует известную двойственность и противоречивость временных и частотных представлений волновых процессов, что определяется их принципиальными свойствами. В самом деле, при сокращении длительности волнового импульса θ , согласно (2.27), уменьшается радиус r_{eff}^D эффективной отражающей площадки. С другой стороны, при сокращении длительности импульса его частотный спектр расширяется в обе стороны от преобладающей частоты и в нем увеличивается содержание гармоник низких частот. Это означает, что согласно (2.28) в амплитуду отраженной волны возрастающий вклад вносят зоны Френеля с большими эффективными радиусами r_{eff}^{Φ} .

В настоящее время общепринятой является оценка размеров эффективной отражающей площадки как половины первой зоны Френеля. В качестве примера определим ее величину для типичных условий сейсморазведочных исследований осадочных отложений. Пусть сейсмическая граница находится на глубине $h = 4000$ м при скорости в покрывающей среде $v_p = 3000$ м/с и видимом периоде колебаний в импульсе отраженной волны $T_b = 0,03$ с. Тогда преобладающая длина волны $\lambda = 90$ м и радиус $r_{\text{eff}}^{\Phi} = 300$ м, т. е. поперечный размер эффективной отражающей площадки достигает 600 м, составляя 15% от глубины исследуемой границы.

На рис. 2.12 представлены результаты моделирования волновой картины отражения сейсмического импульса $f(t)$ от круговой площадки R различного размера. Ее диаметр d выражен в долях диаметра d_{eff} зоны

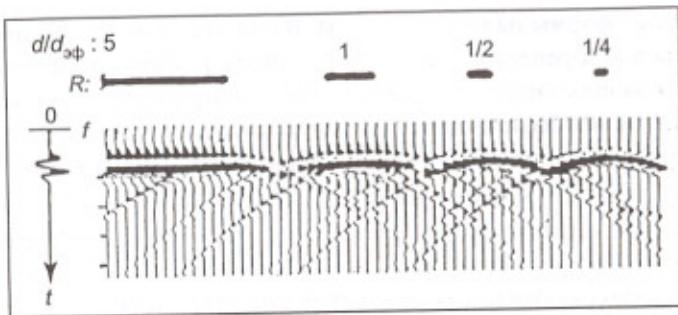


Рис. 2.12. Волновые картины отражения от круговых площадок различного диаметра d по отношению к диаметру зоны Френеля d_{ϕ}

Френеля ($d/d_{\phi} = 1/4, 1/2, 1, 5$). Видно, что отраженная волна начинает заметно отличаться от дифрагированной, когда размер отражающей площадки возрастает до величины зоны Френеля.

2.1.5. Задача Лэмба и поверхностная волна Релея

В безграничной однородной среде возникают и распространяются во все стороны от источника колебания, которые со временем могут наблюдаться во всем объеме пространства. Их называют **объемными волнами**, и их свойства были рассмотрены в предыдущей главе. Если упругая среда представляет собой полупространство со свободной границей, на которой расположен источник колебаний, то возникающая волновая картина существенно отличается от рассмотренного ранее случая. В частности, *присутствие границы вызывает образование*, помимо объемных волн, другого типа упругих возмущений – *поверхностных волн, наблюдавшихся только вблизи этой границы*.

Задача Лэмба заключается в нахождении кинематических (форма изофазовых поверхностей) и динамических (распределение интенсивности и формы колебаний) параметров объемных и поверхностных волн, возникающих в упругом полупространстве от источника, расположенного на его свободной поверхности. Совместим координатную плоскость xOy с этой поверхностью, направив ось z вниз – внутрь упругого полупространства, которое характеризуется скоростями v_p и v_s . Источник типа сосредоточенной силы действует в точке O

свободной поверхности. Рассмотрим три варианта задачи, отличающиеся направлением действующей силы – вдоль оси z , x или y . Вследствие сложности математических выкладок ограничимся изложением результатов решения задачи.

В случае вертикальной действующей силы F_z от источника распространяются три объемные волны и одна поверхностная. Ввиду осевой симметрии волновой картины ее можно рассматривать в любой вертикальной плоскости, проходящей через источник O , в частности – в плоскости xOz (рис. 2.13, а). Прямые объемные волны P и S (типа SV) имеют фронты в форме полусфер, распространяющиеся со скоростями v_p и v_s соответственно. За счет движения вдоль границы полупространства более быстрой продольной волны в нем возникает головная обменная волна PS с коническим фронтом, который начинается на поверхности от фронта P -волны и заканчивается в области касания с фронтом S -волны. Угол, образуемый коническим фронтом с поверхностью полупространства, равен критическому углу $i_{PS} = \arcsin v_s/v_p$. Этот же угол определяет и местонахождение точек касания фронтов волн S и PS .

Вдоль свободной границы, не проникая глубоко в полупространство, от источника распространяется со скоростью $v_R < v_s$ **поверхностная волна Релея**, имеющая цилиндрическую форму фронта. Ее особенности будут рассмотрены несколько позже.

На рис. 2.13, а отображена не только геометрия фронтов волн P и S , но и относительная интенсивность колебаний частиц среды по разным направлениям их распространения, т. е. показаны характеристики направленности источника F_z для продольных и поперечных волн. В любой точке фронта волны P или S относительная интенсивность колебаний указана длиной радиального отрезка, ограниченного линиями фронта и амплитудного графика. Следует иметь в виду, что некоторые детали амплитудных графиков зависят от соотношения скоростей v_s/v_p и на рис. 2.13, а показан один из типичных вариантов. Сравнение этих данных с рис. 1.6, б позволяет увидеть, насколько присутствие резкой границы осложняет характеристики направленности источника. В нашем случае, как и в безграничной среде, максимальная интенсивность продольной волны наблюдается в направлении действия силы – по оси z . С увеличением угла α луча с вертикалью интенсивность P -волны плавно убывает до минимального значения у поверхности, где $\alpha = 90^\circ$. При этом форма колебаний волны сохраняется

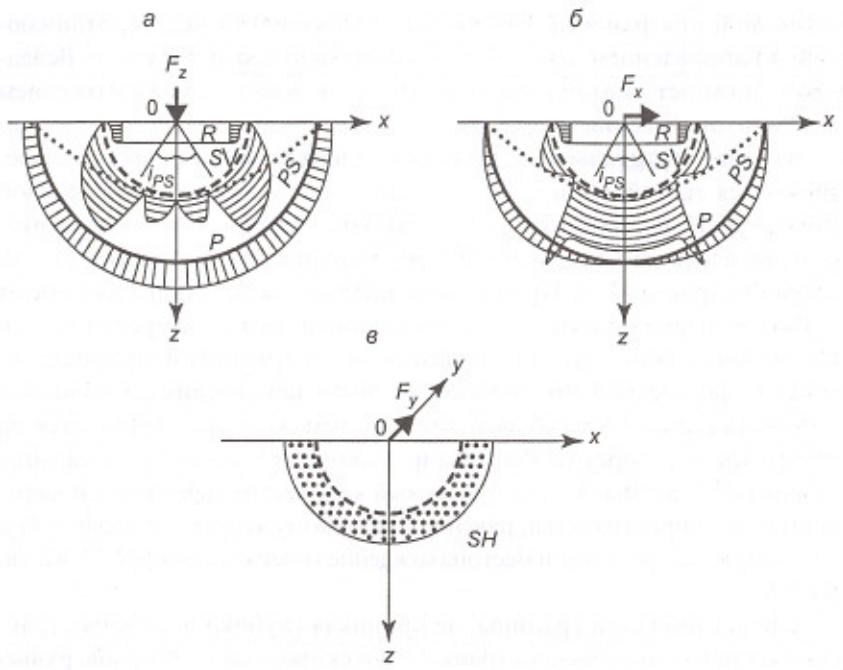


Рис. 2.13. Кинематика и динамика прямых волн от источника типа сосредоточенной силы, приложенной к свободной поверхности полупространства по направлению оси:
а – z; б – x; в – у

постоянной независимо от направления. Для волны SV зависимость амплитуды от угла весьма сложная с наиболее резкими изменениями в области критического угла i_{PS} . Форма волны здесь также изменяется.

С удалением от источника амплитуды сферических волн P и S должны убывать за счет геометрического расхождения пропорционально величине $1/r$. Эта закономерность соблюдается за исключением того, что амплитуда продольной волны вблизи границы уменьшается быстрее, чем внутри полупространства, вследствие потери части ее энергии на образование обменной волны PS . Интенсивность последней убывает с расстоянием быстрее, чем в случае сферических волн, что характерно для конических волн. Волна PS , по сравнению с волной P , имеет более низкочастотные колебания.

Когда в источнике O действует горизонтальная сила F_x вдоль оси x , в вертикальной плоскости xOz наблюдается волновая картина, изображенная на рис. 2.13, б. Существенное отличие от предыдущего случая заключается в характеристиках направленности сферических волн P и S . Продольная волна имеет максимальную интенсивность при средних величинах угла α и сходит на нет вблизи свободной границы, хотя здесь она распространяется по направлению действующей силы. Поперечная волна SV максимальной интенсивности достигает в области критического угла, после которого она резко ослабевает.

Если в точке O действует горизонтальная сила F_y вдоль оси y , то в вертикальной плоскости xOz волновая картина упрощается (рис. 2.13, в). От источника распространяется только поперечная волна типа SH , линейно поляризованная в горизонтальной плоскости параллельно оси y и имеющая одинаковую интенсивность при всех углах α ее лучей с вертикалью. Другие волны образоваться не могут, поскольку отсутствуют компоненты смещений частиц среды в вертикальной плоскости.

Рассмотрим теперь поверхностную волну Релея, которая возникает у свободной границы упругого полупространства, когда к ней приложена сила, действующая в вертикальной плоскости. Волна Релея вызывает одновременно деформацию объема и сдвига, и ее интенсивность экспоненциально убывает с удалением от поверхности, так что она практически существует только в слое толщиной порядка длины волны. В случае монохроматической поверхностной волны периода T горизонтальная u и вертикальная w составляющие смещения частиц среды таковы:

$$u(x, z, t) = C \left(e^{-\frac{\zeta}{\lambda_R} z} - \frac{\epsilon \delta}{\pi} e^{-\frac{\epsilon}{\lambda_R} z} \right) e^{j \frac{2\pi}{T} \left(t - \frac{x}{v_R} \right)},$$

$$w(x, z, t) = C \left(2 \delta e^{-\frac{\epsilon}{\lambda_R} z} - \frac{\zeta}{2\pi} e^{-\frac{\zeta}{\lambda_R} z} \right) e^{j \frac{2\pi}{T} \left(t - \frac{x}{v_R} + \frac{T}{4} \right)}, \quad (2.29)$$

где C – произвольная постоянная, v_R – скорость волны Релея, λ_R – длина волны ($\lambda_R = v_R T$) и постоянные ζ , ϵ , δ могут быть выражены через отношения v_R/v_S и v_S/v_P .

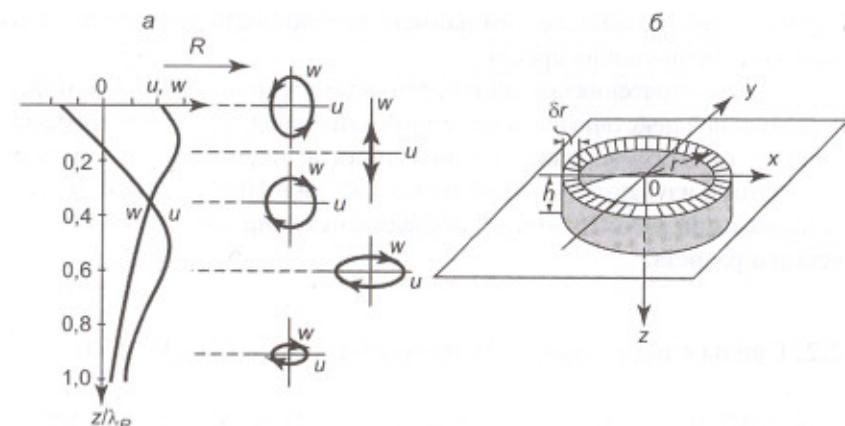
Скорость v_R зависит от отношения $\gamma = v_S/v_P$, т. е. от коэффициента Пуассона, однако эта зависимость проявляется слабо. При изменении величины γ в допустимых пределах (0–0,7) отношение v_R/v_S изменяет-

ся от 0,87 до 0,96. Можно считать, что волна Релея распространяется вдоль свободной поверхности полупространства со скоростью $v_R \approx 0,9v_S$. Скорость ее в однородной среде не зависит от частоты колебаний. Это означает, что волна Релея, образующаяся на свободной границе абсолютно упругого полупространства, не имеет частотной дисперсии.

Из (2.29) видно, что интенсивность колебаний экспоненциально убывает с глубиной z , причем составляющие u и w между собой сдвинуты по фазе на 90° (по времени – на $T/4$) и различаются по амплитуде. Следовательно, в волне Релея колебания частиц среды эллиптически поляризованы в вертикальной лучевой плоскости. Расчеты показывают, что заметная интенсивность волны Релея наблюдается до глубины z , примерно равной длине волны λ_R . Поэтому чем больше длина волны, т. е. ниже частота колебаний, тем глубже они проникают внутрь среды.

На свободной поверхности ($z = 0$) при средней величине коэффициента Пуассона ($\sigma = 0,25$) амплитуда вертикальной компоненты w пре- восходит амплитуду горизонтальной компоненты u почти в полтора раза (рис. 2.14, а). При этом направление движения частиц по эллиптической орбите таково, что на самой границе (в верхней части эллипса) они сме- щаются в направлении обратном направлению распространения волны Релея. Такой характер эллиптического (или кругового) вращения назы- вают *отступательным*. С удалением от границы по мере увеличения относительной глубины z/λ_R изменяется соотношение амплитуд горизон- тальной и вертикальной компонент смещения частиц, что вызывает из- менение формы эллиптической орбиты и даже направления вращения по ней. Амплитуда вертикальной составляющей достигает максимума на относительной глубине $z/\lambda_R \approx 0,1$. Амплитуда горизонтальной составляющей сначала убывает и на глубине $z/\lambda_R \approx 0,2$ становится нулевой, т. е. эллипс вырождается в вертикальную линию поляризации колебаний. Далее компонента u , изменив свой знак, возрастает до некоторой глуби- ны, после чего плавно убывает. При этом изменяется направление вра- щения частиц по эллиптической траектории, которое становится *насту- пательным*. На некоторой глубине амплитуды обеих компонент оказы- вается одинаковыми и эллипс превращается в окружность. Ниже гори- зонтальная компонента становится более интенсивной, чем вертикаль- ная, что сказывается на соотношении размеров осей эллипса.

В трехмерном пространстве волна Релея распространяется в объе- ме цилиндрического слоя кругового сечения (рис. 2.14, б). Высота



цилиндра h определяется мощностью приграничного слоя, в кото- ром практически наблюдаются колебания ($h = \lambda_R$). Если длитель- ность колебаний равна δt , то толщина слоя $\delta r = v_R \delta t$ и его объем W на удалении r от источника ($r = v_R t$) составляет $W(r) = 2\pi r h \delta r$. Плот- ность энергии поверхностной волны за счет геометрического рас- хождения убывает с расстоянием обратно пропорционально вели- чине объема, т. е. как $1/r$. Учитывая квадратичную связь плотности энергии с амплитудой колебаний, получаем, что в *абсолютно упру- гой среде амплитуда волны Релея с расстоянием уменьшается про- порционально $1/\sqrt{r}$* . В результате с удалением от источника интен- сивность поверхностных волн относительно интенсивности сфери- ческих объемных волн должна возрастать, поскольку у последних геометрическое расхождение больше и амплитуды уменьшаются про- порционально $1/r$.

Вдоль границы раздела двух упругих полупространств, как и на свободной поверхности, может распространяться *граничная волна*, экспоненциально затухающая с удалением в обе стороны от границы. Это – **волна Стоуни**, похожая на волну Релея. Однако в отличие от последней волна Стоуни образуется только при определенных соот- ношениях упругих и плотностных свойств обеих сред. Скорость этой

волны несколько меньше, чем наименьшая скорость поперечной волны в контактирующих средах.

При землетрясениях именно поверхностные волны оказывают разрушительное действие из-за объемно-сдвигового характера деформаций грунта. В сейсморазведке поверхностные волны обычно являются помехами и изучаются с целью их подавления. Иногда эти волны используют при малоглубинных исследованиях верхней части геологического разреза.

2.2. Среды с несколькими границами раздела [41, 47, 59]

В реальных геологических разрезах, как правило, имеется множество границ раздела горных пород, отличающихся своими упругими свойствами. Поэтому для сейсморазведки представляет интерес исследование волновых полей в слоистых средах различного строения. При этом применяют как строгие, так и приближенные способы решения, опирающиеся на представления геометрической сейсмики. Далеко не все задачи пока решены, и не всегда выводы могут быть сформулированы в количественной форме. Из-за громоздкости и сложности применяемого математического аппарата ограничимся постановкой основных задач и формулировкой важнейших выводов.

2.2.1. Слой на полупространстве.

Многократные волны

Рассмотрим случай, когда на упругом полупространстве W_2 залегает слой W_1 , образуя сейсмическую границу R (рис. 2.15). Свойства слоя определяются постоянными v_{P1} , v_{S1} , ρ_1 , свойства полупространства – постоянными v_{P2} , v_{S2} , ρ_2 . Источник продольных волн находится внутри слоя в точке O . Анализ решения задачи приводит к выводу о существовании внутри слоя очень большого числа волн различного происхождения, прежде всего – отраженных, преломленных и их комбинаций. Схемы образования различных волн изображены с помощью лучей. Каждой волне дано буквенно-цифровое обозначение, которое для всех последовательных этапов ее формирования указывает характер колебаний (P или S) и номер среды (нижний индекс 1 или 2). Прямая и отраженные волны, распространяющиеся в пределах слоя, име-

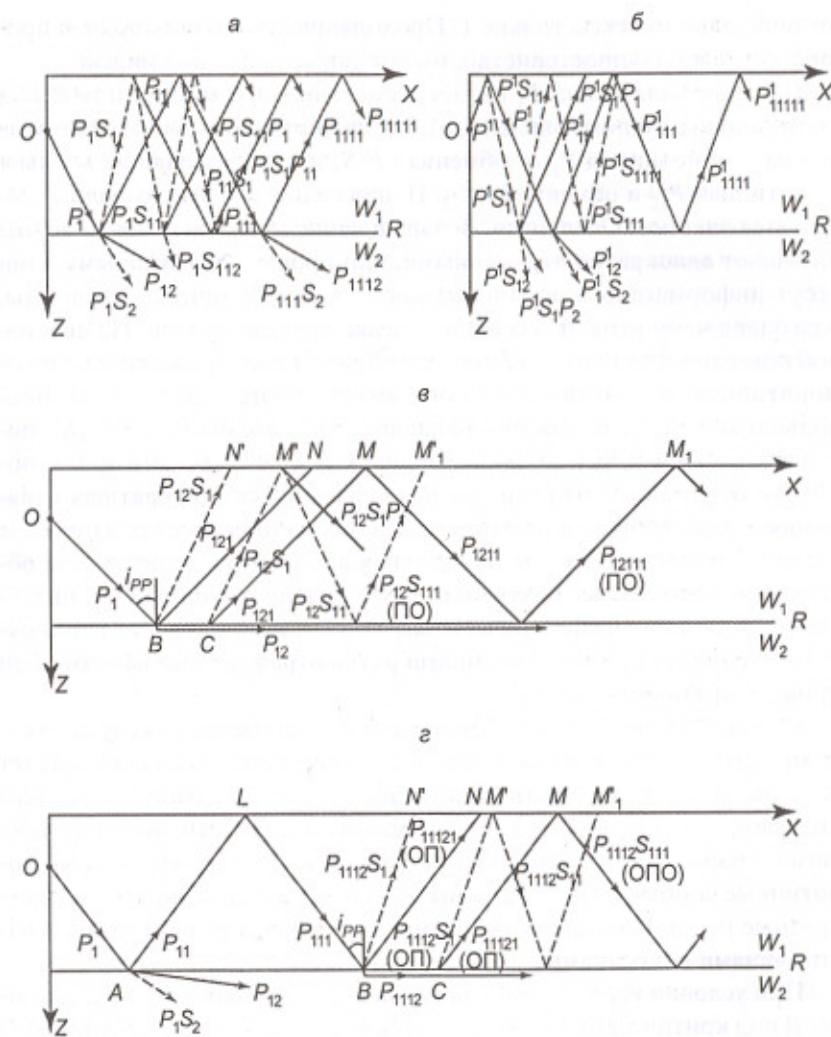


Рис. 2.15. Лучевые схемы волн в слое:
а – однократные и многократные отраженные волны; б – то же с волнами-спутниками; в – преломленные и преломленно-отраженные (ПО) волны; г – отраженно-преломленные (ОП) и отраженно-преломленно-отраженные (ОПО) волны

ют цифровые индексы только 1. Проходящие и головные волны, проносящие в полупространство, имеют также цифровой индекс 2.

Пусть прямая волна P_1 падает из источника O на границу R под произвольным углом (рис. 2.15, а). Тогда образуются две отраженные волны – монотипная P_{11} и обменная P_1S_1 и две проходящие волны – монотипная P_{12} и обменная P_1S_2 . Направление лучей всех волн определяется законом Снеллиуса. Возвращающиеся к поверхности волны называют **однократно отраженными**, или проще – **отраженными**. Они несут информацию о локальных свойствах сейсмической границы, благодаря чему играют в сейсморазведке ключевую роль. На свободной поверхности каждая из этих волн образует две отраженные волны – монотипную и обменную, которые возвращаются внутрь слоя: продольная волна P_{11} порождает падающие вниз волны P_{111} и $P_{11}S_1$, по-перечная волна P_1S_1 – подобные волны P_1S_{11} и $P_1S_1P_1$. Эти волны повторно отражаются от границы R , образуя по два двукратных отражения, приходящих к поверхности. Из них наибольшее практическое значение имеет двукратная продольная волна P_{1111} . Далее в слое образуются волны более высокой степени кратности, однако их интенсивность резко снижается с каждым актом отражения. Все неоднократные отражения называют **многократно отраженными волнами** или проще – **кратными волнами**.

На рис. 2.15, б выполнены аналогичные построения для случая, когда прямая волна из погруженного в слой источника O сначала падает на свободную поверхность. Эта волна отмечена верхним цифровым индексом – P^1 . Отраженная от свободной поверхности, волна P^1 достигает границы R , на которой затем образуются многочисленные монотипные и обменные отражения – однократные, двукратные, трехкратные и т. д. Колебания, вызванные первичной волной P^1 , называют **волнами-спутниками**.

При условии $v_{P1} < v_{P2}$ прямая волна P_1 , падающая в точку B границы R под критическим углом $i_{pp} = \arcsin v_{P1}/v_{P2}$, образует скользящую волну P_{12} (рис. 2.15, в). Она порождает в слое монотипную P_{121} и обменную $P_{12}S_1$ головные (преломленные) волны, появляющиеся на поверхности в начальных точках N и N' соответственно. Лучи этих волн, вышедшие от границы, например, в некоторой точке C и достигшие поверхности в точках M и M' соответственно, отражаются внутрь слоя – волны P_{1211} и $P_{12}S_{11}$. Отразившись от границы R , они возвращаются к поверхности в точках M_1 и M'_1 как волны P_{12111} и $P_{12}S_{111}$.

Такие волны комбинированной природы получили название **преломленно-отраженных** (ПО). Далее они могут породить двукратные, трехкратные отражения и т. д.

Пусть волна P_{11} , отразившись от границы R в точке A и достигнув свободной поверхности в точке L , вновь падает на подошву слоя в точке B под критическим углом i_{pp} (рис. 2.15, г). Образовавшаяся скользящая волна P_{1112} возбуждает в слое монотипную и обменную головные волны P_{11121} и $P_{1112}S_1$ с начальными точками выхода на поверхность N и N' соответственно. Волны от точки C на преломляющей границе наблюдаются на поверхности в точках M и M' соответственно. Волны такой природы получили название **отражено-преломленные** (ОП). Если подобная волна претерпит дополнительное отражение, то ее называют **отражено-преломленно-отраженной** (ОПО). Примером такого рода служит обменная волна $P_{1112}S_{111}$, выходящая на поверхность в точке M'_1 . Таким образом, **количество волн внутри слоя с течением времени лавинообразно возрастает** и волновая картина приобретает все более сложный вид.

До сих пор мы ограничивались рассмотрением кинематики волновой картины, не оценивая сравнивательные интенсивности различных волн. Для решения этого более сложного вопроса необходим динамический анализ, который обычно выполняют лучевым методом, учитывая изменения эффективного радиуса расхождения и, при необходимости, – частотнозависимого поглощения в реальных средах. Обратим внимание на то, что **амплитуда многократно отраженной волны прямо пропорциональна произведению коэффициентов отражения всех границ, участвующих в ее образовании**. Несмотря на многообразие условий, определяющих интенсивность различных волн, приходящих к свободной поверхности слоя, из их анализа можно сделать некоторые общие выводы:

- при малых углах падения амплитуды монотипных отраженных волн значительно превышают амплитуды обменных волн той же кратности;
- при увеличении углов падения амплитуды обменных волн могут быть сравнимы с амплитудами монотипных волн и даже превышать их;
- при каждом акте отражения от подошвы слоя амплитуда волны, как правило, резко уменьшается, поэтому лишь немногие многократные волны имеют значительную интенсивность, главным образом – монотипные отражения малой кратности;

- головные волны обычно значительно слабее закритических отраженных волн, наблюдаемых от тех же границ на тех же удалениях от источника.

2.2.2. Интерференционные волны и волноводы

Мы видим, что даже при наличии одного слоя на полупространстве количество образующихся элементарных волн лавинообразно нарастает со временем t и с удалением x от источника. Можно себе представить, что происходит в многослойной среде. В этих условиях невозможно, да и нецелесообразно рассматривать отдельные волны на тех удалениях от источника, где формируется сложное суммарное поле в виде суперпозиции многократных волн разного типа, отразившихся под большими углами. Особый интерес представляет интерференция множества волн, связанных с закритическими отражениями внутри относительно низкоскоростного слоя, мощность которого невелика, по сравнению с преобладающими длинами волн. В этом случае энергия упругих колебаний распространяется преимущественно внутри слоя с ограниченным выходом в подстилающее полупространство. В суммарном поле образуются сложные волновые группы, свойства которых изменяются во времени и пространстве по определенным законам, изучаемым на основе так называемой *модальной теории*. В ней *интерференционное поле представляется суммой бесконечного числа мод – стоячих колебаний по вертикальной оси z и бегущих волн по горизонтальной координате x* .

В зависимости от характера поляризации упругих колебаний в первичной волне на поверхности низкоскоростного слоя могут наблюдаться моды двух типов волн – псевдорелеевской поверхности волны и поверхности волны Лява.

Псевдорелеевская волна R имеет эллиптическую поляризацию в вертикальной лучевой плоскости. Она становится истинной волной Релея, образующейся на свободной поверхности однородного полупространства, когда мощность слоя очень велика по сравнению с длиной волны ($h/\lambda_R \rightarrow \infty$). Псевдорелеевская волна характеризуется четко выраженной дисперсией скорости. Это объясняется тем, что наиболее короткие монохроматические составляющие, для которых $\lambda_R \ll h$, не ощущают влияния подстилающего полупространства и распространяются со скоростью v_{R1} волны Релея в слое. Составляющие, для ко-

торых $\lambda_R \gg h$, не ощущают присутствия слоя и перемещаются со скоростью v_{R2} , характерной для подстилающего полупространства. Скорости волн, длина которых лежит между указанными предельными значениями, постепенно изменяются в зависимости от длины волны. При $v_{S2} > v_{S1}$, когда $v_{R2} > v_{R1}$, существует *нормальная дисперсия фазовой скорости*, обычно наблюдаемая в сейсморазведке и сейсмологии. При $v_{S2} < v_{S1}$ имеет место *аномальная дисперсия фазовой скорости*, реже наблюдаемая в природе.

Другим видом поверхностной волны является *поперечная волна Лява* (типа SH), в которой колебания линейно поляризованы в горизонтальной плоскости. Эта волна возникает только при условии $v_{S1} < v_{S2}$, ее фазовая скорость v_L определяется соотношением $v_{S1} < v_L < v_{S2}$ и обладает *нормальной дисперсией*.

Колебания поверхностных волн R и L , связанных с низкоскоростным слоем, подразделяются на *нормальные* и *просачивающиеся* моды. Нормальные моды образуются в результате интерференции многократно отраженных в слое элементарных волн, у которых кажущиеся скорости меньше скорости поперечных волн в полупространстве ($v_k < v_{S2}$). Для мод R это относится к элементарным волнам P и SV , для мод L – к элементарным волнам SH . *Нормальными модами упругая энергия распространяется внутри слоя, не выходя за его пределы*. Каждая мода – стоячее колебание по координате z , имеющее узлы и пучности смещений частиц среды. Номер моды k определяется числом узлов l стоячей волны ($k = l + 1$). С удалением r от источника вдоль слоя интенсивность нормальных мод убывает как $1/\sqrt{r}$ согласно геометрическому расхождению цилиндрических волн. По вертикали z в пределах слоя функция интенсивности колебаний переменная – соответственно профилю стоячей волны. За пределами слоя в полупространстве она убывает экспоненциально, что характерно для неоднородных волн. Первая мода, называемая также первой (основной) гармоникой ($k = 1, l = 0$), теоретически существует при любых частотах колебаний ω . Последующие моды, называемые высшими гармониками, существуют только с некоторых граничных частот ω_k^P , значения которых возрастают с увеличением номера гармоники.

Просачивающиеся моды поверхностных волн, связанных с низкоскоростным слоем, соответствуют суммарному вкладу колебаний многократно отраженных внутрь от его границ. Их кажущиеся скорости больше скорости поперечных волн в полупространстве, но меньше

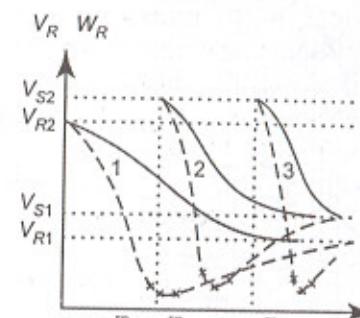
скорости продольных волн в нем ($v_{S2} < v_k < v_{P2}$). При каждом акте отражения только часть энергии просачивающихся мод возвращается внутрь слоя, а другая часть теряется на образование уходящих в полупространство продольных и поперечных волн. За счет этого обстоятельства с удалением от источника в горизонтальном направлении интенсивность просачивающихся мод убывает сильнее, чем это определяется геометрическим расходжением цилиндрических волн. В вертикальном направлении интенсивность этих колебаний уменьшается экспоненциально с удалением от подошвы слоя.

Важным свойством нормальных и просачивающихся мод является зависимость их фазовой скорости от частоты, т. е. частотная дисперсия, которая у поверхностных волн выражена сильнее, чем у объемных, рассмотренных ранее (п. 1.2.2). В данном случае дисперсия скорости вызвана не явлением частотно зависимого поглощения колебаний, а слоистой неоднородностью среды, из-за которой гармоники разных частот при своем распространении в неодинаковой степени проникают в полупространство с более высокой скоростью. Независимо от природы частотной дисперсии связь групповой w и фазовой v скоростей может быть выражена соотношением (1.23). В случае относительно низкоскоростного слоя для нормальных мод характерна нормальная дисперсия: $dv/d\omega < 0$. При этом, согласно (1.23), групповая скорость оказывается меньше, чем фазовая для той же частоты колебаний. На рис. 2.16 показаны графики частотной зависимости фазовых и групповых скоростей поверхностных волн R и L для первых трех гармоник. Как видно, групповая скорость $w(\omega)$, в отличие от фазовой $v(\omega)$, не является монотонной функцией частоты. Анализ динамики поверхностных волн показывает, что наибольший вклад в их интенсивность вносят так называемые фазы Эйри. Это колебания, которые по своей частоте и групповой скорости распространения соответствуют минимумам на графиках $w(\omega)$ различных гармоник (мод).

Когда на полупространстве расположен относительно высокоскоростной слой, картина поверхностных волн существенно другая: волна Лява образоваться не может, а псевдорелеевская волна представлена только просачивающимися модами. При этом существует аномальная дисперсия фазовых скоростей, т. е. их уменьшение с увеличением длины волны.

Дисперсия скорости любого знака приводит к растяжению первоначальной импульсной волны в пространстве и, соответственно, – к

а



б

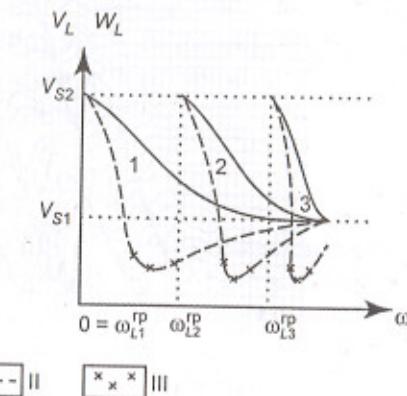


Рис. 2.16. Дисперсия поверхностных волн на низкоскоростном слое:
а – псевдорелеевская волна; б – волна Лява
I – фазовые скорости $v(\omega)$; II – групповые скорости $w(\omega)$, III – фазы Эйри;
1, 2, 3 – номера мод (гармоник)

увеличению длительности колебаний. При нормальной дисперсии вблизи фронта волны концентрируются длинноволновые составляющие и запись колебаний характеризуется убыванием видимых периодов со временем. При аномальной дисперсии видимые периоды колебаний со временем возрастают.

Волны псевдорелеевского типа хорошо известны сейсморазведчикам: образующиеся в приповерхностной зоне малых скоростей (п. 3.1.4), они часто регистрируются на полевых записях в виде очень интенсивных низкочастотных колебаний, веерообразно расходящихся из источника (рис. 6.2, 10.2, 12.2). Поверхностные волны Лява возникают в этих же условиях при воздействии специальных источников поперечных колебаний типа SH , которые применяются сравнительно редко. На рис. 2.17 показана сейсмограмма с записью двух первых мод этой волны. Наблюдение выполнено с горизонтальными сейсмоприемниками, ориентированными перпендикулярно к направлению на источник.

Основные особенности волнового поля, связанные с низкоскоростным маломощным слоем, сохраняются и тогда, когда этот слой не имеет свободной границы, а расположен внутри относительно высокоскоростной среды. В этом случае аналогичным образом в слое воз-

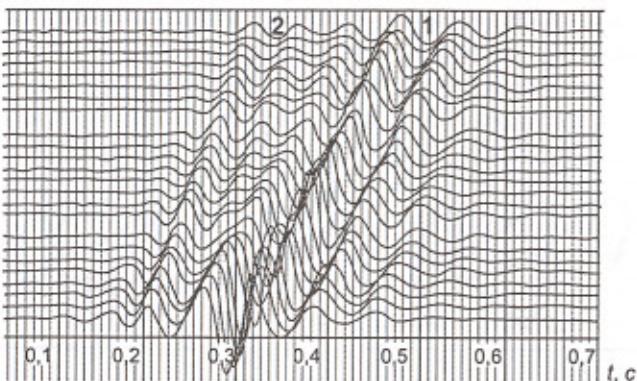


Рис. 2.17. Запись поверхности волны Лява:
1, 2 – номера мод

никают сложные интерференционные колебания, которые распространяются вдоль него на большие расстояния как цилиндрические волны, сравнительно слабо затухающие с удалением от источника. Такой вид распространения упругой энергии называют волноводным или каналовым, а низкоскоростной слой – внутренним волноводом или каналом. Каналовые волны, как и поверхностные, находят практическое применение при решении некоторых специальных задач в наземной и подземной (шахтной) сейсморазведке.

2.2.3. Многослойная среда. Толстые слои и экранирование

В среде, содержащей несколько сейсмических границ, волновая картина существенно усложняется: при падении всякой волны на одну из границ происходит ее расщепление с образованием отраженных и проходящих волн, а иногда – и головных. Число волн быстро возрастает с течением времени, и практически теряется возможность их раздельного наблюдения. Необходимо классифицировать волны по относительной интенсивности и устойчивости, поскольку только достаточно сильные из них представляют практический интерес.

Рассмотрим среду, сложенную толстыми слоями, мощности которых превышают длину волны. Ограничимся простейшим случаем плос-

копараллельных границ. Вблизи источника наблюдаются преимущественно монотипные отраженные волны различной кратности. Интенсивность этих волн в абсолютно упругой среде вычислим, учитывая помимо отражения также и прохождение их через промежуточные границы. Амплитуда k -й отраженной волны равна:

$$a_k = \frac{b_k}{r_s} \prod_{i=1}^m A_i \prod_{j=1}^{2n} B_j, \quad (2.30)$$

где b_k – характеристика направленности источника для данной волны по соответствующему лучу, r_s – эквивалентный радиус расхождения волны, A_i – коэффициенты отражения всех m границ, участвующих в ее образовании, B_j – коэффициенты прохождения всех n промежуточных границ, пересекаемых лучом на пути вниз и вверх.

Когда источник и приемник расположены вблизи дневной поверхности, волна пересекает каждую промежуточную границу четное число раз. Поэтому целесообразно вместо коэффициентов единичного прохождения B_j использовать коэффициенты B_{jj} , учитывающие прохождение одной промежуточной границы в обоих направлениях – сверху вниз и снизу вверх. Из (2.13) получаем для случая нормального падения:

$$B_{jj} = \frac{2\rho_1 v_1}{\rho_1 v_1 + \rho_2 v_2} \cdot \frac{2\rho_2 v_2}{\rho_1 v_1 + \rho_2 v_2} = 1 - A_j^2. \quad (2.31)$$

Тогда, положив $b_k = 1$, формулу (2.30) для случая нормального падения преобразуем к виду

$$a_k = \frac{1}{r_s} \prod_{i=1}^m A_i \prod_{j=1}^n (1 - A_j^2), \quad (2.32)$$

где $r_s = \sum_{l=1}^P h_l$, $P = m + 2n + 1$ – количество прохождений волны через слои покрывающей толщи на ее пути вниз и вверх.

Время прихода k -й отраженной волны в случае нормального падения в горизонтально-слоистой среде равно

$$t_k = \sum_{l=1}^P \frac{h_l}{v_l}, \quad (2.33)$$

где h_l и v_l – мощность и скорость каждого из слоев, пробегаемых k -й волной на ее пути вниз и вверх.

Формулы (2.32) и (2.33) позволяют рассчитывать относительные амплитуды и времена прихода отраженных волн (однократных и многократных) при малых углах падения в абсолютно упругих средах. Когда необходимо учесть потерю сейсмической энергии при распространении волн в реальных геологических условиях, обычно используют модель среды с частотно независимым декрементом поглощения. Если расчетный луч при нормальном падении проходит в i -м слое с величиной декремента поглощения θ_i путь h_i при длине волны λ_i , то формула (2.32) для амплитуды k -й отраженной волны может быть дополнена следующим образом:

$$a_k = \frac{1}{r_s} \prod_{i=1}^m A_i \prod_{j=1}^n (1 - A_j^2) e^{-\sum_{l=1}^p \theta_l h_l / \lambda_l}. \quad (2.34)$$

Здесь длина волны $\lambda_i = T_s v_i$ соответствует видимому периоду колебания T_s , т. е. преобладающей частоте их спектра.

По мере удаления точки наблюдения от источника углы падения возрастают и постепенно увеличивается интенсивность обменных волн, которые по амплитуде могут даже превзойти монотипные волны. С удалением от источника появляются также преломленные волны различной природы.

Следует обратить внимание на важную особенность образования преломленных волн в многослойной среде. Ранее было установлено, что в двухслойной среде условием образования головной волны является положительный скачок скорости на границе слоев. В многослойной среде это условие является только необходимым, но не достаточным. Наблюдение на дневной поверхности преломленной (головной) волны от некоторой сейсмической границы возможно лишь в том случае, если скорость в преломляющем пласте больше, чем в любом из вышележащих слоев. Это утверждение прямо следует из закона Снеллиуса: в противном случае луч не может упасть на данную границу под критическим углом, т. к. прежде произойдет его полное внутреннее отражение в вышележащем слое с большей скоростью. Такое явление называют эффектом экранирования. Оно накладывает ограничения на возможности изучения некоторых сейсмических границ с помощью преломленных волн.

В указанном виде эффект экранирования определяется законами геометрической сейсмики, которые справедливы в толстослоистых

средах. Если экранирующий пласт тонкий, т. е. его мощность мала по сравнению с длиной волны, то эффект экранирования ослабляется или даже практически отсутствует.

Слой с аномально высокой скоростью оказывает существенное влияние также на свойства волн, отраженных от нижележащих границ. С увеличением угла падения эти волны все большую часть своего пути, в соответствии с законом Снеллиуса, проходят внутри высокоскоростного слоя по очень пологой траектории, которая близка к траектории скользящей волны, порождающей головные волны. В результате отраженные волны по своим кинематическим параметрам приближаются к головным волнам. Их называют подэкранными отраженными волнами.

2.2.4. Тонкослоистая среда

Если мощность слоя мала по сравнению с длиной волны, то отражения от его кровли и подошвы не могут наблюдаться раздельно и образуют сложную интерференционную картину колебаний. В ней одноименные спектральные составляющие элементарных отражений складываются с различными фазовыми сдвигами, усиливая или ослабляя друг друга. Тем самым маломощный слой действует на отраженную волну как линейный частотный фильтр, характеристика которого определяется геометрическими и акустическими параметрами слоя и вмещающей среды.

Тонким слоем называют такой, мощность которого δh не превышает четверти длины волны, т. е. временная мощность δt (время пробега волны в слое) не превышает четверти периода колебаний:

$$\frac{\delta h}{\lambda} = \frac{\delta t}{T} \leq \frac{1}{4}. \quad (2.35)$$

Как видно, понятие тонкого слоя является относительным, так что один и тот же слой в зависимости от длины волны может рассматриваться то как тонкий, то как толстый.

Рассмотрим *нормальное отражение* плоской продольной волны от тонкого слоя 2 мощностью δh , который расположен между толстыми слоями 1 и 3 (рис. 2.18, а). Акустические жесткости слоев равны γ_1 , γ_2 и γ_3 соответственно. Пусть сверху на кровлю слоя – границу R_1 вертикально падает гармоническая волна P_1 с частотой колебаний v ,

т. е. периодом $T = 1/v$. (На рис. 2.18, а все лучи для наглядности изображены косыми.) Образуется гармоническая отраженная волна P_{11} с амплитудой a_{11} , пропорциональной коэффициенту отражения этой границы $A_1 = (\gamma_2 - \gamma_1)/(\gamma_1 + \gamma_2)$. Волна P_{12} , проходящая внутрь слоя 2, частично отражается как волна P_{122} от его подошвы – границы R_2 с коэффициентом отражения $A_2 = (\gamma_3 - \gamma_2)/(\gamma_2 + \gamma_3)$ и возвращается к кровле слоя. Здесь она частично проходит в покрывающий слой 1 как волна P_{1221} , а частично снова отражается внутрь тонкого слоя как волна P_{1222} . Повторным отражением от подошвы слоя и прохождением в верхнюю среду образуется волна P_{122221} и т. д. В результате многократные отражения от подошвы тонкого слоя, быстро убывающие по интенсивности, но следующие друг за другом через очень небольшие промежутки времени, образуют интерференционное отражение P'_{11} с некоторой суммарной амплитудой a'_{11} . Отношение амплитуд суммарного многократного и простого однократного отражений определяется формулой

$$\frac{a'_{11}}{a_{11}} = \sqrt{\frac{1+2d\cos 2\pi v t + d^2}{1+2b\cos 2\pi v t + b^2}}, \quad (2.36)$$

где $d = A_2(1-A_1^2)/A_1$, $b = A_1 A_2$, $t = 2\delta t$ – двойная временная мощность слоя, определяющая последовательное запаздывание многократных отражений от подошвы тонкого слоя. Эта зависимость является периодической функцией от относительной временной мощности тонкого слоя $t/T = tv$ с периодом повторения $tv = 1$. На рис. 2.18, б, в изображены графики зависимости отношения a'_{11}/a_{11} от аргумента tv . Эту зависимость называют **частотной характеристикой тонкого слоя**. Она является периодической функцией, и к области тонкого слоя относится та ее часть, где аргумент изменяется в пределах $0 \leq tv \leq 0,5$. Здесь частотные характеристики – монотонные возрастающие или убывающие функции.

Тонкий слой называют **контрастным**, если его акустическая жесткость выше или ниже, чем у обоих вмещающих пластов. **Контрастный слой имеет частотную характеристику типа ФВЧ** (рис. 2.18, б), т. е. спектр отраженной волны обогащается высокочастотными составляющими. С уменьшением мощности тонкого контрастного слоя интенсивность отраженной волны убывает. Однако даже при очень малой мощности, когда $\delta h/\lambda = 0,03-0,05$, амплитуда суммарного отраже-

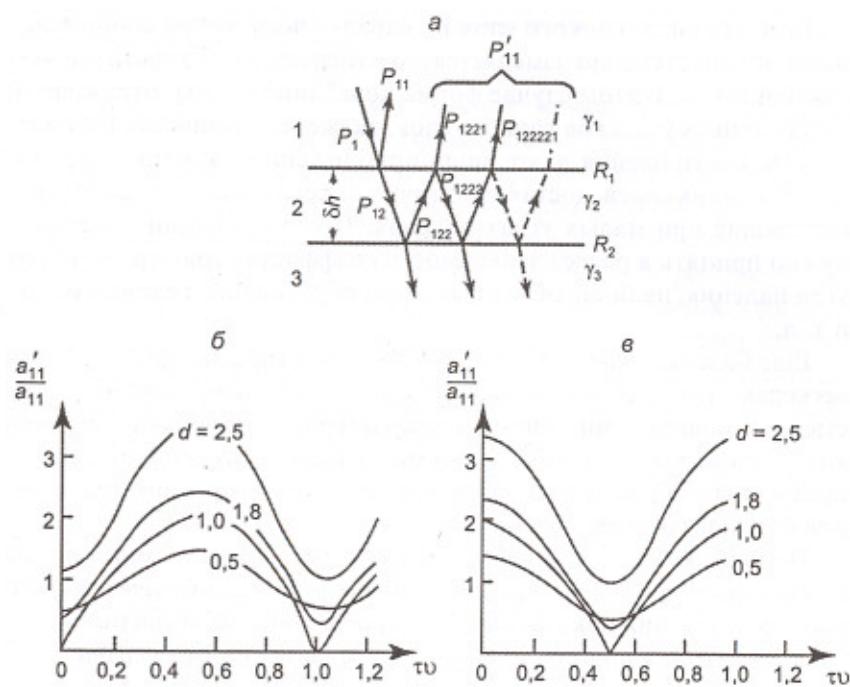


Рис. 2.18. Отражение волны от тонкого слоя:
а – лучевая схема; б – типичные частотные характеристики контрастных слоев;
в – типичные частотные характеристики переходных слоев

ния может составлять 0,5–0,7 амплитуды отражения от кровли слоя. Следовательно, даже очень тонкие контрастные слои могут образовывать отраженные волны значительной интенсивности.

Если величина акустической жесткости тонкого слоя лежит между значениями волновых сопротивлений вмещающих пластов, то слой называют **переходным**. Он имеет **частотную характеристику типа ФНЧ** (рис. 2.18, в), т. е. обогащает спектр отраженной волны низкочастотными составляющими. Наличие переходного слоя приводит к уменьшению амплитуды отражения по сравнению со случаем непосредственного контакта вмещающих пластов.

Таким образом, отражения от тонких слоев по форме колебаний могут существенно отличаться от падающей волны даже при малых углах падения.

Если границы тонкого слоя не параллельны между собой и его мощность постепенно изменяется, то изменяется и его частотная характеристика. В этом случае форма колебаний волны, отраженной от различных участков тонкого слоя, окажется различной. Рассмотренные соотношения дают лишь приближенную картину отражения от тонких слоев, достаточно точно описывающую явления, происходящие при малых углах падения. При увеличении последних нужно принять в расчет зависимость коэффициентов отражения от угла падения, наличие обменных волн, образование головных волн и т. д.

Еще более сложной оказывается волновая картина, когда имеется несколько чередующихся тонких пластов с различными упругими свойствами и мощностями. Частотные характеристики совокупности тонких слоев весьма разнообразны и могут быть малоустойчивыми, существенным образом изменяясь при небольших вариациях параметров отдельных слоев.

Подобным же образом можно рассмотреть влияние тонкого слоя на спектральный состав проходящей через него гармонической волны. Исследования показывают, что при обычно наблюдаемых коэффициентах отражения суммарная проходящая волна имеет сравнительно устойчивый спектральный состав.

2.3. Градиентные и анизотропные среды [47, 55]

До сих пор мы имели дело со слоисто-однородными средами, в которых упругие свойства неизменны в пределах каждого слоя. В реальных геологических условиях под влиянием ряда факторов (возраста, глубины залегания, тектонических напряжений и др.) со временем происходят изменения упругих свойств пород в пределах отдельных слоев, в частности, – постепенное увеличение сейсмических скоростей с глубиной, в результате чего возникают градиентные среды. Другим важным свойством, которое нередко обнаруживается в массивах горных пород, является анизотропия их упругих свойств, приводящая к зависимости величин сейсмических скоростей от направления. Такой эффект возникает как за счет тонкослоистой структуры отложений, так и вследствие развития пространственно ориентированной трещиноватости горных пород.

2.3.1. Рефрагированные волны в градиентной среде

Среда называется градиентной, если ее свойства постепенно изменяются в пространстве, т. е. являются непрерывными функциями координат. Такая среда является неоднородной и может рассматриваться как предельный случай слоисто-однородной среды при неограниченном возрастании количества слоев с уменьшением их мощностей и различий упругих свойств. В градиентной среде продольные и поперечные волны не являются независимыми, т. е. не существуют в чистом виде: распространение деформаций одного вида сопровождается возникновением деформаций другого вида. При небольших значениях градиента, когда относительные изменения упругих свойств на расстояниях длины волны оказываются малыми, среду называют слабоградиентной. В этом случае скорости v_p и v_S являются медленно изменяющимися функциями координат, так что продольные и поперечные волны можно считать практически независимыми, как в однородных средах. Это позволяет для слабоградиентных сред, к которым относятся многие геологические объекты, использовать уже известные нам волновые и лучевые построения.

Рассмотрим траекторию лучей в среде, где скорость изменяется только в одном направлении. Пусть это направление – вертикальная ось z и задана зависимость $v(z)$. Обозначим через α_0 угол с вертикалью луча, исходящего из источника O при $z = 0$ (рис. 2.19, а). Вследствие плавного изменения скорости луч испытывает непрерывное изменение угла наклона с глубиной, поскольку в любой точке среды должен соблюдаться закон Снеллиуса (2.7), требующий для всякого луча сохранение неизменным его параметра p – отношения синуса угла наклона к скорости движения. В градиентной среде закон Снеллиуса можно записать в виде

$$p = \frac{1}{v_k} = \frac{\sin \alpha(z)}{v(z)}. \quad (2.37)$$

Построив множество лучей с различными начальными углами α_0 , найдем положение ортогональных к лучам волновых фронтов D_1 , D_2 , D_3 , ..., соответствующих различным временам t_1 , t_2 , t_3 . Волну, имеющую в градиентной среде криволинейные лучи, называют рефрагированной. Ее важной особенностью является то, что при положительном градиенте скорости ($dv/dz > 0$) она возвращается к поверхности. В разных точках поверхности C_1 , C_2 , C_3 , ... наблюдаются лучи, про-

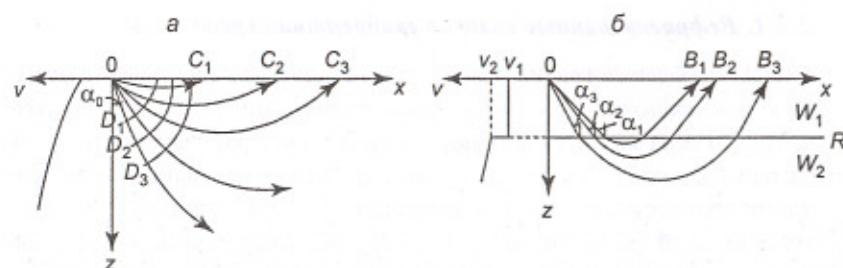


Рис. 2.19. Траектории волн в градиентных средах:
а – прямая рефрагированная волна; б – преломленно-рефрагированная волна

никшие в среду на различную глубину. Это позволяет изучать ее внутреннее строение путем наблюдения рефрагированных волн на поверхности.

Пусть граница R разделяет однородную среду W_1 и градиентную среду W_2 (рис. 2.19, б). На границе скорость имеет положительный скачок от v_1 до v_2 и далее непрерывно возрастает. Исходящие из источника O лучи в среде W_1 прямолинейны и составляют разные углы α с нормалью к границе. Преломившись на ней, эти лучи в среде W_2 становятся криволинейными, будучи обращены выпуклостью вниз. Вернувшись к границе R , они через однородный слой W_1 выйдут на поверхность в разных точках B_1, B_2, B_3, \dots . Такую волну называют преломленно-рефрагированной. При слабой градиентности нижней среды лучи, падающие на границу R под углами, близкими к критическому углу i ($\sin i = v_1/v_2$), мало заглубляются в нее. Поэтому по кинематическим характеристикам преломленно-рефрагированная волна близка к головной, которая возникает на границе однородных сред со скоростями v_1 и v_2 .

Отметим здесь важное обстоятельство. Настоящие головные волны, образующиеся за счет волны, падающей на границу под критическим углом и скользящей вдоль поверхности преломляющего слоя, не могут иметь большую интенсивность из-за незначительности энергии, переносимой этим путем. Поэтому волны, наблюдавшиеся в сейсморазведочной практике и относимые по своей кинематике к преломленным, на самом деле обычно являются преломленно-рефрагированными. Их образование называют эффектом проницания 2-го рода.

При отрицательном градиенте скорости изменяется знак кривизны рефрагированной волны и лучи обращены выпуклостью кверху. В этом случае, который называют инверсией скорости, волна не возвращает-

ся к поверхности и ее лучи с глубиной приближаются к вертикальному направлению.

2.3.2. Волны в анизотропных средах. Квазианизотропия

Среда, свойства которой не одинаковы по разным направлениям, является анизотропной. Анизотропия упругих свойств, в частности – сейсмической скорости, объясняется определенной упорядоченностью строения среды. Функция, описывающая изменение сейсмической скорости в зависимости от направления, называется индикатором скорости.

Согласно теории упругости, в самом общем случае при отсутствии элементов симметрии в упругих свойствах однородной среды она характеризуется 21 независимой константой. По мере упрощения свойств среды их количество сокращается до 9, 6 и 3 при орторомбической, гексагональной и кубической симметриях соответственно. Наконец, в изотропной среде, свойства которой одинаковы по всем направлениям, остаются только два независимых упругих параметра λ и μ , входящие в уравнение динамического равновесия Ламэ (1.1).

Для сейсморазведочной практики наиболее интересна модель среды, у которой свойства не зависят от направления в одной плоскости, называемой плоскостью изотропии. Перпендикуляр к этой плоскости является осью симметрии. Такую модель называют поперечно-изотропной средой, или трансверсально-изотропной средой (ТИС). Она характеризуется пятью независимыми упругими константами. Ее используют в качестве модели осадочной толщи с плоскопараллельной горизонтальной слоистостью (горизонтальная ТИС) и модели изотропного массива с плоскопараллельной вертикальной трещиноватостью (вертикальная ТИС).

Если ТИС имеет тонкослоистый характер, т. е. состоит из слоев, мощности которых малы относительно длины волны, то ее можно рассматривать как квазианизотропную среду. В ней лучи практически прямолинейны, как в однородной среде, но сейсмические скорости зависят от направления, как в анизотропной среде.

Распространение упругих колебаний в квазианизотропных средах имеет существенные особенности по сравнению с изотропными средами. В квазианизотропных средах в общем случае сейсмические лучи не ортогональны фронтам волн. Поэтому лучевая (групповая) скорость w в направлении переноса энергии отличается от нормальной (фазовой) скорости v в направлении, перпендикулярном поверхности фронта, при-

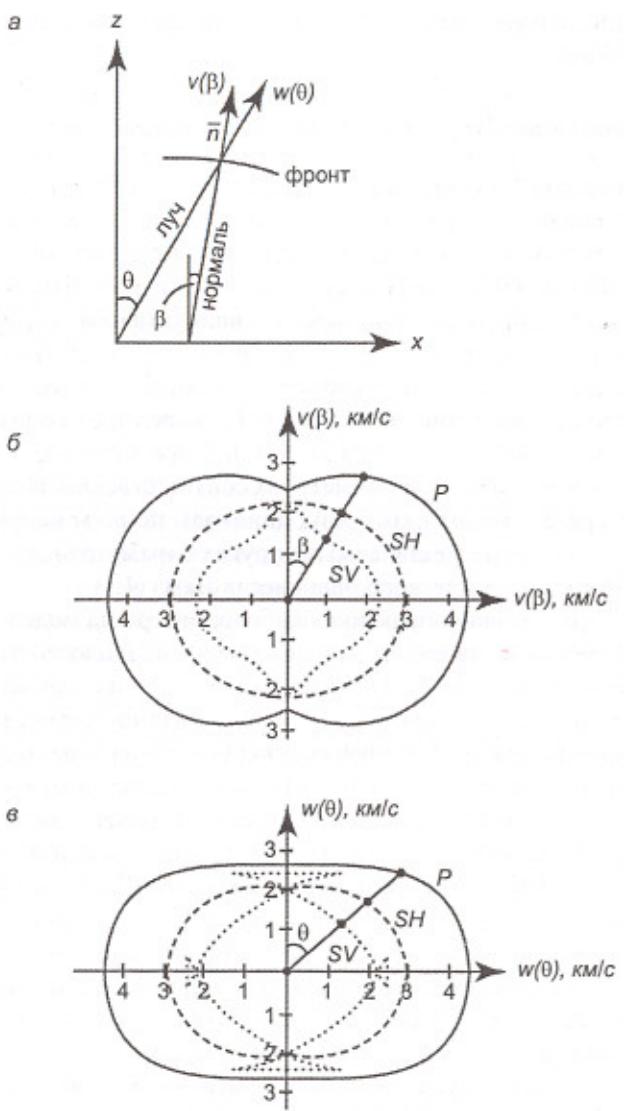


Рис. 2.20. Волны в анизотропных средах:
 а – соотношение луча и фронта волны; примеры индикатрис скоростей
 в трансверсально-изотропной среде; б – нормальная (фазовая) скорость $v(\beta)$;
 в – лучевая (групповая) скорость $w(\theta)$

чем $w \geq v$ (рис. 2.20, а). При квазианизотропии нарушаются простые соотношения между направлениями смещения частиц среды и направлением распространения волны. Здесь существуют не два, как в однородной среде, а три типа объемных волн, поскольку *поперечные колебания типов SV и SH распространяются в одном направлении с различными скоростями*. В анизотропных средах следует говорить о *квазипродольных и квазипоперечных волнах*, так как в общем случае направления распространения упругой энергии деформации объема и сдвига оказываются взаимосвязанными. В частных случаях, когда фронт волны параллелен плоскости изотропии (слоистости) или перпендикулярен к ней, распространяются чисто продольные и чисто поперечные волны, луч совпадает с нормалью к фронту и соответствующие скорости равны ($w = v$). В общем случае индикатрисы фазовой скорости для волн P , SV и SH имеют разный характер в зависимости от угла β между нормалью к фронту волны и осью симметрии (рис. 2.20, б); зависимость $v_{SH}(\beta)$ имеет монотонный характер, в отличие от зависимости $v_{SV}(\beta)$, а для функции $v_P(\beta)$ возможны оба варианта. Если на индикатрисе фазовой скорости $v_{SV}(\beta)$ имеется вогнутость, как на рис. 2.20, б, то на индикатрисе групповой скорости $w_{SV}(\theta)$ может образоваться петля (рис. 2.20, в). Это означает, что по некоторым направлениям лучей групповая скорость имеет три различных величины. Для волн типов P и SH минимальные значения скоростей $v_{\perp} = w_{\perp}$ наблюдаются в направлении нормальному к слоистости ($\theta = \beta = 0$), а максимальные значения скоростей $v_{\parallel} = w_{\parallel}$ – в направлении слоистости ($\theta = \beta = 90^\circ$). Анизотропные свойства среды характеризуются коэффициентами анизотропии

$$k_v = \frac{v_{\parallel}}{v_{\perp}}, \quad k_w = \frac{w_{\parallel}}{w_{\perp}}, \quad (2.38)$$

которые определяются для каждого типа волн.

Контрольные вопросы

1. Какие вторичные волны образуются на сейсмической границе при падении на нее продольной волны?
2. Почему при нормальном падении продольной волны на границу не образуются обменные волны?

3. Что такое кажущаяся скорость и какой может быть ее величина по сравнению с истинной скоростью?
4. Сформулируйте закон Снеллиуса и объясните его значение.
5. Может ли луч проходящей обменной волны быть прямым продолжением луча падающей продольной волны?
6. В каких пределах может варьировать коэффициент отражения и каков физический смысл его знака?
7. Почему амплитуда приходящей снизу продольной волны вдвое возрастает при выходе волны на дневную поверхность?
8. Что такое критический угол падения?
9. Объясните отсутствие обменных волн при падении на границу поперечной волны типа SH .
10. При каких условиях сейсмическая граница является отражающей и при каких условиях – преломляющей?
11. В каких случаях амплитуда отраженной волны может возрастать с удалением от границы?
12. В чем заключается особенность дифрагированной волны по сравнению с отраженной?
13. Что такое эффективная отражающая площадка и как оценивается ее размер?
14. Охарактеризуйте кинематические и динамические свойства поверхностной волны Релея.
15. Какова основная причина малой интенсивности многократно отраженных волн?
16. Как образуется волна-спутник?
17. В чем отличие псевдорелевской волны от релеевской?
18. По какой причине энергия интерференционных волн может далеко распространяться по внутреннему волноводу?
19. Объясните эффект экранирования в сейсморазведке.
20. Какказываются тонкие слои на спектре отраженных от них волн?
21. В какой среде распространяется рефрагированная волна и какова ее траектория?
22. Какую среду называют квазанизотропной и каково в ней соотношение фронтов и лучей волн?
23. В чем различие фазовой и групповой скоростей в квазанизотропных средах?
24. Что определяет коэффициент анизотропии?

Глава 3. Геологические основы и методы сейсморазведки

Изучение с помощью сейсморазведки земной коры возможно в той степени, в какой слагающие ее горные породы различаются своими упругими свойствами. Анализ и интерпретация наблюдаемых волновых полей исходит из существования более или менее устойчивых закономерностей распределения сейсмических свойств горных пород в зависимости от их состава, условий образования и залегания, изменений в ходе геологических процессов. На основе такой информации делается выбор подходящих сейсмических методов при решении конкретных геологических задач и рассматриваются методические вопросы оптимизации условий возбуждения и приема упругих колебаний.

3.1. Упругие волны в горных породах [2, 14, 35, 44, 53]

Горные породы являются сложными многокомпонентными и многофазными образованиями с разнообразной внутренней структурой и такими свойствами как слоистость, пористость, трещиноватость и др. Реальные породы весьма далеки от тех идеальных моделей сплошных упругих сред, на которых построена классическая теория распространения сейсмических волн. Тем не менее основные выводы этой теории неплохо согласуются с волновыми полями, которые наблюдаются в большинстве консолидированных пород – изверженных, метаморфических, осадочных. Причина заключается в том, что размеры элементов внутренней неоднородности горных пород очень малы по сравнению с длинами волн, используемых в сейсморазведке. Такие неоднородности проявляются лишь в интегральном виде, определяя осредненные, эффективные свойства реальных сред. Для сейсморазведки важнейшим свойством горных пород является скорость распространения в них упругих волн продольного и поперечного типа.

3.1.1. Скорости сейсмических волн

Согласно теории упругости, скорости сейсмических волн v_p (1.3) и v_S (1.4) зависят от плотности среды ρ и ее модулей упругости E и σ .

В горных породах эти параметры определяются множеством разнородных факторов – литологическим и гранулометрическим составом, пустотностью (пористостью, кавернозностью, трещиноватостью), флюидонасыщенностью, внутрипластовым давлением, воздействиями метаморфизма и тектоники, глубиной залегания, возрастом, температурой и пр.

Влияние плотности на изменения сейсмических скоростей в целом невелико, поскольку в большинстве горных пород диапазон вариации плотности ограничен пределами от 1,4 до $3,2 \text{ г/см}^3$. Минимальные относительные изменения ρ характерны для изверженных пород, а максимальные – для осадочных, но и они не превышают 20–30%. Из структуры вышеупомянутых формул следует обратная зависимость скорости от плотности: если плотность относительно увеличивается (уменьшается) на $\epsilon \%$, а значения упругих модулей остаются неизменными, то скорость относительно уменьшается (увеличивается) на $\epsilon/2 \%$.

По экспериментальным данным, для большинства горных пород *характерна положительная корреляция между их плотностью и сейсмическими скоростями v_p и v_s* , т. е. более плотные породы обычно являются и более высокоскоростными. Такая ситуация как будто противоречит рассматриваемым формулам, однако это несогласие – только кажущееся. Дело в том, что с увеличением плотности породы ρ , как правило, еще быстрее возрастает ее модуль Юнга E , в результате чего происходит увеличение скоростей v_p и v_s . Модуль Юнга E в различных горных породах изменяется на несколько порядков – от уровня около 10^2 МПа в слабых осадочных образованиях до уровня порядка 10^5 МПа (10^6 кг/см^2) в крепких изверженных породах. За счет этого фактора величины сейсмических скоростей могут различаться в десятки раз.

Коэффициент Пуассона σ теоретически изменяется в диапазоне 0–0,5. К левому пределу приближаются упругие свойства жестких кристаллических пород, к правому – мягких пластичных отложений. В жидких несжимаемых средах, где отсутствуют деформации сдвига, $\sigma = 0,5$. В большинстве горных пород коэффициент Пуассона имеет значения от 0,15 до 0,35, т. е. варьирует относительно среднего значения 0,25 в пределах всего $\pm 0,1$. Однако в формулы, определяющие v_p и v_s , величина σ входит таким образом, что даже небольшие ее вариации сильно сказываются на значениях скоростей.

Воздействие на упругие свойства горных пород множества разнохарактерных факторов приводит к тому, что *не существует однознач-*

ной связи между геологическим определением породы и ее скоростной характеристикой: совершенно разные породы могут иметь одинаковые значения скоростей, а породы одного названия могут существенно отличаться по своим скоростям. Поэтому для различных горных пород или их комплексов можно указать только пределы вероятных значений скоростей, как это сделано для продольных волн в табл. 3.1. (Там же даны оценки величин декрементов поглощения продольных волн θ_p , которые будут рассмотрены позже – п. 3.1.3).

Таблица 3.1

Породы, среды	$v_p, \text{ км/с}$	$\theta_p \times 10^3$
Воздух	0,31–0,36	0,5
Вода	1,43–1,59	0,05
Почва, сухие рыхлые отложения зоны выветривания – пески, глины, суглинки	0,1–1,2	10^2 – 10^3
Слабые терригенные породы верхней части разреза – песчаники, глины, мергели	1,5–3,0	10 – 10^2
Лед и мерзлые породы верхней части разреза	3,0–4,5	0,1–1
Крепкие терригенные, карбонатные, хемогенные породы – песчаники, аргиллиты, известняки, ангидриты, соль	2,5–6,5	1 – 10^2
Магматические и метаморфические породы	4,5–7,0	1 – 10^2

На рис. 3.1 в виде таблицы – диаграммы представлены скоростные характеристики наиболее распространенных горных пород. Здесь изображены обобщенные по многим экспериментальным данным гистограммы распределения продольных и поперечных скоростей, а также гистограммы распределения величины их отношения $\gamma = v_s/v_p$. Эта иллюстрация дает наглядное представление об основных тенденциях изменения скоростных свойств пород различного происхождения, состава и условий залегания.

Приведенные материалы свидетельствуют, что скорость продольных волн в рыхлых породах самой верхней выветренной части разреза обычно не превышает 1 км/с. В коренных терригенных отложениях она редко превышает 4 км/с, а в карбонатных и гидрохимических породах может увеличиваться до 6 км/с. В изверженных и метаморфи-

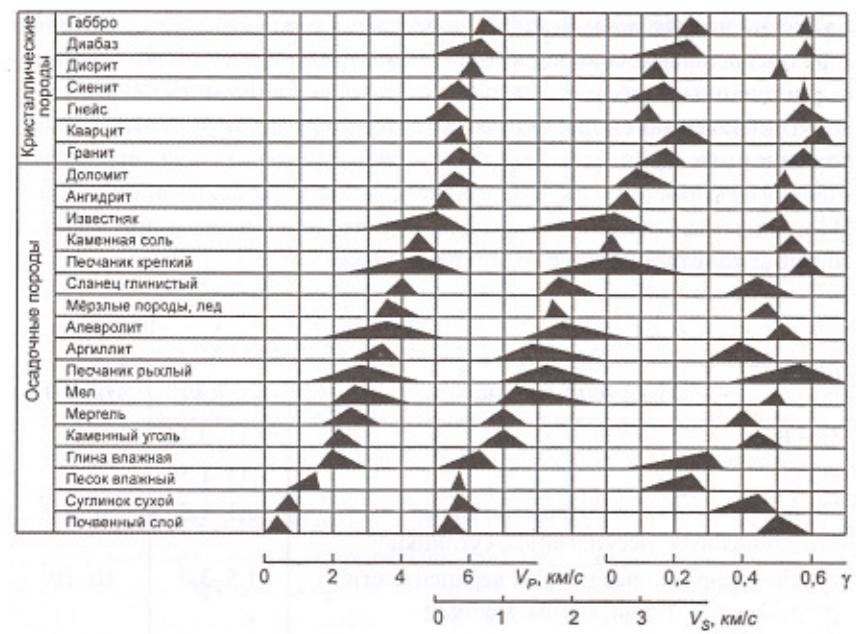


Рис. 3.1. Распределение скоростей v_p , v_s и их отношения $\gamma = v_s/v_p$ для наиболее распространенных горных пород

ческих породах v_p достигает 6,5–7 км/с, в целом возрастая с увеличением их основности и степени метаморфизма. У подошвы земной коры (границы Мохоровичича) величина v_p , судя по оценкам скоростей преломленной волны, достигает 8 км/с. Правда, вещественный состав пород на этой глубине достоверно не известен.

Из рис. 3.1 видно, что скорости поперечных волн в целом изменяются согласно со скоростями продольных волн. Теоретически отношение $\gamma = v_s/v_p$ может находиться в пределах от 0 (флюиды) до $1/\sqrt{2} = 0,7$ (в случае $\sigma = 0$). В большинстве консолидированных пород величина γ составляет 0,4–0,6, что соответствует для σ диапазону значений 0,4–0,2. Однако в очень рыхлых песчано-глинистых образованиях величина γ может составлять 0,2–0,3 и даже меньше. В целом закономерности распределения v_s изучены хуже, чем v_p .

Породы одного литологического состава могут заметно отличаться по сейсмическим скоростям из-за своей внутренней структуры, обус-

ловленной условиями формирования. Это хорошо заметно на терригенных породах, образовавшихся в разной гидродинамической обстановке: отложения, возникшие в низкоэнергетической обстановке шельфов и гранулометрически более однородные, обычно имеют скорости меньшие, чем отложения, накопленные в высокоенергетической прибрежной обстановке и гранулометрически менее отсортированные. Относительно низкоскоростными оказываются органогенные карбонаты, по сравнению с хемогенными.

Очень существенным фактором для величин сейсмических скоростей является степень пустотности горных пород, прежде всего – их пористости. При прочих равных условиях, с увеличением пористости породы сейсмические скорости в ней уменьшаются. Эта зависимость наиболее выражена в терригенных отложениях, у которых величина пористости может достигать 30–40%. Такие породы, особенно пески и песчаники, рассматривают как гетерогенные среды, состоящие из твердого скелета (зерен) и пор, заполненных флюидом (жидкостью, газом и их смесью). Для подобной модели скорость v_p оценивается приближенным эмпирическим соотношением, известным как уравнение среднего времени:

$$\frac{1}{v_p} = \frac{k_{\Pi}}{v_{\Phi}} + \frac{1-k_{\Pi}}{v_T}, \quad (3.1)$$

где k_{Π} – коэффициент пористости, v_T и v_{Φ} – скорости продольных волн в твердом скелете и флюиде соответственно.

На рис. 3.2, а показаны типичные графики уменьшения скорости продольных волн с увеличением коэффициента пористости при заполнении пор воздухом или водой. Зависимость $v_p(k_{\Pi})$ имеет экспоненциальный характер: наибольшие снижения скорости происходят на начальном участке возрастания пористости. Наличие во влагонасыщенных породах воздуха (газа) приводит, вследствие его большой сжимаемости, к уменьшению общей упругости породы и уменьшению скорости в ней. При полном насыщении пор водой происходит резкое уменьшение сжимаемости породы и скачкообразное увеличение скорости v_p . На скорости поперечных волн v_s степень водонасыщенности практически не сказывается (рис. 3.2, б). Этот эффект используют для определения сейсморазведкой уровня грунтовых вод (УГВ) в рыхлых отложениях.

Замерзание воды, находящейся в порах, кавернах, трещинах, вызывает резкое возрастание сейсмических скоростей в породе, посколь-

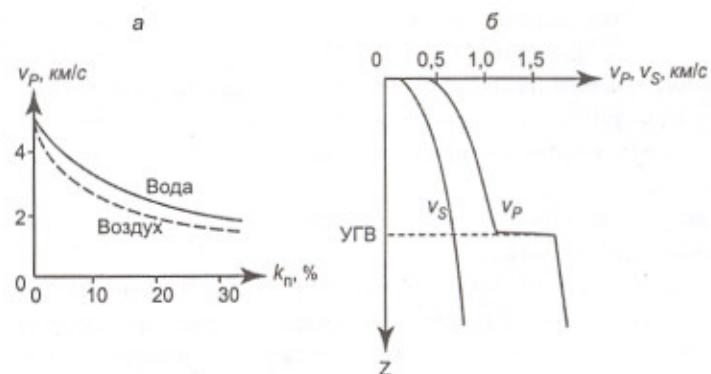


Рис. 3.2. Влияние флюидов на сейсмические скорости:

а – уменьшение скорости в песчанике с увеличением пористости при заполнении пор водой или воздухом; б – изменение с глубиной скоростей v_p и v_s в верхней части разреза, содержащей грунтовые воды

ку скорость v_p во льду почти в 2,5 раза выше, чем в воде. В зависимости от пористости, относительного содержания замерзшей и незамерзшей воды, ее минерализации и температуры скорость продольных волн может возрастать на 1–2 км/с. Это существенно изменяет скоростные характеристики верхней части разреза в зонах распространения мерзлых пород: здесь наблюдается так называемая *инверсия скоростей*, когда от поверхности на некотором интервале глубин скорости уменьшаются по мере перехода от мерзлых к талым отложениям.

Для осадочных пород характерно более или менее существенное увеличение скорости с глубиной их залегания из-за роста горного давления. Это обусловлено, с одной стороны, уменьшением пористости, что согласно (3.1) увеличивает v_p , поскольку $v_p > v_\phi$. С другой стороны, скорость v_t зависит от площади соприкосновения соседних зерен породы, которая возрастает с увеличением давления, что приводит к увеличению модуля Юнга и, соответственно, скоростей v_t и v_p . Возрастание скоростей с глубиной наиболее выражено у терригенных пород, отличающихся высокой начальной пористостью. В менее пористых карбонатных отложениях это свойство проявляется значительно слабее, а у хемогенных пород оно практически не заметно. На рис. 3.3, а представлены обобщенные графики изменения

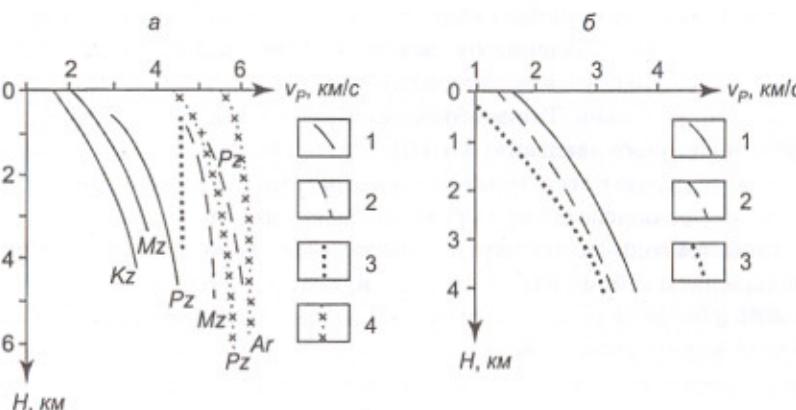


Рис. 3.3. Изменения скоростей продольных волн с глубиной:

а – для пород различного вещественного состава и возраста – терригенных пород кайнозоя, мезозоя и палеозоя (1), карбонатных пород мезозоя и палеозоя (2), каменных соли (3), кристаллических пород палеозойского и архейского фундамента (4); б – для кайнозойских песчаников, насыщенных водой (1), нефтью (2), газом (3)

с глубиной скоростей v_p осадочных пород различного состава, а также малопористых кристаллических пород фундамента. Из этих данных видно, что при одинаковом вещественном составе и равной глубине залегания более древние породы отличаются более высокими скоростями. Такой эффект объясняется длительностью воздействия процессов диагенеза, метаморфизма и тектонических напряжений, которые делают породы более жесткими и упругими. Зависимость эта довольно слабая: скорость возрастает приблизительно как корень шестой степени из абсолютного возраста отложений.

В пористых отложениях на значительных глубинах скорость зависит от соотношения внешнего геостатического давления со стороны вышележащей толщи и внутрив пластового давления флюида, заполняющего поры. Первое, уменьшая пористость, повышает скорость. Второе, создавая распор зерен породы, препятствует сокращению пористости и снижает скорость. Эффективное давление, определяющее величину скорости, практически равно разности внешнего и внутреннего давлений. В некоторых случаях отток флюида из песчанистых отложений под действием геостатического давления затруднен экрани-

рующим действием вмещающей глинистой породы. По этой причине внутрипластовое давление оказывается выше, чем нормальное *гидростатическое давление* на данной глубине, а скорость v_p в пласте – ниже нормального уровня. Такие объекты называют зонами *аномально высокого пластового давления* (АВПД). Благодаря повышенной пористости они обладают хорошими коллекторскими свойствами, но могут представлять опасность при проходке через них буровых скважин.

Зоны тектонических нарушений характеризуются значительным уменьшением сейсмических скоростей, которое может составлять до 30–40% и более, в зависимости от степени дезинтеграции пород. Обычно этот эффект сильнее выражен для поперечных волн, поэтому *отношение скоростей* $\gamma = v_S/v_p$ в зонах тектонического нарушения, разуплотнения и трещиноватости горных пород имеет пониженное значение.

При неизменном литологическом составе пласта осадочной породы в нем могут наблюдаться *латеральные (боковые) изменения скорости, связанные с пликативными структурными формами*. Чаще отмечается уменьшение скорости к сводовым частям поднятий, где сильнее развита трещиноватость пород. Но может иметь место и противоположный эффект, вызванный повышенным динамометаморфизмом в сводовых частях складок.

Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что *вариации сейсмических скоростей могут отображать изменения напряженного состояния массивов горных пород*. В частности, уменьшение скоростей и проявление их анизотропии могут быть приурочены к зонам разуплотнения и трещиноватости пород тектонического происхождения. Такие объекты, обладая повышенными коллекторскими свойствами, представляют интерес при поисках промышленных скоплений углеводородов.

По понятным причинам особый интерес вызывает изменение упругих свойств осадочных отложений за счет их нефтегазонасыщенности. Плотность ρ и скорость v_p пластовых вод несколько возрастают с глубиной из-за увеличения давления и минерализации. На глубинах нефтегазодобычи (1–6 км) величины указанных параметров составляют 1,1–1,2 $\text{г}/\text{см}^3$ и 1550–1700 $\text{м}/\text{с}$ соответственно. Повышение температуры воды до уровня около 80 °C вызывает увеличение скорости; при дальнейшем увеличении температуры (в тех же условиях) скорость уменьшается. Плотность газов (воздуха, метана и др.) при атмосферном давлении ничтожна – около 0,001 $\text{г}/\text{см}^3$ и возрастает в 20–30 раз на максимальных рассматриваемых глубинах. Изменения скоростей уп-

ругих волн в газах относительно невелики – от 300–500 $\text{м}/\text{с}$ на поверхности они возрастают примерно в полтора раза на этих глубинах. Нефть, в зависимости от ее химического состава, имеет при атмосферном давлении плотность 0,7–0,9 $\text{г}/\text{см}^3$ и скорость 1200–1300 $\text{м}/\text{с}$, которая монотонно убывает с увеличением температуры. Важнейшим фактором, влияющим на упругие свойства нефти, является ее газонасыщенность, возрастающая с глубиной вследствие увеличения давления и температуры. В результате скорость в нефти может уменьшаться в два раза и более – до 500–600 $\text{м}/\text{с}$.

Различие физических свойств внутрипоровых флюидов приводит к тому, что *в терригенных коллекторах замещение пластовых вод углеводородными газами вызывает относительное уменьшение скорости продольных волн на 5–20%*, в зависимости от пористости и флюидонасыщенности породы. При этом ее объемная плотность снижается на 3–10%. В случае вытеснения воды нефтью *относительные изменения v_p и ρ оказываются в 2–3 раза меньше по сравнению с газом*. На рис. 3.3, б приведены графики изменения с глубиной скорости v_p в некоторых песчаниках при различном составе внутрипорового флюида – воды, нефти и газа. В карбонатных коллекторах вышеописанные явления также имеют место, но их контрастность заметно ниже. *На скоростях поперечных волн v_S изменение состава внутрипорового флюида практически не сказывается*.

Уменьшение плотности и скорости в нефтегазонасыщенных терригенных коллекторах приводит к значительному снижению их акустической жесткости $\gamma_p = v_p \rho$, достигающему 20–30%. Это может вызвать существенное изменение величины и даже знака коэффициента отражения от границы коллектора с вмещающей породой. Другой сейсмический эффект связан с изменением величины коэффициента Пуассона при смене состава флюида, в результате чего может существенно изменяться характер зависимости коэффициента отражения от величины угла падения. Указанные эффекты успешно используют в сейсморазведке при поисках нефтегазовых залежей.

Известны месторождения углеводородов – *газогидратных залежей метана*, встречающихся в районах многолетней мерзлоты и в придонных осадках морей при толще воды более 300 м. Это твердые концентрированные растворы газов во льду, образующиеся под действием высоких давлений и низких температур. Они имеют практическое значение как перспективные источники горючих

ископаемых. Залежи газогидратов отличаются относительно низкой плотностью ($0,9 \text{ г}/\text{см}^3$) и высокой скоростью ($3000 \text{ м}/\text{с}$). Эти значения примерно вдвое соответственно ниже и выше, чем у вмещающих песчанистых отложений. Такое соотношение плотностей и скоростей неблагоприятно для образования контрастных отражающих границ: акустические жесткости сравниваемых пород оказываются близкими по величине, что затрудняет обнаружение газогидратных залежей.

Тонкослоистые разрезы осадочных отложений проявляют свойства квазианизотропных сред поперечно-изотропного типа (п. 2.2.3). В таких средах максимальная скорость v_{II} наблюдается вдоль слоистости и минимальная v_{\perp} – перпендикулярно к ней. Отношение этих скоростей $k = v_{II} / v_{\perp}$ является коэффициентом анизотропии. Согласно экспериментальным данным, среди литологически однородных толщ наибольшей анизотропией характеризуются глинистые отложения, которые отличаются упорядоченной чешуйчатой текстурой. В них для продольных волн k_p достигает значений 1,2–1,5 и более. В песчаниках k_p редко превышает уровень 1,1–1,2. Карбонатные отложения имеют слабую анизотропию скоростей. Для поперечных волн анизотропия обычно выше, чем для продольных волн в тех же разрезах. При этом скорости поперечных волн SV и SH оказываются различными по одному и тому же направлению распространения из-за разной поляризации колебаний частиц среды относительно ориентировки ее слоистости.

Другой причиной анизотропии сейсмических скоростей является интенсивная трещиноватость горных пород, нарушающая сплошность их минерального скелета. При наличии системы трещин определенного направления скорость волн вдоль него максимальна, а поперек – минимальна. Определляемый коэффициент анизотропии зависит от формы и относительных размеров трещин по сравнению с преобладающей длиной волны, а также от упругих свойств заполнителя трещин. Поскольку зоны интенсивной трещиноватости пород являются потенциальными коллекторами углеводородов, их выявление и изучение сейсморазведкой имеет важное практическое значение.

3.1.2. Сейсмические границы

Сейсмические (сейсмогеологические) границы – это поверхности раздела геологических тел, различающихся своими упругими свойствами. Такими телами являются осадочные слои, массивы кристалличес-

ких пород, зоны тектонических нарушений и др. В образовании сейсмических границ основную роль играет изменение скоростных параметров горных пород, вариации плотности и поглощающих свойств имеют подчиненное значение.

Производственная сейсморазведка средних и больших глубин выполняется в основном методом отраженных волн, изучая отражающие границы преимущественно на продольных волнах. *Отражающая граница – поверхность раздела сред, отличающихся величиной акустической жесткости*, которая равна произведению плотности породы на скорость в ней (п. 2.1.1). Абсолютное большинство работ МОВ производится в осадочных бассейнах, где геологический разрез образован множеством пластов и слоев самой различной мощности и разнообразного литологического состава. По этой причине отражающие границы осадочного чехла служат основными объектами сейсморазведки и их свойства изучены наиболее полно с использованием геологических и геофизических материалов исследования скважин.

Многолетние работы в различных регионах показали, что наблюдаемую на сейсмограммах волновую картину обычно нельзя объяснить на основе простой *толстослоистой модели*, которая каждое отражение приписывает одной конкретной границе между двумя однородными пластами. Установлено, что в большинстве случаев импульс, выделяемый на сейсмограмме как отдельная волна, образовался в результате устойчивой интерференции элементарных отражений от множества очень близких границ в некоторой пачке маломощных про-пластков, рассматриваемой как *тонкослоистая модель*. В такой ситуации понятие сейсмической границы становится не столь простым, а ее прослеживание по отраженной волне и отождествление с геологической границей оказывается не столь однозначным.

Обширный опыт сейсморазведки свидетельствует, что *в целом сейсмические границы согласны с литологическими и обычно совпадают с ними*, хотя имеются примеры и иных соотношений. Например, отражающая граница может соответствовать поверхности эрозионного среза, под которую с угловым несогласием выходят пласти различного литологического состава. Наиболее резкие изменения упругих свойств горных пород связаны с перерывами осадконакопления, размывами, эрозионными срезами. Поэтому в осадочном разрезе *некоторые отражающие границы являются по существу возрастными (хроностратиграфическими) поверхностями*, которые обычно согласны со

стратолитологическими границами, но могут и пересекать их. Границами, не связанными со слоистостью, являются поверхности интрузивов, соляных тел, зон разуплотнения, трещиноватости и разрывных нарушений горных пород.

Отражающие границы характеризуются рядом свойств – резкостью, интенсивностью, гладкостью, устойчивостью. Резкость границы определяется расстоянием, на котором происходит изменение упругих свойств среды. При скачкообразном изменении акустической жесткости границу называют резкой, а при постепенном изменении – нерезкой (градиентной). В первом случае говорят о границе 1-го порядка, во втором – о границе 2-го порядка. Обычно резкими бывают границы пород разной литологии, а градиентными – подошвы коры выветривания кристаллических пород. Следует иметь в виду, что степень резкости является относительной мерой, поскольку она зависит от соотношения величины интервала изменения данного свойства и преобладающей длины волны.

Интенсивность границы определяется величиной ее коэффициента отражения A , т. е. относительным изменением на ней акустической жесткости контактирующих сред. Условно различают сильные ($|A| > 0,3$) и слабые ($|A| < 0,03$) отражающие границы, а также средние, занимающие промежуточное положение. К сильным границам относятся дневная поверхность земли и воды, подошва приповерхностной зоны выветривания, скалистое морское дно. Сильные отражающие границы встречаются в верхней части осадочных толщ, где наиболее часто контактируют контрастные по литологии пласти. Такие границы играют важную роль в формировании волновой картины, и с ними связано образование наиболее интенсивных многократных волн.

Гладкость границы характеризует степень ее зеркальности, т. е. способность к отражению когерентных волн, а не рассеянных колебаний. Этот показатель имеет две составляющие – геометрическую и петрофизическую. Гладкость границы тем выше, чем больше радиус кривизны ее поверхности по сравнению с длиной волны, и меньше изменения упругих свойств контактирующих сред на протяжении длины волны. Границы высокой гладкости наиболее благоприятны для изучения сейсморазведкой. Таковы многие литологические границы осадочного чехла. Границы малой гладкости называют шероховатыми. На них большая часть приходящих когерентных колебаний рассеивается из-за дифракции на геометрических и петрофизических не-

однородностях. Примерами таких границ являются эрозионные поверхности кристаллических фундаментов, диапировых штоков и т. п.

Устойчивость границы заключается в пространственной стабильности ее свойств, благодаря чему соответствующая отраженная волна сохраняет свои характеристики. Это важно для надежного отождествления и прослеживания волн на площади исследований, что обеспечивает корректность сейсмических построений. В осадочных разрезах устойчивость границы зависит прежде всего от выдержанности параметров тонкослоистых пачек – мощностей и упругих свойств составляющих их пластов и пропластков.

В терригенных отложениях континентальной формации, отличающейся нестабильностью условий осадконакопления, границы даже литологически однородных слоев обычно неустойчивы и передко шероховаты. В противоположность им условия на морских шельфах при долговременном формировании хорошо отсортированных терригенных и карбонатных отложений оказываются весьма стабильными, благодаря чему образуются гладкие, устойчивые и зачастую сильные отражающие границы.

Преломляющей границей служит кровля достаточно мощного пласта породы при том непременном условии, что в разрезе покрывающей толщи отсутствуют интервалы значительной мощности, скорости в которых превышают скорость в этом пласте (п. 2.2.3). Наиболее известной преломляющей границей, изученной во многих регионах, является кровля кристаллического фундамента, залегающего под осадочным чехлом. В самом чехле преломляющей границей может быть кровля толщи известняков, перекрытая менее скоростными песчано-глинистыми отложениями. Интенсивные преломленные волны образуются также на поверхности соляных штоков, изверженных массивов и т. п. В верхней части разреза известной преломляющей границей служит уровень грунтовых вод.

Образование преломленной волны обусловлено только скоростными свойствами сейсмогеологического разреза и не зависит от плотности пород. Если в преломляющем пласте имеется положительный вертикальный градиент скорости, то в нем возникает преломленно-рефрагированная волна. Заглубляясь в пласт, она опережает головную волну от его кровли, значительно превосходя последнюю по интенсивности. Такого рода волна передко наблюдается от сравнительно молодого фундамента палеозойского или мезозойского возраста.

Преломляющие границы также можно характеризовать степенью резкости, интенсивности, гладкости и устойчивости. Интенсивность в данном случае определяется относительным скачком скорости на границе. Когда скорость увеличивается вдвое и более, граница считается сильной. Геометрическая и петрофизическая шероховатости сказываются на преломленной волне значительно слабее, чем на отраженной. Это дает МПВ определенные преимущества перед МОВ при изучении шероховатых границ.

3.1.3. Поглощение и рассеяние волн

В первой главе (п.п. 1.2.1, 1.2.2) были рассмотрены основные закономерности процесса поглощения упругих колебаний при их распространении в реальных средах. В частности, отмечалось, что большинство экспериментальных оценок согласуется с представлением о линейной зависимости коэффициента поглощения от частоты, т. е. практической независимости от частоты декремента поглощения. Сведения о значениях коэффициентов поглощения продольных и особенно поперечных волн недостаточно полны и нередко противоречивы, что объясняется как большой изменчивостью физического состояния пород одного и того же состава, так и существенными различиями в условиях, технике и методике выполнявшихся измерений. Выявленные здесь общие закономерности, помимо отмеченных ранее, таковы. *Величины коэффициентов (и декрементов) поглощения в геологических средах варьируют в очень широких пределах, различаясь в сотни и даже тысячи раз*, тогда как скорости упругих волн в горных породах изменяются не более, чем в несколько десятков раз. Поглащающие свойства горных пород определяются прежде всего степенью их монолитности при слабом влиянии минерального состава, текстуры и т. п. В целом породы с большей скоростью характеризуются меньшим поглощением, т. е. между этими свойствами существует отрицательная корреляционная связь.

В табл. 3.1 (п. 3.1.1) указаны диапазоны величин декрементов поглощения продольных волн ϑ_p для основных комплексов горных пород, слагающих геологические разрезы. Как видно, в породах определенного состава поглощение может варьировать в десятки и сотни раз.

Поглощение сильно зависит от присутствия газовой фазы в поровом пространстве породы. По этой причине в нефтегазоносных плас-

тах, а также в покрывающих их отложениях, куда проникает газ, наблюдалось повышенное поглощение энергии упругих волн.

Декремент поглощения поперечных волн ϑ_S изучен весьма слабо. Имеющиеся данные показывают, что в песчано-глинистых отложениях ϑ_S быстро возрастает с увеличением водонасыщенности пород: в таких средах, приближающихся по своим свойствам к жидким, распространение поперечных волн затруднено. Имеющиеся сведения позволяют считать, что в породах, залегающих на достаточно больших глубинах, значения декрементов поглощения продольных и поперечных волн имеют одинаковый порядок.

Помимо фактора поглощения, ослабление сейсмических волн объясняется процессом слоистого рассеяния: при прохождении волны сквозь среду с тонкой и сверхтонкой слоистостью часть ее энергии непрерывно расходуется на образование множества очень слабых отраженных волн. Рассеяние, как и поглощение, носит частотно-избирательный характер: в соответствии с характеристиками тонких слоев преимущественно рассеиваются (путем многократных отражений) высокочастотные составляющие спектра упругих волн.

Наряду со слоистым рассеянием в реальных геологических средах происходит дифракционное рассеяние упругой энергии на множестве мелких и сверхмелких неоднородностей горных пород, которые встречаются сейсмической волной при ее распространении. Этот эффект также является частотно-избирательным, поскольку он сильнее склоняется на колебаниях с меньшей длиной волны.

Так как при измерениях обычно невозможно раздельно установить влияние поглощения и рассеяния, то используют оценки эффективного коэффициента поглощения $\alpha_{\text{эфф}}$ и эффективного декремента поглощения $\vartheta_{\text{эфф}}$, которые характеризуют совместное действие всех факторов, вызывающих частотно-зависимое экспоненциальное убывание амплитуды волны с расстоянием. Для расчета динамики волны причина того или иного вида избирательного ослабления ее спектральных составляющих может не иметь практического значения. Однако между эффектами поглощения и рассеяния имеется различие, играющее важную роль для общего анализа волновой картины: при поглощении ослабление волны вызвано необратимой потерей сейсмической энергии; при рассеянии происходит ее перераспределение, в результате которого непрерывно возрастает относительная энергия рассеянных волн. Очень слабые, но весьма многочисленные рассеянные колеба-

ния складываются в растущий фон помех, который все более затрудняет обнаружение полезных волн. Такую ситуацию характеризуют понятием *мутная среда*. В настоящее время отсутствуют надежные оценки степени мутности реальных геологических сред.

3.1.4. Зона малых скоростей

В большинстве районов, где проводятся сухопутные сейсмические работы, самая верхняя часть геологического разреза представлена слабосцементированными, рыхлыми отложениями. Вследствие выветривания происходит разуплотнение пород, выходящих на поверхность, ослабляются связи между составляющими их минеральными частицами. Особенно слабыми являются связи между частицами почвенного слоя.

Приповерхностный выветрелый слой, отличающийся пониженными значениями скоростей продольных и поперечных волн, называется зоной малых скоростей (ЗМС). Скорость v_p в ЗМС может быть аномально низкой – меньшей, чем скорость звука в воздухе. Обычно она составляет от 200–300 до 600–800 м/с. Иногда нижнюю часть ЗМС выделяют как зону пониженных скоростей, где величина v_p может возрастать до 1400–1600 м/с. Мощность ЗМС может достигать 100 м и более, но обычно она составляет 5–15 м. Часто подошва ЗМС совпадает с уровнем грунтовых вод.

Скорости внутри ЗМС зачастую очень изменчивы как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Если коренные породы являются терригенными, то скорости обычно плавно увеличиваются с глубиной. На выходах карбонатных, гидрохимических и изверженных пород они возрастают с глубиной гораздо быстрее, а иногда ЗМС здесь практически отсутствует. Ее нет также в районах развития многолетней мерзлоты. Вариации скоростей в ЗМС по горизонтали обусловлены изменениями состава пород и степени их водонасыщенности, что часто связано с особенностями рельефа.

Наличие ЗМС существенно сказывается при проведении сейсмических наблюдений. Присутствие слоя с очень малой скоростью приводит к резкому преломлению лучей на его подошве. В результате при наличии ЗМС лучи приходящих объемных волн выходят на поверхность земли практически вертикально. Это обстоятельство благоприятно для регистрации колебаний, так как теперь продольные волны обладают

преимущественно вертикальной составляющей смещения, а поперечные – горизонтальной.

Подошва ЗМС обычно является резкой и сильной отражающей границей, на которой могут возникать волны более интенсивные, чем отражения от дневной поверхности. Образующиеся здесь многократные волны-спутники ухудшают условия регистрации приходящих с глубины полезных волн.

ЗМС отличается сильным поглощением упругих колебаний, поэтому проходящие через нее волны существенно ослабляются и заметно изменяют свой частотный состав, обедняясь высокочастотными компонентами. Наличие сильно поглощающей ЗМС способствует быстрому ослаблению поверхностных волн и увеличению видимых периодов их колебаний.

Отмеченные выше особенности ЗМС имеют значение как для продольных, так и для поперечных волн. Однако для последних подошва ЗМС часто не является резкой границей, поскольку их скорость слабо зависит от степени водонасыщенности пород. По этой причине верхняя часть разреза, включающая ЗМС, оказывается для поперечных волн более однородной, чем для продольных.

3.1.5. Возбуждение упругих волн

При сейсморазведке на суше главными средствами возбуждения упругих колебаний служат взрывы зарядов конденсированных взрывчатых веществ и механические воздействия на грунт импульсных и вибрационных установок. Соответственно различают *взрывную и невзрывную сейсморазведку*. На акваториях применяют невзрывные источники, преимущественно импульсного типа.

Взрывное возбуждение упругих волн. Взрывы обычно производят в скважинах ниже подошвы ЗМС, где среду можно считать достаточно однородной. Пусть внутри такой среды расположен сферический по форме заряд взрывчатого вещества (ВВ), и детонатор помещен в его центре (рис. 3.4, а). В момент взрыва по заряду распространяется волна детонации. Образующиеся при взрыве газообразные продукты, расширяясь, создают ударную волну, на фронте которой наблюдается резкий перепад давления. Эта волна вблизи заряда создает большие смещения частиц, чем она существенно отличается от упругой волны. Скорость ударной волны зависит от свойств среды и развивающего ее

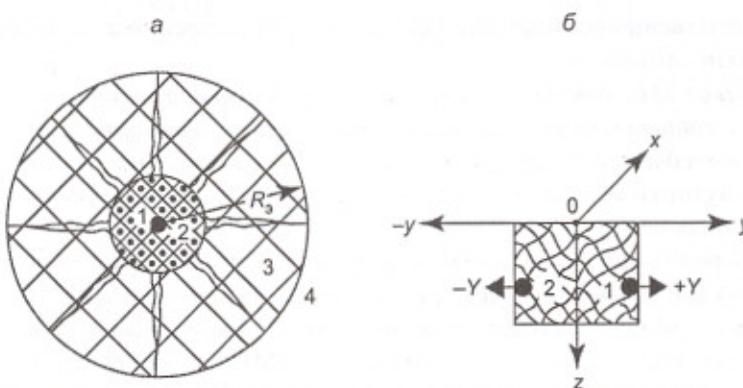


Рис. 3.4. Взрывное возбуждение сейсмических волн:
а – источник Р-волн (1 – заряд ВВ, 2 – зона разрушенных пород, 3 – зона остаточных деформаций, 4 – область упругих деформаций); б – источник SH-волн (1, 2 – заряды у боковых стенок шурфа)

давления, поскольку при конечных деформациях, приводящих к заметному уплотнению среды, увеличиваются ее модули упругости.

Горную породу, окружающую заряд, можно рассматривать как абсолютно упругую только при небольших напряжениях и деформациях. При высоких давлениях, возникающих вблизи области взрыва и значительно превосходящих предел упругости породы, происходит ее разрушение. Вокруг заряда образуется сферическая зона разрушенной породы: большая часть энергии взрыва затрачивается на ее дробление и нагревание. Вследствие этих потерь, а также благодаря увеличению объема зоны разрушения плотность энергии на фронте ударной волны быстро убывает и на некотором расстоянии от центра заряда давление на фронте оказывается меньшим, чем сопротивление разрушению. При дальнейшем распространении ударной волны порода не разрушается, но пока давление остается еще значительным, смещения ее частиц достаточно велики. Поэтому вокруг зоны разрушения создается зона остаточных деформаций, внутри которой происходит необратимое сжатие среды и образуются радиальные трещины, на что затрачивается часть энергии распространяющейся волн.

На некотором расстоянии от заряда давление снижается настолько, что создаваемые им смещения не превосходят предела упругости

горной породы. С этого расстояния начинается область упругих деформаций, т. е. распространяется сейсмическая волна. Следует иметь в виду, что сейсмический эффект взрыва – доля энергии, расходуемой на образование упругих волн, обычно не превышает 1–2%.

Для описания действия взрывного источника может быть примечена модель сферического излучателя продольных волн (п. 1.1.2). Введем понятие об эквивалентной полости сферического излучателя, радиус которой R_3 равен радиусу R пульсирующей сферы. Тогда на основании принципа подобия, выполняющегося при взрыве в однородной среде, должно соблюдаться условие

$$R_3 = k_R Q^{\frac{1}{3}}, \quad (3.2)$$

где k_R – постоянная, называемая коэффициентом радиуса очага; Q – масса заряда ВВ.

Для частоты ω_{0P} собственных колебаний очага из формулы (1.7) при $R = R_3$ получим

$$\omega_{0P} = 2 \frac{v_S}{R_3} = 2 \pi g Q^{-\frac{1}{3}}, \quad (3.3)$$

где $g = v_S / \pi k_R$ – постоянная, называемая частотным коэффициентом очага и имеющая размерность [$\text{Гц}\cdot\text{кг}^{1/3}$]. Частотный коэффициент очага g определяет положение максимума спектра колебаний, возбуждаемого при взрыве заряда единичной массы $Q = 1 \text{ кг}$. При взрывах в водонасыщенных песчано-глинистых породах на глубинах 15–30 м величина g составляет 30–40 $\text{Гц}\cdot\text{кг}^{1/3}$. При взрывах на больших глубинах или в крепких породах она может возрастать до 50–100 $\text{Гц}\cdot\text{кг}^{1/3}$ и более.

С увеличением массы заряда уменьшается частота собственных колебаний и спектр излучаемых волн обедняется высокочастотными составляющими. Но этот эффект не всегда отчетливо проявляется на больших удалениях от источника из-за сильного частотно-зависимого поглощения колебаний в среде на пути волны. Форма возбуждаемых при взрыве волн, помимо коэффициента g , зависит также от отношения v_S/v_P , определяющего быстроту затухания собственных колебаний очага (п. 1.1.2).

В большинстве случаев считают, что при использовании компактных зарядов характеристика направленности взрывных источников продольных волн близка к сферической.

В случаях, когда бурение взрывных скважин затруднено или обходится слишком дорого (твёрдые породы, мощная ЗМС и т. п.), применяют *взрывное возбуждение поверхностного типа*. При этом производят взрывы в шурфах, траншеях, шпурах, либо непосредственно на дневной поверхности – *накладные заряды*, либо заряды подвешивают над землей – *воздушные взрывы*. По сейсмической эффективности такие источники, как правило, уступают взрывам в скважинах: слабосцепментированный грунт легко поддается необратимым деформациям и возрастает доля энергии взрыва, расходуемая на возбуждение поверхностных волн-помех. Для увеличения сейсмического эффекта применяют *распределенные заряды ВВ* или *детонирующий шнур – ДШ*, которые позволяют уменьшить удельные нагрузки на грунт.

Если условия взрыва асимметричны в горизонтальном направлении, то кроме продольной волны *P* образуются поперечные волны *SH*. Асимметрия бывает вызвана не столько формой заряда, сколько неоднородностью окружающей его среды. Например, при взрыве малых зарядов в скважине возникают поперечные волны из-за присутствия ее полости. Для преднамеренного возбуждения поперечных волн типа *SH* специально нарушают симметрию среды в области взрыва. Заряд ВВ (или ДШ) помещают в шурфе (или траншее) возле одной из боковых стенок, параллельных линии профиля. Пространство до противоположной стенки заполняют рыхлым материалом, гасящим воздействие взрыва в этом направлении (рис. 3.4, б). Если после взрыва первого заряда взорвать второй заряд у противоположной стенки, то происходит обращение фазы излучаемой поперечной волны *SH*, поскольку горизонтальное направление взрывного воздействия изменяется на 180° от $+Y$ на $-Y$. Этот эффект используют для выделения волны *SH* на записях горизонтальной компоненты *Y* упругих колебаний.

Невзрывное возбуждение упругих волн. При работах на суше невзрывные источники упругих волн в соответствии с областью приложения механических воздействий называют *поверхностными*. Их подразделяют на *импульсные* и *вибрационные* – в зависимости от длительности θ воздействия на грунт по сравнению с периодом T_b возбуждаемых колебаний. При импульсном возбуждении $\theta \leq T_b$, при вибрационном – $\theta \gg T_b$. Известен также *виброимпульсный* режим возбуждения упругих колебаний, когда кратковременные воздействия на грунт повторяются с большой частотой, образуя во времени длительную последовательность импульсов.

В поверхностных источниках излучателем колебаний служит жесткий элемент в виде *рабочей плиты* или *рабочей камеры*, который передает на грунт механическое воздействие, вызванное тем или иным способом преобразования энергии. Можно использовать кинетическую энергию падающего с высоты массивного груза, оказывающего *активное* воздействие на грунт. Более эффективны поверхностные источники различных принципов действия (газодинамические, пневматические, гидравлические, электродинамические и др.), в которых характер воздействия на грунт *реактивный*, т. е. используется эффект «отдачи» установки при движении некоторой *инерционной массы*. Реактивный импульс излучателя может быть вызван взрывом в камере (под поршнем) газовой смеси, выпуском из камеры сжатого воздуха, колебаниями массивного цилиндра с помощью гидравлической системы высокого давления, движением якоря электромеханического преобразователя и др.

Импульсные источники реактивного типа имеют излучатель – *плату* или *камеру*, который должен быть прижат к поверхности земли, для чего его нагружают весом транспортного средства установки. Площадь излучателя достигает $1-2 \text{ м}^2$ при его массе до $3-5 \text{ т}$ и полной массе самоходной установки до $15-20 \text{ т}$.

При импульсном возбуждении – ударе по поверхности земли – рабочая плита (камера) деформирует и вовлекает в движение некоторый объем окружающего грунта, называемый *«присоединенным»*. Характер и величина деформаций грунта определяются его упругими свойствами, интенсивностью и длительностью развиваемых излучателем нагрузок. Выведенная из равновесия механическая система излучатель–грунт под действием упругих сил восстановления грунта возвращается в исходное состояние, совершая затухающие свободные колебания. Их собственная частота ω_0 определяется соотношением

$$\omega_0 = C \sqrt{\frac{E}{M}}, \quad (3.4)$$

где C – некоторая постоянная, E – модуль упругости среды, $M = m_{\text{пл}} + m_{\text{гр}} –$ участвующая в движении масса, состоящая из массы плиты $m_{\text{пл}}$ и присоединенной массы грунта $m_{\text{гр}}$ (обычно $m_{\text{пл}} < m_{\text{гр}}$).

Деформации грунта, возникающие при этих колебаниях, распространяются во все стороны в виде объемных и поверхностных волн. Поверхностные волны по интенсивности многократно превосходят

объемные. Различие в амплитудах полезных и мешающих волн тем значительнее, чем больше ударное воздействие на грунт превышает предел его упругости.

Обычно удельная энергия, развиваемая импульсным источником, находится в диапазоне $1\text{--}10 \text{Дж}/\text{см}^2$, а пиковые нагрузки на почву могут превосходить верхний предел. В результате этого после удара происходит отскок плиты, а на поверхности грунта может остаться штамп – след его необратимых деформаций. В таких случаях упругие свойства среды заметно изменяются из-за уплотнения грунта. Поэтому по амплитуде и форме колебания, возбуждаемые на этом же месте последующими ударами, могут отличаться от воздействия первого удара. Это обстоятельство следует учитывать при работе на слабых грунтах.

У большинства импульсных поверхностных источников время воздействия на грунт составляет около 10 мс при энергии удара в пределах $10\text{--}100 \text{ кДж}$. Этого, как правило, недостаточно для удовлетворительной регистрации полезных волн на фоне нерегулярных помех. Поэтому производят синхронное накапливание многократных воздействий, а также группирование поверхностных источников (п. 8.2.2).

Наиболее мощные импульсные источники обеспечивают регистрацию отраженных волн от глубоких сейсмических границ ($H > 2\text{--}3 \text{ км}$) на видимых частотных до $25\text{--}30 \text{ Гц}$. Источники меньшей мощности при изучении сравнительно неглубоких границ ($H < 1 \text{ км}$), особенно в условиях маломощной ЗМС, позволяют получать полезные колебания на частотах до $60\text{--}80 \text{ Гц}$. При инженерно-геофизических изысканиях с использованием самого простого и самого слабого импульсного источника, каким является удар по грунту ручной кувалдой, иногда удается наблюдать волны от мелких сейсмических границ ($H < 50\text{--}100 \text{ м}$) на частотах до $200\text{--}300 \text{ Гц}$ и выше.

Вибрационные источники оказались наиболее эффективными в наземной сейсморазведке, поскольку позволяют управлять энергией и спектром излучаемых колебаний. Применяют в основном гидравлические вибраторы, реже – электромеханические и электродинамические излучатели. Генерируемые ими колебания задаются управляющими сигналами развертки, или *спип-сигналами*. Преимущественно используют линейно-частотно-модулированный (ЛЧМ) сигнал развертки – квазигармоническое колебание постоянной амплитуды, частота которого равномерно изменяется во времени. Частотный диапазон генерируемых колебаний находится в пределах от $5\text{--}10$ до $150\text{--}250 \text{ Гц}$ при их

длительности до $10\text{--}20 \text{ с}$ и более. Иногда используют *виброимпульсный спип-сигнал* в виде последовательности однополярных или разнополярных импульсов, число которых в одной посылке может измеряться многими сотнями.

Ввиду неизбежных искажений, возникающих в *механической системе вибратор–грунт*, излучаемые сейсмические колебания могут значительно отличаться от задаваемого сигнала, причем наиболее существенны фазовые сдвиги колебаний. Для их коррекции вибратор имеет систему следящего сервопривода, которая обеспечивает стабильность фазы упругих колебаний с точностью $5\text{--}10^\circ$. Этого достаточно, чтобы обеспечить практически синхронную работу группы вибрационных источников.

Все волны, образующиеся при вибрационном возбуждении колебаний, имеют длительность спип-сигнала, которая в сотни раз превосходит временные интервалы между отражениями. Поэтому *полевая запись колебаний – виброграмма* представляет собой сложную интерференционную картину, не поддающуюся визуальному анализу. Путем взаимной корреляции трасс виброграммы с исходным спип-сигналом получают коррелограмму – сейсмограмму традиционного характера, на которой отдельные волны имеют привычный вид коротких импульсов, пригодных для интерпретации волновой картины.

Устройство сейсмических вибраторов описано в п. 7.4.2, а вопросы методики и технологии их применения рассмотрены в п. 8.2.2.

По характеристикам направленности поверхностные источники относятся к типу сосредоточенной силы, приложенной к границе полу-пространства. При сейсморазведке на продольных волнах применяют, естественно, источники вертикального действия. Существуют также импульсные и вибрационные источники, передающие на грунт горизонтально направленные воздействия. Их используют при работах методом поперечных волн, когда возбуждают колебания типа *SH*, поляризованные в горизонтальной плоскости перпендикулярно линии наблюдений.

В морской сейсморазведке наиболее эффективными оказались пневматические источники, называемые *воздушными пушками*. Упругие колебания возбуждают быстрым (в течение $10\text{--}15 \text{ мс}$) выхлопом в воду скатого воздуха из рабочей камеры излучателя. Воздух подается в камеру под давлением $15\text{--}20 \text{ МПа}$ ($150\text{--}200 \text{ бар}$). Объем рабочей камеры составляет от $0,3\text{--}0,5$ до $20\text{--}30 \text{ л}$. Спектр возбуждаемых частот – от 10

до 100 Гц. Работа пневмокамеры автоматизирована и управляется синхроимпульсами от сейсмостанции, приводящими в действие электропневмоклапан излучателя (п. 7.4.3).

Одновременно с излучением первого импульса давления образуется воздушный пузырь, создающий радиальное течение окружающей жидкости. Расширение пузыря приводит к уменьшению давления на его поверхности, и в некоторый момент времени оно становится равным гидростатическому давлению. При этом скорость течения жидкости наибольшая, и пузырь продолжает расширяться по инерции с убывающей скоростью, пока не достигнет максимального радиуса. В этот момент давление воды на поверхности пузыря значительно превышает его внутреннее давление, вследствие чего начинается сжатие пузыря. Таким образом, сжимаясь и расширяясь, он совершает пульсации, которые создают последовательность дополнительных импульсов давления в жидкой среде – так называемые повторные удары. С течением времени пузырь всплывает, и пульсация прекращается, когда содержащийся в нем воздух прорывается в атмосферу. По интенсивности повторные удары могут быть близки к основному импульсу, что создает неблагоприятные условия для выделения полезных волн на сейсмических записях. Частота пульсаций пузыря, т. е. повторных ударов, зависит от выделяемой источником энергии, которая равна произведению давления выбрасываемого воздуха на его объем. Поэтому с помощью технических и методических средств принимают меры с целью ослабления эффекта пульсации воздушного пузыря. При малой глубине погружения пневматического источника пульсаций пузыря нет, поскольку сразу же происходит прорыв воздуха в атмосферу. Однако в этом случае гидростатическое давление воды в области излучения небольшое и сейсмический эффект источника оказывается слишком малым.

Сейсмоакустическое профилирование на акваториях, когда глубина исследований сравнительно невелика, выполняют с помощью электроискровых источников, называемых спаркерами. Излучателем колебаний служит высоковольтный разрядник, между электродами которого в воде происходит электрический разряд большой мощности. Он образует парогазовую полость с высоким внутренним давлением, колебания которой создают в окружающей среде упругие импульсы. Спектр излучаемых колебаний варьирует в диапазоне 20–2000 Гц – в зависимости от конструкции разрядника и параметров источника.

Последний содержит батарею накопительных конденсаторов для постоянного тока напряжением до 10–20 кВ и коммутационное устройство, которое по сигналу от сейсмостанции подключает конденсаторы к разряднику. Мощность, выделяемая при электрическом разряде, может достигать 100–150 кДж.

3.2. Методы сейсморазведки и сейсмогеологические условия [29, 39, 44, 47]

Понятие «метод» в разведочной геофизике чрезвычайно многозначно. Им обозначают как отдельные направления в этой научно-технической отрасли, различающиеся природой исследуемых полей (например, методы сейсморазведки, гравиразведки, электроразведки и др.), так и специфические способы полевых наблюдений, их обработки и интерпретации (например, в сейсморазведке – методы непродольного профилирования, средних скоростей, спектрально-временного анализа). Такая ситуация затрудняет классификацию на принципиальной основе всего многообразия видов и вариантов сейсморазведочных исследований, однако ее приходится принимать как существующую реальность.

3.2.1. Основные методы сейсморазведки

Методы сейсморазведки различают по многим признакам: природе используемых волн, их физическому типу, пространству наблюдений, способу записи колебаний, объектам исследований, приемам обработки и др.

Основным методом сейсморазведки, получившим наибольшее практическое применение, является метод отраженных волн (МОВ). Им можно одновременно изучать осадочную толщу по многим горизонтам на различных глубинах вплоть до фундамента, а также структурно-тектоническое строение последнего. Это – ведущий метод разведочной геофизики при решении разнообразных задач структурной и нефтегазовой геологии. МОВ обладает высокой разрешающей способностью, позволяя с большой детальностью изучать строение близко расположенных геологических неоднородностей. Он применим при

любых углах падения отражающих границ, но наилучшие результаты дает при углах наклона до $10\text{--}20^\circ$. Данные МОВ используют для оценки литологического состава осадочных отложений, их коллекторских свойств, прогнозирования залежей углеводородов и решения других разведочных задач. В МОВ наблюдения выполняют на удалениях от источника, обычно не превышающих глубины исследуемых объектов.

При наблюдениях вдали от источника на дневной поверхности регистрируют преломленные и преломленно-рефрагированные волны, которые большую часть своего пути прошли внутри высокоскоростных пластов разреза. Их изучением занимается метод преломленных волн (МПВ). (Первоначально аббревиатура МПВ относилась к «методу первых вступлений», а рассматриваемый метод носил название «корреляционный метод преломленных волн» – КМПВ). С помощью МПВ исследуют как очень мелкие границы на глубине нескольких метров, так и самые глубокие границы – вплоть до подошвы земной коры. По детальности и точности построения сейсмических границ этот метод уступает МОВ, поэтому применяется в значительно меньших объемах, чем последний.

В зависимости от физического типа регистрируемых колебаний различают **методы продольных, поперечных и обменных волн**. Первый из них преобладает в сейсморазведочной практике, что объясняется рядом благоприятных обстоятельств: продольные волны опережают волны других типов, их нетрудно возбуждать и удобно записывать с помощью вертикальных z -сейсмоприемников. Возбуждая специальными источниками поперечные волны типа SH и наблюдая их на линии x с помощью горизонтальных y -приемников, можно получать ценную информацию о строении сейсмогеологического разреза методом поперечных волн. Метод обменных волн основан на том, что при достаточно больших углах падения на сейсмические границы продольных P -волн образуются отраженные и преломленные поперечные волны типа SV , которые наблюдают на линии x с помощью горизонтальных x -приемников. Комплексные наблюдения продольных, поперечных и обменных волн называют методом **многоволновой сейсморазведки**. Она предоставляет наиболее полные сведения о структурном строении и вещественном составе геологических объектов, однако требует больших затрат.

Для разведочных целей могут быть использованы также поверхностьные и каналовые волны. Изучая их дисперсионные свойства, судят о

мощностях отдельных слоев. Исследования методами поверхностиных и каналовых волн проводят при инженерных изысканиях и работах в угольных шахтах.

При возбуждении или наблюдении сейсмических колебаний во внутренних точках среды (скважинах, горных выработках), можно изучать прямые волны, проходящие от источников к приемникам сквозь исследуемый геологический объект. На этом основан метод **проходящих волн** (сейсмическое просвечивание). Его частным случаем является **сейсмический каротаж** (СК), с помощью которого по наблюдениям в скважине прямой волны, идущей от расположенного на поверхности источника, определяют пластовые и средние скорости. Если при этом записывают не только вступления прямой волны, но и все последующее волновое поле, возникающее в среде, то такой метод исследования называют **вертикальным сейсмическим профилированием** (ВСП). С его помощью устанавливают природу наблюдаемых волн и определяют их свойства, что необходимо для интерпретации данных полевых сейсморазведочных методов. С разведочными целями в глубоких скважинах, используя множество пунктов возбуждения, наблюдают отражения от границ, расположенных ниже их забоев, что позволяет изучать околоскважинное пространство с детальностью, недоступной при наземных наблюдениях. Такие исследования называют **многократным прослеживанием границ в скважинах** (МПГС).

В зависимости от частотного диапазона используемых колебаний различают **низкочастотную** (ниже $10\text{--}15$ Гц), **среднечастотную** (от $10\text{--}15$ до $80\text{--}100$ Гц) и **высокочастотную** (выше $80\text{--}100$ Гц) **сейсморазведку**. При помощи низкочастотной сейсморазведки можно изучать земную кору на всю ее глубину. Использование высоких частот позволяет значительно повысить детальность исследований, называемых **высокоразрешающей сейсморазведкой**. Однако в области высоких частот трудно обеспечить необходимую глубинность изучения разреза из-за сильного поглощения колебаний в геологических средах, особенно – в их верхней части. Исследования, называемые **сейсмоакустическими**, производят на частотах в сотни и тысячи герц при близком расположении источника и приемника. Наиболее известны здесь **акустический каротаж** (АК) скважин, дающий детальную картину скоростного строения разреза, и **непрерывное сейсмоакустическое профилирование** (НСАП) на акваториях, обеспечивающее изучение придонных отложений. Самые высокочастотные (десятки и сотни

ни килогерц) ультразвуковые исследования выполняют при измерениях скоростей на образцах горных пород и сейсмическом моделировании на физических объектах.

Создано большое число технических и методических средств, а также способов обработки и интерпретации наблюдений, приспособленных к разнообразным условиям проведения сейсморазведки. Перечислим некоторые наиболее известные из них, называемые методами: а) **метод общей средней (глубинной) точки**, позволяющий при обработке наблюдений МОВ, выполненных по методике многократных перекрытий, повысить надежность прослеживания сейсмических горизонтов путем суммирования волн, отраженных от одних участков глубинных границ; б) **метод средних скоростей**, являющийся способом построения сейсмических границ в предположении однородности покрывающей их толщи; в) **метод регулируемого направлению приема**, предназначенный для разделения и интерпретации волн в условиях их тесной интерференции; г) **поляризационный метод**, основанный на многокомпонентной записи волнового поля с целью выделения и интерпретации различно поляризованных волн; д) **метод невзрывной сейсморазведки**, использующий ударные или вибрационные источники; е) **метод глубинного сейсмического зондирования**, исследующий всю толщу земной коры вплоть до верхней мантии; ж) **метод обменных волн землетрясений**, изучающий в разведочных целях естественные упругие поля, возбуждаемые землетрясениями. Как видно, методы сейсморазведки классифицируют по различным признакам, поэтому конкретные работы часто можно отнести сразу к нескольким методам, например, – поляризационный метод ВСП с невзрывными источниками.

Отдельные методы и методики обладают ограниченными возможностями в отношении глубинности, детальности и точности исследований геологических объектов. Поэтому часто применяют комплекс методов сейсморазведки, что позволяет наиболее полно решать поставленные геологические задачи. При выборе комплекса методов следует учитывать экономическую сторону вопроса.

Условия проведения сейсморазведки создают вполне определенные технологические и методические ограничения, поэтому сейсморазведка подразделяется на **наземную** (сухопутную), **морскую** и **речную**. Специфические черты имеют **шахтная** и **скважинная** сейсморазведки, где упругие волны наблюдают непосредственно внутри среды.

В зависимости от целевого назначения и, соответственно, глубинности исследований различают **региональную**, **нефтяную**, **угольную**, **рудную**, **инженерную** сейсморазведку и некоторые другие ее разновидности.

3.2.2. Полезные волны и помехи

В каждом методе сейсморазведки для решения геологической задачи используют волны определенной природы и конкретного типа, которые называют **полезными волнами**. В основных методах полезными являются отраженные и преломленные продольные волны. Одновременно с полезными колебаниями в точки наблюдения приходят волны другого происхождения, которые, накладываясь на полезные, препятствуют их выделению и прослеживанию. Такие волны относят к категории **помех**.

Помехами являются **микросейсмы** – колебания, вызываемые внешними причинами (ветер, дождь, морской прибой, работа транспорта, машин и т. п.), звуковая волна от источника, интерференционные **поверхностные волны**, распространяющиеся в ЗМС. Интенсивными помехами часто являются **многократные волны** (отраженные, отраженно-преломленные, преломленно-отраженные), которые наблюдаются на временах прихода полезных однократных волн. При работе продольными волнами в роли помех выступают мешающие им поперечные и обменные волны, а при наблюдениях отраженных волн помехами могут быть одновременно регистрируемые преломленные волны. Как видно, *отнесение волны к категории полезных или мешающих носит условный характер, ибо определяется применяемым методом сейсморазведки*.

Волны-помехи по величинам кажущейся скорости v_k их распространения вдоль поверхности наблюдения подразделяют на **низкоскоростные** ($v_k < 1 \text{ км}/\text{s}$), **среднескоростные** ($1 < v_k < 5-6 \text{ км}/\text{s}$) и **высокоскоростные** ($v_k > 5-6 \text{ км}/\text{s}$). Обычно первые из них представлены поверхностными волнами в ЗМС, вторые связаны с преломленными волнами в верхней части разреза (ВЧР), а трети являются многократными отражениями.

Полезные волны обычно являются **регулярными**, т. е. характеризуются достаточно высокой устойчивостью кинематических и динамических параметров в пределах области наблюдения. **Волны-помехи** бывают **регулярными** и **нерегулярными**. К последним относят множе-

ство мешающих волн, не выделяемых индивидуально и наблюдаемых в виде фона хаотических колебаний.

3.2.3. Сейсмогеологические условия

Успех применения сейсморазведки во многом определяется конкретными сейсмогеологическими условиями, которые подразделяются на поверхностные и глубинные.

Поверхностные сейсмогеологические условия определяются строением верхней части разреза (ВЧР), характеризуя особенности возбуждения и приема сейсмических колебаний. Важнейшими являются следующие факторы:

1. Мощность и изменчивость ЗМС – они определяют глубину погружения заряда ВВ и эффективность поверхностных источников. *Большая мощность ЗМС и малые скорости в ней являются неблагоприятными факторами для проведения сейсморазведки.* Изменчивость ЗМС по площади приводит к неодинаковымискажениям наблюдаемых времен пробега и формы записи колебаний одной и той же волны в разных точках приема, что затрудняет ее отождествление, прослеживание и интерпретацию.
2. Положение водоносных горизонтов – *наличие неглубоко залегающих водоносных пластов благоприятно для образования в источнике интенсивных продольных волн.*
3. Присутствие в ВЧР сильных отражающих границ – *на них образуются интенсивные многократные волны-помехи, затрудняющие наблюдение полезных волн.*
4. Присутствие в ВЧР резких сейсмических границ сложного рельефа – *они существенно исказают времена и амплитуды проходящих через них полезных волн.* Такими объектами являются контрастные по упругим свойствам эрозионные врезы, неровное морское дно, трапповые массивы, талики в мерзлых терригенных породах.

Глубинные сейсмогеологические условия определяются совокупностью следующих данных:

1. Наличие в разрезе устойчивых сейсмических границ, согласных с геологическими – границы, приуроченные к объектам разведки, называют **целевыми горизонтами**.
2. Качество сейсмических границ – *сильные сейсмические границы, хорошо выдержанные и устойчивые на всей или большей части исследуемой площади, называют опорными (маркирующими).*

3. Разрывные нарушения, представляя самостоятельный разведочный интерес, в то же время осложняют прослеживание сейсмических границ.
4. Крутизна геологических границ – *большие углы наклона (более 20–30°) менее благоприятны для полевой сейсморазведки, чем пологие границы.*
5. Характер скоростного разреза – *высокоскоростные разрезы менее благоприятны, чем низкоскоростные из-за уменьшения различия кинематических параметров однократных и многократных отражений, что затрудняет подавление этих волн-помех.* С увеличением скоростей возрастают погрешности глубинных сейсмических построений при одинаковом уровне ошибок во временах полезных волн. Наличие в разрезе мощных высокоскоростных пластов создает эффект экранирования, особенно существенный для МПВ.

Благодаря совершенствованию методики и техники сейсморазведки, она успешно решает разнообразные геологические задачи во многих районах, где прежде ее возможности были серьезно ограничены неблагоприятными сейсмогеологическими условиями.

Контрольные вопросы

1. Согласно формулам теории упругости, с увеличением плотности среды скорость сейсмических волн в ней уменьшаются. Как же объяснить тот факт, что в горных породах, как правило, наблюдается положительная корреляция между этими параметрами?
2. Укажите типичные диапазоны скоростей v_p для терригенных, карбонатных и изверженных пород.
3. Можно ли по величинам сейсмических скоростей отличать изверженные породы от метаморфических?
4. Объясните смысл уравнения среднего времени.
5. Можно ли определить уровень грунтовых вод по наблюдениям поперечных волн?
6. По какой причине в верхней части разреза может наблюдаться плавное уменьшение скоростей с увеличением глубины?
7. Почему для осадочных пород характерно возрастание скоростей с глубиной их залегания?

8. Объясните механизм образования зон аномально высокого пластового давления и возможность их обнаружения сейсморазведкой.
9. Как сказывается нефтегазонасыщение пласта-коллектора на его сейсмических свойствах?
10. Каковы причины квазианизотропии горных пород?
11. С какими геологическими границами обычно связаны отраженные волны в разрезах осадочных толщ?
12. При каком условии можно наблюдать преломленную волну от сейсмической границы, покрытой многослойной толщей?
13. Каков характер корреляционной связи между скоростью и коэффициентом поглощения в большинстве горных пород?
14. Почему величину коэффициента поглощения в породе не используют для прогнозирования ее литологического состава?
15. Что такое эффективный коэффициент поглощения?
16. Перечислите положительные и отрицательные эффекты, создаваемые для сейсморазведки присутствием в верхней части разреза зоны малых скоростей.
17. По какой причине взрывное возбуждение колебаний стремится выполнять под подошвой ЗМС?
18. От чего зависит частота собственных колебаний очага взрывного источника продольных волн?
19. Как изменяются интенсивность и частота возбуждаемых взрывом волн с увеличением величины заряда ВВ?
20. В чем преимущество вибрационных поверхностных источников упругих волн перед импульсными?
21. Изобразите линейно-частотно-модулированный сигнал развертки.
22. В чем заключается проблема повторных ударов при использовании на акваториях пневматических источников упругих волн?
23. По каким признакам классифицируют различные методы сейсмических исследований?
24. По какому принципу различают в сейсморазведке полезные волны и волны-помехи?
25. Перечислите поверхностные и глубинные сейсмогеологические условия, неблагоприятные для проведения сейсморазведки.

Глава 4. Поля времен и кинематика волн в двухслойных средах

В теории сейсморазведки большое значение имеет исследование кинематики волн, которая определяется принципом Гюйгенса для их фронтов и принципом Ферма для лучей.

4.1. Теория поля времен [39, 47, 55]

Знание полей времен различных волн позволяет составить полное представление об их кинематических особенностях, что необходимо для интерпретации полевых сейсморазведочных материалов.

4.1.1. Поле времен

Если в некоторой области среды W распространяется упругая волна, то в каждой ее точке $M(x', y', z')$ можно определить время прихода фронта (или некоторой фазовой поверхности) волны, т. е. в точке M определено значение скалярной величины поля времен

$$t = t'(x', y', z'). \quad (4.1)$$

Это соотношение называют функцией поля времен.

Поле времен, как всякое скалярное поле, можно охарактеризовать с помощью его уровневых поверхностей, называемых изохронами. Их уравнение в области W имеет вид

$$t(x', y', z') = t_i, \quad (4.2)$$

где t_i – постоянная, определяющая соответствующую изохрону. Изохона представляет собой поверхность, с которой в момент времени t_i совпадает фронт волны. Рассматривая положение изохрон Q_1, Q_2, \dots, Q_m для последовательности времен t_1, t_2, \dots, t_m можно установить характер распространения волны в среде (рис. 4.1, а, б).

Следует отметить, что изохроны могут пересекаться друг с другом или сами с собой – в отличие от уровневых поверхностей потенциальных полей, рассматриваемых в других разделах физики. Такие пересечения наблюдаются, когда фронт волны имеет сложную

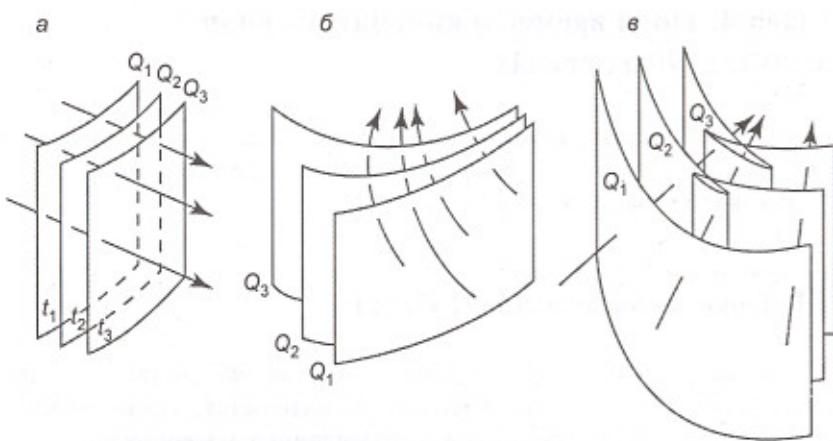


Рис. 4.1. Изохроны и лучи:

а – в однородной среде; б – в неоднородной среде; в – пересекающиеся изохроны и лучи

форму (рис. 4.1, в), например, при ее отражении от вогнутой поверхности.

Поле времен можно охарактеризовать также при помощи семейства лучей – линий, ортогональных к уровням поверхности и совпадающих с градиентом поля (рис. 4.1). В однородной среде лучи прямые, в неоднородной они имеют ломаную или криволинейную форму. *Лучи одной и той же волны могут пересекаться между собой.*

Уравнение (4.1) определяет времена пробега волн при фиксированном положении источника. В общем случае поле времен зависит как от положения точки наблюдения $M(x', y', z')$, так и от координат точки возбуждения наблюдения $O(x'', y'', z'')$:

$$t = t(x', y', z', x'', y'', z''). \quad (4.3)$$

Это соотношение описывает множество полей времен, возможных в среде с данным распределением скоростей, т. е. *обобщенное поле времен (временное поле)*. Для него должно выполняться равенство

$$t(x', y', z', x'', y'', z'') = t(x'', y'', z'', x', y', z'), \quad (4.4)$$

выражающее *принцип взаимности*.

Нередко распространение волны рассматривают не в трехмерном объеме, а в пределах заданной плоскости, имея дело с *двумерным полем времен*. Например, для вертикальной плоскости xOz имеем вместо (4.3):

$$t = t(x', z', x'', z''). \quad (4.5)$$

Распределение времен прихода волны $t(x', y', z')$ определяется дифференциальным уравнением поля времен (1.19). Абсолютное значение его градиента τ в приближении геометрической сейсмики составляет

$$\tau = |grad t| = \frac{\partial t}{\partial n} = \frac{1}{v(x', y', z')} . \quad (4.6)$$

Чтобы из всех возможных полей времен, описываемых формулой (4.6), выбрать одно конкретное поле, следует задать положение источника и начальные условия. Другим способом определения конкретного поля является задание граничных условий на некоторой поверхности G , отвечающей уравнению

$$z' = z'(x', y'), \quad (4.7)$$

на которой известно распределение времени t

$$t = t[x', y', z'(x', y')]. \quad (4.8)$$

Уравнение луча между произвольными точками A и C среды можно найти из принципа Ферма, требующего минимальности времени пробега t

$$t = \int_{AC} \frac{ds}{v(x', y', z')}, \quad (4.9)$$

где ds – элемент пути вдоль луча. Траекторию луча находят методами вариационного исчисления из условия $\delta t = 0$, где δt – вариация времени на пути AC .

4.1.2. Временные поля и годографы

Обобщенное поле времен (4.3) является функцией шести переменных (координат), что весьма затрудняет его анализ. Ограничива пространство точек возбуждения и точек наблюдения, можно получить более

ясное представление о распространении сейсмической волны. В зависимости от области расположения источников различают *локальные временные поля нулевого, первого и второго порядков*. Источник, соответственно, либо фиксирован в одной точке, либо перемещается по заданной линии, либо перемещается по заданной поверхности. Ограничива также пространство точек наблюдения, рассматривают еще более простые *частные временные поля*.

Наибольший практический интерес представляет расположение пунктов наблюдения вдоль линии или на поверхности. Зависимость времени прихода волны от расположения источников и приемников называют *линейным или поверхностным годографом волны* соответственно. Размещение источников и приемников характеризуется двумя пространственными элементами годографа – дистанцией и точкой.

Дистанция, определяющая удаление приемника от источника, есть *прямолинейный отрезок, соединяющий пункт возбуждения (ПВ) и пункт приема (ПП) колебаний*. Если эти пункты расположены на одной прямой, то дистанция – *скалярная величина $\pm l$* . В площадном случае дистанция \vec{l} – *вектор*, имеющий модуль l и определенное направление на поверхности наблюдения.

Дистанция указывает расположение приемника относительно источника, а их *абсолютное положение в пространстве устанавливается заданием координат точки O*. Эта точка принадлежит дистанции и является либо ее началом, где находится источник, либо ее концом, где находится приемник, либо ее центром, где находится середина дистанции.

Задание точки O и дистанции l или \vec{l} однозначно определяет линейный t_L или поверхностный t_G годограф:

$$t_L = t_L(O, l), \quad t_G = t_G(O, \vec{l}). \quad (4.10)$$

Существует два типа годографов, различающиеся тем, каким из двух пространственных элементов фиксирован, а каким варьирует. Преимущественное применение получили *годографы с фиксированной общей точкой*, среди которых имеются следующие разновидности (рис. 4.2):

1. **Годограф общей точки возбуждения (ОТВ)** – зависимость от дистанции времени прихода волны в точки приема при общем источнике в точке S (рис. 4.2, а).

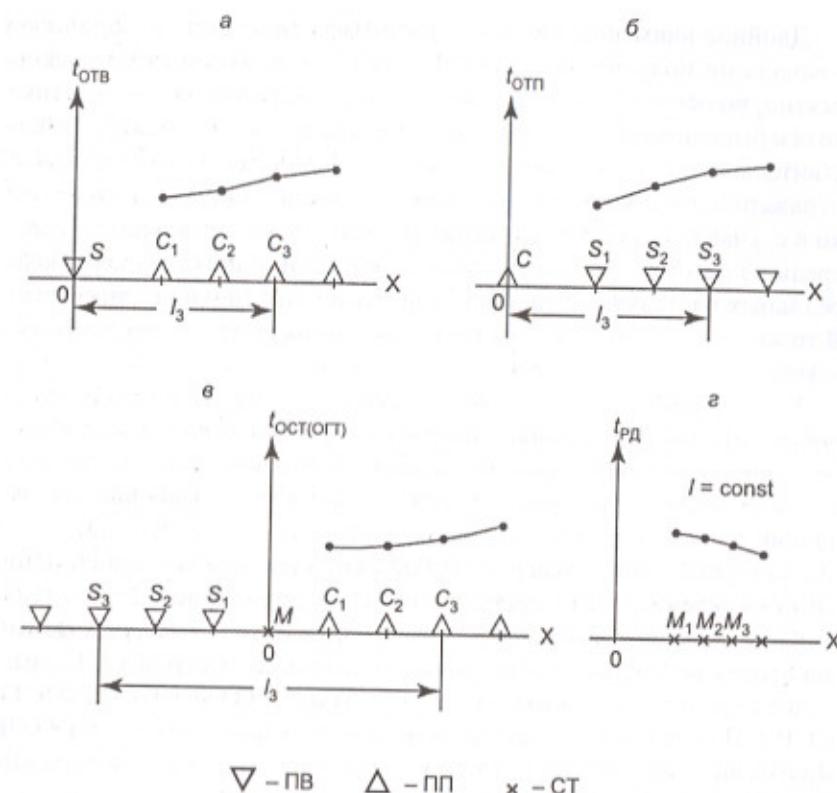


Рис. 4.2. Разновидности линейных годографов:
а – ОТВ; б – ОТП; в – ОСТ (ОГТ); г – РД

2. **Годограф общей точки приема (ОТП)** – зависимость от дистанции времени прихода волны в одну точку приема C при различных источниках (рис. 4.2, б). Согласно принципу взаимности, для всякой волны годографы ОТВ и ОТП тождественны, если точки возбуждения и точки приема поменять местами.
3. **Годограф общей средней точки (ОСТ), называемый также годографом общей глубинной точки (ОГТ)**, – зависимость от дистанции времени прихода волны при условии совмещения середины всех дистанций в общей точке M (рис. 4.2, в).

Двойное наименование этого годографа сложилось исторически. Сначала он получил название ОГТ, которое в общем случае некорректно, но основательно укоренилось в сейсморазведочной практике, хотя и было позднее заменено более правильным названием ОСТ. Действительно, для всех лучей этого годографа общая точка зеркальных отражений, расположенная под центром дистанций, существует только в случае простейшего строения разреза – горизонтально-слоистой среды с постоянными пластовыми скоростями. В иных случаях, более реальных на практике, такой общей глубинной точки не существует. В то же время общая средняя точка дистанций всегда имеет место, независимо от строения среды.

Ко второму типу годографов относятся *годографы, у которых фиксирована величина дистанции ($l = const$)* при переменных координатах либо источника, либо приемника, либо средней точки дистанции. Такое представление частного временного поля называют *годографом равных дистанций (РД)*, или *равных удалений (РУ)*. Обычно времена линейного или поверхностного годографа РД относят к средней точке дистанции, которая перемещается в пространстве наблюдений (рис. 4.2, 2).

Перечисленные выше годографы отображают времена регистрации некоторой волны на трассах многоканальных сейсмограмм (СГ), имеющих соответствующие названия – СГ ОТВ, СГ ОТП, СГ ОСТ (ОГТ), СГ РД. Из них при полевых наблюдениях получаются только СГ ОТВ. Другие виды сейсмограмм формируются при компьютерной обработке путем сортировки исходных трасс.

Линейный годограф является временной функцией одной переменной и обычно изображается в виде графика как зависимость времени от величины дистанции $t = t(l)$ с началом оси абсцисс l в общей точке O годографа.

Поверхностный годограф можно изобразить двумя способами. На рис. 4.3, а показана поверхность наблюдений G , расположенная в поле времен, которое задано поверхностями изохрон Q_1, Q_2, Q_3 с временами t_1, t_2, t_3, \dots соответственно. Линии K_1, K_2, K_3 пересечения поверхности G с изохронами являются линиями равных времен (изохрон), изображающими поверхственный годограф. Его можно представить *картыю изохрон* (рис. 4.3, б). По-другому поверхственный годограф изображают в виде временной поверхности Γ_G над поверхностью наблюдений G (рис. 4.3, в). Линейный годограф Γ_L является сечением поверхственного годографа Γ_G вертикальной поверхностью, проходящей вдоль линии L .

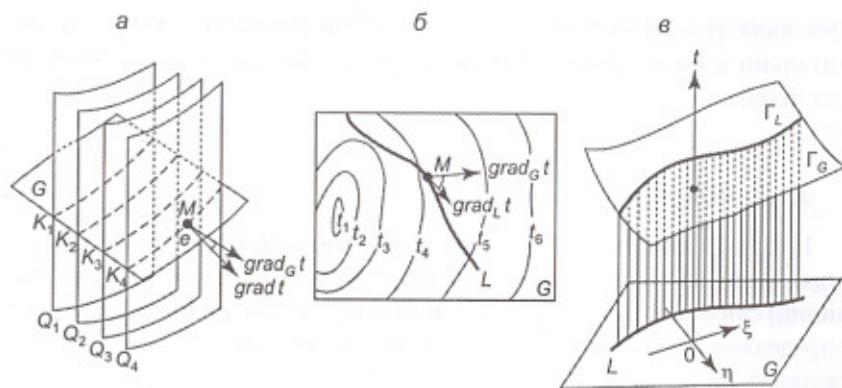


Рис. 4.3. Поверхностные годографы:
а – фиксирование поля времен поверхностным годографом; б – карта изохрон;
в – трехмерное изображение поверхностного и линейного годографов

Большей частью в сейсморазведке используют прямолинейные линии наблюдения (профили). При этом различают **продольные годографы**, когда источники расположены на линии наблюдения, и **непротивоположные годографы** в противном случае. Если линией наблюдения является ствол скважины, то говорят о **вертикальном годографе**, который может быть продольным или непротивоположным в зависимости от расположения источника возле устья исследуемой скважины или в стороне от нее, соответственно.

Пара годографов ОТВ, полученных на одном интервале профиля при источниках, расположенных по разные стороны от него, называется **встречными годографами**. Если оба источника расположены по одну сторону от интервала наблюдений, то полученные годографы называют **нагоняющим и нагоняемым** – для дальнего и ближнего источника соответственно.

Рассмотренные до сих пор годографы имеют общую точку (возбуждения, приема или центра дистанции), которая определена на поверхности (линии) наблюдения и никак не связана со свойствами исследуемой среды и природой наблюдаемых волн. Эти разновидности, однако, не исчерпывают все возможные типы годографов. В последнее время при обработке данных МОВ, полученных по методике многократных перекрытий в сложных структурных условиях, нашли применение сейсмограммы и годографы *общей точки отражения* (ОТО).

Они являются развитием концепции общей глубинной точки применительно к более сложной модели среды с наклонной отражающей границей.

4.1.3. Кажущаяся скорость

Наблюдателю, находящемуся на поверхности G (или линии L), представляется, что фронт волны движется вдоль этой поверхности (или линии) с некоторой скоростью v_k , называемой кажущейся скоростью и определяемой уравнениями (2.4) и (2.6). На поверхности G (рис. 4.3, а) скорость распространения следа волны

$$v_k = \frac{dn_G}{dt} = \frac{1}{|\operatorname{grad}_G t|} \equiv \frac{1}{\tau_G}, \quad (4.11)$$

где dn_G – элемент нормали к изохроне на поверхности G ; τ_G – градиент поля времен на поверхности G .

Установим связь между истинной скоростью v в некоторой точке M среды и кажущейся скоростью v_k вдоль поверхности G , проходящей через эту точку. В точке M известны два градиента: пространственный градиент $\operatorname{grad} t$ поля времен, совпадающий с направлением луча в точке M , и поверхностный градиент $\operatorname{grad}_G t$ поля изохрон на поверхности G , лежащий в плоскости, которая касается поверхности G в точке M . Обозначим через e угол выхода между сейсмическим лучом и поверхностью наблюдений в точке M . На основании известного свойства градиентов – производная в любом направлении равна проекции градиента на это направление – получим

$$\tau_G = v \cos e, \quad (4.12)$$

откуда, учитывая формулы (4.6) и (4.11), найдем

$$v_{kG} = \frac{v}{\cos e} = \frac{v}{\sin \alpha}, \quad (4.13)$$

где α – угол падения, составляемый фронтом волны с поверхностью наблюдения или лучом с нормалью к ней. Формула (4.13) равносильна уравнению (2.7) и выражает закон кажущихся скоростей (закон Бенидорфа).

При наблюдении на линии L кажущаяся скорость волны вдоль нее v_{kL} равна

$$v_{kL} = \frac{v}{\cos e'} = \frac{v}{\sin \alpha'}, \quad (4.14)$$

где α' и e' – углы, составляемые лучом и фронтом волны с нормалью к линии наблюдения, соответственно.

Если на поверхности G в точке M кажущаяся скорость равна v_{kG} , то на линии L , лежащей на этой поверхности, в той же точке кажущаяся скорость v_{kL} аналогично определяется соотношением

$$v_{kL} = \frac{v_{kG}}{\cos e''}, \quad (4.15)$$

где e'' – угол между линией наблюдения L и нормалью к изохроне на поверхности G в точке M (рис. 4.3, б).

Угол падения волны на поверхность (линию) наблюдения $\alpha(\alpha')$ по абсолютной величине варьирует в пределах $0-90^\circ$, т. е. его синус изменяется в диапазоне $0-1$. Поэтому, согласно (4.13) и (4.14), имеем диапазон изменения кажущейся скорости по абсолютной величине:

$$v \leq v_k \leq \infty. \quad (4.16)$$

Как видно, *кажущаяся скорость не может быть меньше истинной*. Ее нижний предел $v_k = v$ достигается тогда, когда фронт волны движется вдоль поверхности (линии) наблюдения ($\alpha = \alpha' = 90^\circ$) и скорость, измеренная по этому направлению, естественно, совпадает с истинной скоростью распространения волны. Верхний предел кажущейся скорости $v_k = \infty$ достигается тогда, когда фронт волны параллелен поверхности (линии) наблюдения ($\alpha = \alpha' = 0^\circ$), т. е. одновременно достигает всех ее точек. В таком случае при любой длине базы измерения Δx разность времен прихода волны Δt на ее краях тождественно равна 0 и расчетная величина кажущейся скорости $v_k = \Delta x / \Delta t$ оказывается бесконечной.

Постоянство кажущейся скорости волны в однородной среде свидетельствует о том, что волну можно считать плоской в пределах базы ее наблюдения.

В отличие от истинной скорости, *кажущаяся скорость может иметь отрицательное значение*, что связано с выбором направления положительного отсчета расстояний в области наблюдения волны.

4.2. Годографы прямых и отраженных волн

[8, 29, 44, 55]

Рассматриваемые здесь вопросы являются основополагающими в теории метода отраженных волн, который играет ведущую роль в разведочной геофизике.

4.2.1. Прямая волна

Проследим прямую волну от источника S , расположенного в среде со скоростью v на глубине d под горизонтальной плоскостью наблюдений G (рис. 4.4, а). Прямоугольную систему координат (x, y, z) совместим с плоскостью G так, чтобы начало системы совпадало с эпицентром источника S' – его проекцией на поверхность G , а ось z была направлена вниз.

Изохроны прямой волны представляют собой семейство концентрических сфер радиуса $r = vt$ с центром в источнике S , причем лучи совпадают с радиусами. Зависимость времени прихода волны от координат (x, y) точки наблюдения на плоскости G дает уравнение *поверхностного годографа прямой волны*:

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + y^2 + d^2} = \frac{1}{v} \sqrt{r'^2 + d^2}, \quad (4.17)$$

где r' – расстояние на поверхности G от точки наблюдения до эпицентра S' .

На рис. 4.4, а поверхностный годограф прямой волны изображен в двух видах – как карта изохрон и как объемная фигура. Карта изохрон получается сечением поля времен плоскостью G и состоит из концентрических окружностей, расстояние между которыми постепенно уменьшается по мере удаления от эпицентра S' . Объемный годограф Γ_G изображен над плоскостью G в системе координат (x, y, t) . Из уравнения (4.17) следует, что он имеет форму *гиперболоида вращения*, минимум которого расположен над эпицентром S' .

Уравнение годографа вдоль прямолинейного профиля L , заданного на плоскости G уравнением $y = b$, имеет вид

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + b^2 + d^2} = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + d'^2}, \quad (4.18)$$

где $d' = \sqrt{b^2 + d^2}$ – расстояние от источника S до профиля. Линейный годограф Γ_L представляет собой *гиперболу*, симметричную относитель-

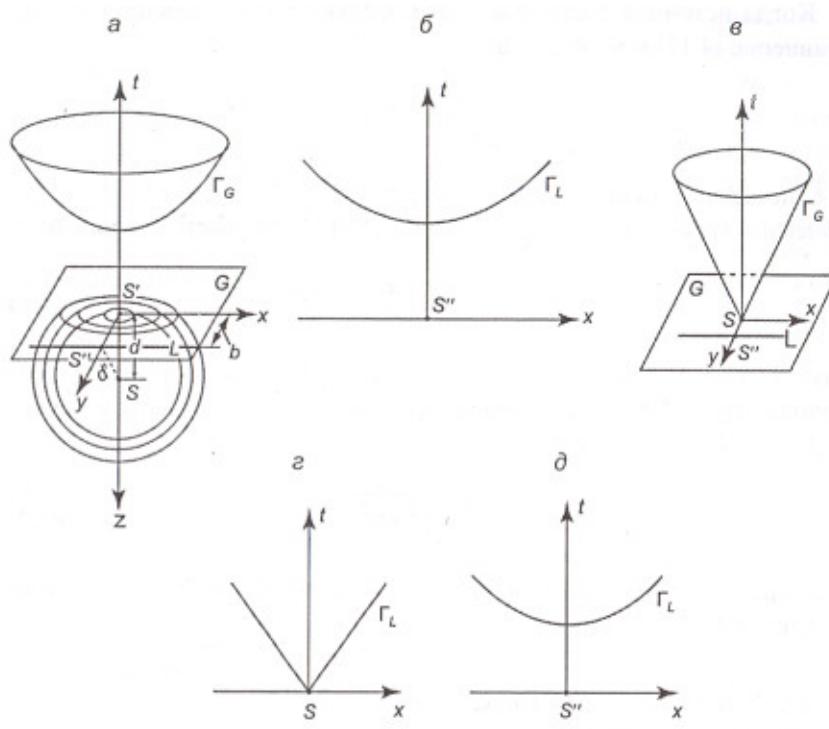


Рис. 4.4. Поле времен и годографы ОТВ прямой волны от источника, находящегося:
а, б – внутри среды; в, г, д – на поверхности наблюдений

но оси t (рис. 4.4, б). Минимум гиперболы расположен над точкой S'' , которая является проекцией источника S на линию L .

Каждующаяся скорость v_{kG} и v_{kL} на плоскости и линии наблюдения можно вычислить, используя (4.17) и (4.18):

$$v_{kG} = \frac{dr'}{dt} = v \sqrt{1 + \left(\frac{d}{r}\right)^2}, \quad v_{kL} = \frac{dx}{dt} = v \sqrt{1 + \left(\frac{d'}{x}\right)^2}. \quad (4.19)$$

Каждующаяся скорость плавно изменяется от $v_k = \infty$ в эпицентре ($r' = 0$, $x = 0$) до $v_k = v$ при неограниченном возрастании расстояния до источника ($r' = \infty$, $x = \infty$).

Когда источник расположен на поверхности наблюдения ($d = 0$), уравнение (4.17) принимает вид

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + y^2} = \frac{r'}{v}, \quad (4.20)$$

т. е. поверхностный годограф представляет собой конус (рис. 4.4, в). *Линейный продольный годограф* ($b = 0, d = 0$) описывается уравнением

$$t = \pm \frac{x}{v} \quad (4.21)$$

и состоит из двух ветвей – отрезков прямых, исходящих из начала координат (рис. 4.4, г). *Линейный непродольный годограф* в этом случае определяется уравнением

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + b^2} \quad (4.22)$$

и представляет собой гиперболу, симметричную относительно точки S'' (рис. 4.4, д).

4.2.2. Годографы ОТВ отраженной волны от плоской границы

Рассмотрим поверхностный годограф ОТВ монотипной отраженной волны. Пусть источник S находится на горизонтальной плоскости наблюдения G (рис. 4.5, а), и отражающая плоскость R имеет истинный угол наклона падения ψ . Расстояние h_S по нормали от источника до отражающей границы называется ее эхо-глубиной в точке S . Скорость распространения сейсмической волны в среде, покрывающей границу, равна v .

Расположим на плоской поверхности G прямоугольную систему координат, совместив ее начало с источником S и направив ось z вниз, а ортогональные оси x и y – произвольно. Найдем время прихода отраженной волны в некоторую точку $C(x, y)$ на плоскости наблюдения G . Опустим из S перпендикуляр на плоскость R , который пересечет последнюю в точке A , и продлим его ниже плоскости R на величину эхо-глубины до точки S^* ($AS = AS^* = h_S$). Построим плоскость, которая проходит через дистанцию SC перпендикулярно отражающей грани-

це R . В этой плоскости, называемой лучевой плоскостью, находятся падающий луч SB и отраженный луч BC , где B – точка отражения. В этой же плоскости находится точка A нормального отражения, для которой совпадают траектории падающего SA и отраженного AS лучей. Из равенства прямоугольных треугольников SAB и S^*AB , а также из равенства углов падения и отражения следует, что $SB = S^*B$ и S^*C есть прямая линия в плоскости лучей. Это означает, что реальный путь пробега волны от источника S до точки B на границе и от нее до приемника C можно заменить таким же по длине фиктивным путем

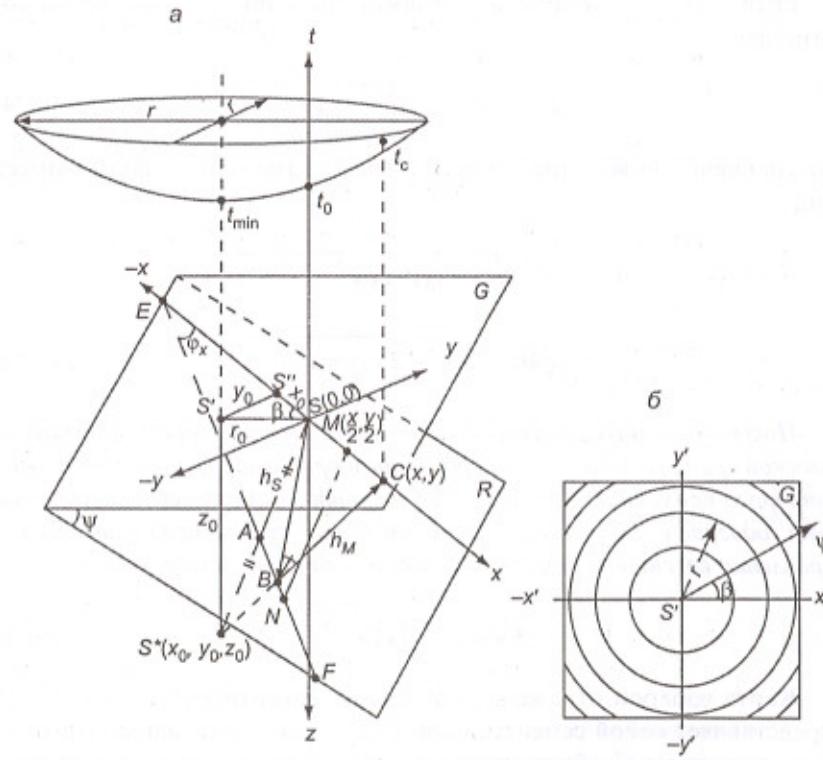


Рис. 4.5. Поверхностный годограф ОТВ отраженной волны от плоской границы в однородной среде:
а – геометрические построения и гиперболоид вращения; б – карта изохрон

пробега волны из точки S^* прямо к приемнику C . Точку S^* называют **мнимым источником**. Следовательно, *поле времен волны, отраженной от плоской границы, сводится к полю времен прямой волны, исходящей из мнимого источника*:

$$t = \frac{1}{v} (SB + BC) = \frac{1}{v} S^* C. \quad (4.23)$$

Изохроны отраженной волны – семейство концентрических полу-сфер радиусов $r = vt$ с центром в точке S^* , поскольку они существуют только в пространстве между плоскостями R и G .

Если x_0, y_0, z_0 – координаты мнимого источника S^* , связанные соотношением

$$SS^* = 2h_S = \sqrt{x_0^2 + y_0^2 + z_0^2}, \quad (4.24)$$

то уравнение поверхностиного годографа отраженной волны имеет вид

$$\begin{aligned} t(x, y) &= \frac{1}{v} \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + z_0^2} = \\ &= \frac{1}{v} \sqrt{4h_S^2 - 2x_0 x - 2y_0 y + x^2 + y^2}. \end{aligned} \quad (4.25)$$

Поверхностный годограф ОТВ отраженной монотипной волны от плоской границы является гиперболоидом вращения, вертикальная ось t которого проходит через мнимый источник S^ . Здесь находится минимум годографа $t(S') = t_{\min}$, смещенный относительно источника S в направлении восстания отражающей границы на величину*

$$SS' = r_0 = \sqrt{x_0^2 + y_0^2}. \quad (4.26)$$

Карта изохрон отраженной волны на поверхности G (рис. 4.5, в) представляет собой семейство концентрических окружностей радиусов r с центром S' , сближающихся по мере увеличения t , поскольку с удалением от S' кажущаяся скорость волны стремится к своему нижнему пределу ($v_k \rightarrow v$).

Из треугольника $SS'S'$ найдем горизонтальное r_0 и вертикальное z_0 смещения мнимого источника относительно истинного, а

из треугольника $SS'S''$ – компоненты x_0 и y_0 горизонтального смещения:

$$\begin{aligned} r_0 &= 2h_S \sin \psi, & z_0 &= 2h_S \cos \psi, \\ x_0 &= -r_0 \cos \beta, & y_0 &= -r_0 \sin \beta, \end{aligned} \quad (4.27)$$

где β – угол между профилем x и направлением падения границы R . Лучевая плоскость, перпендикулярная к отражающей границе R , пересекает ее вдоль прямой EF , которую называют *линией отражения*. Она составляет с профилем x угол Φ_x – *кажущийся угол наклона (падения)* по этому направлению. Истинный ψ и кажущийся Φ_x углы падения связаны соотношением

$$\sin \Phi_x = \sin \psi \cos \beta. \quad (4.28)$$

Как видно, *кажущийся угол падения может находиться в пределах от истинного угла падения, когда профиль ориентирован вкрест простирания, т. е. по падению границы ($\beta = 0$), до нуля, когда профиль x ориентирован по ее простиранию ($\beta = 90^\circ$)*:

$$0 \leq \Phi_x \leq \psi. \quad (4.29)$$

Из (4.27) и (4.28) получаем

$$x_0 = -2h_S \sin \Phi_x, \quad y_0 = -2h_S \sin \Phi_y, \quad \sin \Phi_y = \sin \psi \sin \beta, \quad (4.30)$$

где Φ_y – *кажущийся угол падения границы по направлению оси y , перпендикулярной к оси x* . Подставляя эти соотношения в (4.25), имеем уравнение *поверхностиного годографа отраженной волны от плоской границы*:

$$\begin{aligned} t(x, y) &= \frac{1}{v} \sqrt{4h_S^2 + 4h_S(\sin \Phi_x)x + 4h_S(\sin \Phi_y)y + x^2 + y^2} = \\ &= \sqrt{t_0^2 + \frac{2t_0 \sin \Phi_x}{v} x + \frac{2t_0 \sin \Phi_y}{v} y + \frac{1}{v^2} x^2 + \frac{1}{v^2} y^2}. \end{aligned} \quad (4.31)$$

Здесь вводится параметр t_0 (« t -нулевое») – *время нормального отражения* в точке расположения источника, т. е. при нулевой дистанции:

$$t_0 = t_S = t(x, y)|_{x=y=0} = \frac{2h_S}{v}. \quad (4.32)$$

Время t_0 играет очень важную роль в методе отраженных волн, поскольку оно прямо отображает эхо-глубину до сейсмической границы. Заслуживает внимания также время t_{\min} минимума годографа, наблюдаемое в точке S' ,

$$t_{\min} = \frac{z_0}{v} = \frac{2h_S \cos \psi}{v} = t_0 \cos \psi. \quad (4.33)$$

Время нормального отражения является минимальным временем годографа только при горизонтальной границе ($\psi = 0$).

Перейдем к линейным годографам отраженной волны от плоской границы и определим продольный годограф вдоль некоторого прямолинейного профиля, которым может служить ось x . В таком случае $y \equiv 0$, и из пространственного годографа (4.31) получаем

$$t(x) = \frac{1}{v} \sqrt{4h_S^2 + 4h_S(\sin \phi_x)x + x^2} = t_0 \sqrt{1 + \frac{2\sin \phi_x}{t_0 v} x + \frac{1}{t_0^2 v^2} x^2}. \quad (4.34)$$

В этой формуле угол ϕ_x считается положительным в направлении падения отражающей границы.

Рассматриваемая ситуация изображена в лучевой плоскости на рис. 4.6. Здесь, наряду с геометрическими построениями, аналогич-

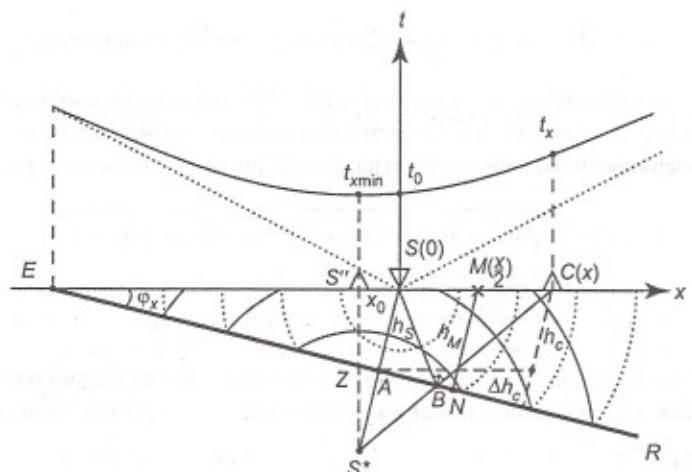


Рис. 4.6. Изохроны и продольные годографы ОТВ прямой и отраженной волн при плоской границе в однородной среде

ными рис. 4.5, *a*, показаны также изохроны прямой (падающей) и отраженной волн. Продольный годограф ОТВ отраженной волны от плоской границы в однородной среде представляет собой гиперболу, симметричную относительно вертикальной оси, проходящей через проекцию минимума источника на профиль. Минимум годографа смещен от источника S в сторону восстания границы на величину $x_0 = -2h_S \sin \phi_x$, а нормальное и минимальное времена отражений таковы:

$$t_0 = \frac{2h_S}{v}, \quad t_{x \min} = \frac{z}{v} = \frac{2h_S \cos \phi_x}{v} = t_0 \cos \phi_x. \quad (4.35)$$

Из сравнения (4.35) с (4.33) видно, что минимальное время линейного годографа в общем случае, когда профиль не проложен вкрест простирания границы, превышает минимальное время пространственного годографа: $\cos \phi_x \geq \cos \psi$, поскольку $\phi_x \leq \psi$.

Если отсчитывать расстояние \bar{x} вдоль профиля не от начала S , а от точки минимума S'' , то уравнение годографа (4.34) принимает вид

$$t(\bar{x}) = \frac{1}{v} \sqrt{\bar{x}^2 + z^2}. \quad (4.36)$$

Отсюда кажущаяся скорость волны

$$v_k = \frac{d\bar{x}}{dt} = v \sqrt{1 + \left(\frac{z}{\bar{x}}\right)^2} = v^2 \frac{t}{\bar{x}}. \quad (4.37)$$

Величина v_k изменяется от ∞ (при $\bar{x} = 0$) до v (при $\bar{x} = \infty$). В точке S (при $\bar{x} = -x_0$) имеем

$$v_{kS} = \frac{v}{\sin \phi_x}. \quad (4.38)$$

Обратим внимание на то, что прямолинейные ветви рассмотренного ранее годографа прямой волны (4.21), имеющие $v_k = v$, являются асимптотами гиперболического годографа отраженной волны (4.36). Если отражающая граница наклонена, то гипербола сдвинута по профилю относительно своих асимптот на величину x_0 .

В произвольной точке профиля C на удалении x от источника эхо-глубина h_C до отражающей границы равна (рис. 4.6):

$$h_C = h_S + \Delta h_x = h_S + x \sin \phi_x. \quad (4.39)$$

Используя это соотношение, уравнение (4.34) можно представить в виде

$$t(x) = \frac{1}{v} \sqrt{4h_S h_C + x^2}, \quad (4.40)$$

выражающем *принцип взаимности для отраженной волны: время $t(x)$ не изменится, если поменять местами источник S и приемник C .*

Обратим внимание еще на одно обстоятельство. На рис. 4.5 и 4.6 отмечена точка M , расположенная на профиле x в середине дистанции SC , т. е. имеющая координату $x/2$. Эхо-глубина границы в этой точке h_M измеряется перпендикулярным к R отрезком MN , где N – точка нормального отражения на границе в случае источника в M . Как видно, точка N не совпадает с точкой B отражения волны, исходящей из источника S и наблюдаемой в пункте приема C . Эта закономерность весьма существенна: точка нормального отражения для середины дистанции при наклонной границе всегда смещена относительно точки отражения косого луча вниз по падению границы, причем – тем больше, чем больше величины дистанции x , угла наклона границы ϕ_x и ее глубины h_M .

Когда точки наблюдения относительно близки к источнику ($x < h_S$), уравнение (4.34) можно разложить в ряд по степеням x , представив в *параболической аппроксимации*:

$$t(x) = t_0 + \frac{\sin \phi_x}{v} x + \frac{\cos \phi_x}{2v^2 t_0} x^2 + \frac{\sin 2\phi_x \cos \phi_x}{4v^3 t_0^2} x^3 + \dots \quad (4.41)$$

Обычно достаточно ограничиться первыми тремя членами ряда, *аппроксимируя гиперболический годограф квадратичной параболой*. При небольших углах ϕ_x часто используют приближение

$$t(x) \approx t_0 + \frac{\sin \phi_x}{v} x + \frac{1}{2v^2 t_0} x^2. \quad (4.42)$$

Уравнение *непродольного годографа ОТВ отраженной волны* вдоль профиля, параллельного оси y , проходящего на расстоянии $x = d$ от источника S , получим из (4.31):

$$t(y) = \frac{1}{v} \sqrt{4h_S^2 + d^2 + 4h_S d \sin \phi_x + 4h_S (\sin \phi_y) y + y^2}, \quad (4.43)$$

где y – расстояние по профилю до пересечения с осью x , ϕ_y – *кажущийся угол наклона границы вдоль оси y , определенный в соотношении (4.30).* *Непродольный годограф ОТВ отраженной волны также представляет собой гиперболу, симметричную относительно основания перпендикуляра, опущенного из источника на профиль.*

4.2.3. Годографы ОСТ (ОГТ) и ОТО отраженной волны от плоской границы

Обратимся к годографам общей средней (глубинной) точки, которые находят наибольшее применение в практике современной сейсморазведки. Уравнение поверхности годографа ОСТ (ОГТ) нетрудно получить из годографа ОТВ (4.31) путем переноса начала координат из источника S в среднюю точку M дистанции SC (рис. 4.7, а). При этом размер дистанции остается прежним, но изменяются координаты ее концов и середины: $S(-x/2, -y/2)$, $M(0, 0)$, $C(x/2, y/2)$. Годограф ОСТ должен быть определен через эхо-глубину h_M в новом начале координат M .

В общем случае, когда дистанция SC не совпадает с направлением падения границы, точка нормального отражения N смещена на плоскости границы R относительно точки нормального отражения A по координатам x и y пропорционально синусам соответствующих *кажущихся углов падения*. Превышение эхо-глубины границы в точке M над эхо-глубиной в точке S составляет

$$\Delta h_M = h_M - h_S = \frac{x}{2} \sin \phi_x + \frac{y}{2} \sin \phi_y, \quad (4.44)$$

где x и y – расстояние по соответствующим осям между источником S и приемником C . Из этого соотношения выразим h_S через h_M , подставим в уравнение (4.31) и после элементарных выкладок получим уравнение *поверхностного годографа ОСТ (ОГТ)*:

$$t(x, y) = \frac{1}{v} \sqrt{4h_M^2 + (1 - \sin^2 \phi_x)x^2 + (1 - \sin^2 \phi_y)y^2 - 2 \sin \phi_x \sin \phi_y xy} = \\ = \sqrt{t_0^2 + \frac{\cos^2 \phi_x}{v^2} x^2 + \frac{\cos^2 \phi_y}{v^2} y^2 - \frac{2 \sin \phi_x \sin \phi_y}{v^2} xy}. \quad (4.45)$$

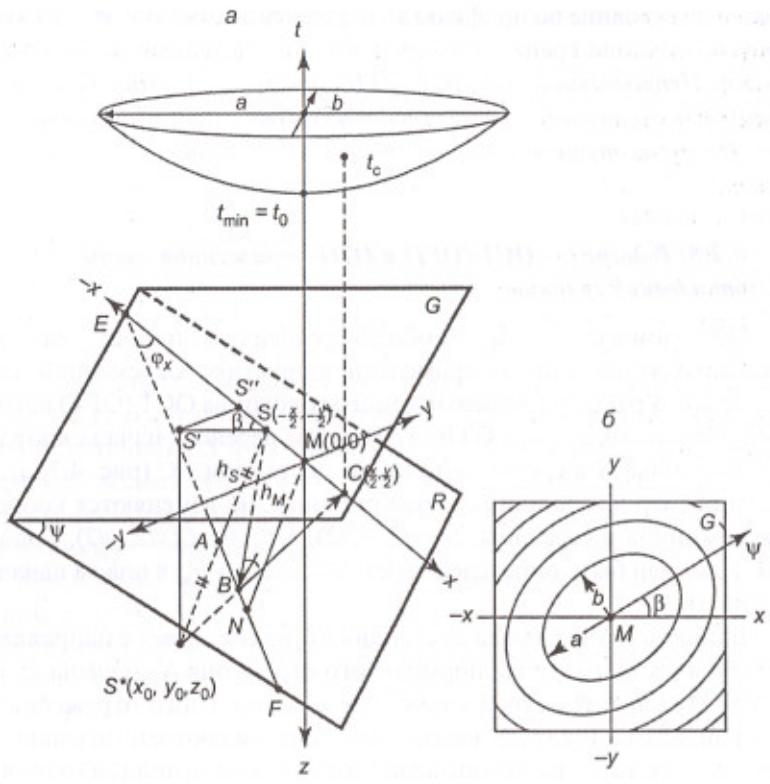


Рис. 4.7. Поверхностный годограф ОСТ (ОГТ)

отраженной волны от плоской границы в однородной среде:
а – геометрические построения и трехмерный годограф; б – карта изохрон

Здесь параметр t_0 является временем нормального отражения в средней точке M , т. е. в начале координат:

$$t_0 = t_M = t(x, y) \Big|_{x=y=0} = \frac{2h_M}{v}. \quad (4.46)$$

Формула (4.45) позволяет вычислить время отраженной волны для любой пары точек источник – приемник, расположенных на плоскости наблюдения симметрично относительно точки M , где известна эхоглубина границы h_M . Как и в случае годографа ОТВ, для расчета поверхности годографа ОСТ необходимо задать скорость v в покры-

вающей среде, угол падения границы ψ и направление ее падения относительно линии дистанции SC . Последнее задается величиной угла β , определяющего кажущиеся углы наклона границы по координатным осям x и y согласно соотношениям (4.28) и (4.30).

Поверхностный годограф ОСТ (ОГТ) отраженной монотипной волны от плоской границы в однородной среде является эллиптическим гиперболоидом с вертикальной осью t , проходящей через общую среднюю точку M (рис. 4.7, а). На плоскости G поверхность годографа ОСТ изображается семейством изохрон в форме концентрических эллипсов, которые постепенно сближаются между собой по мере удаления от своего центра (рис. 4.7, б). Для любой изохроны t большая полуось эллипса a , совпадающая с направлением падения границы, и малая полуось b , совпадающая с направлением ее простирания, определяются соотношениями

$$a = \frac{v}{\cos \psi} \sqrt{t^2 - t_0^2}, \quad b = v \sqrt{t^2 - t_0^2}, \quad \frac{b}{a} = \cos \psi. \quad (4.47)$$

Действительно, из поверхности годографа (4.45) легко получить частные уравнения линейных продольных годографов ОСТ по направлениям x и y , совпадающим с направлениями падения и простирания границы соответственно: при $\beta = 0$ имеем $\sin \phi_x = \sin \psi$, $\sin \phi_y = 0$ и получаем

$$t(x) = \sqrt{t_0^2 + \frac{\cos^2 \psi}{v^2} x^2}, \quad t(y) = \sqrt{t_0^2 + \frac{1}{v^2} y^2}, \quad (4.48)$$

что эквивалентно соотношениям (4.47) при $a = x$ и $b = y$.

Поверхностному годографу ОСТ (ОГТ) свойственны следующие важные особенности по сравнению с годографом ОТВ для той же модели среды. **Годограф ОСТ**:

- всегда, независимо от наклона отражающей границы, имеет минимум в своей общей средней точке – $t_{\min}(x, y) = t_0$;
- инвариантен к изменению направления падения границы на противоположное – при замене в формуле (4.45) значений ϕ_x и ϕ_y на $-\phi_x$ и $-\phi_y$ величина $t(x, y)$ не изменяется;
- симметричен относительно своего центра по любому направлению, проходящему через него – при замене в формуле (4.45) значений x и y на $-x$ и $-y$ величина $t(x, y)$ не изменяется, в чем проявляется принцип взаимности;

отображает направление наклона границы конфигурацией своих эллиптических изохрон: линия падения–восстания границы совпадает с большими осями эллипсов, а угол наклона границы определяет отношение малых и больших осей эллипсов.

Рассмотрим линейный продольный гидограф ОСТ в общем случае, когда линия профиля L образует с осью x угол α (рис. 4.8, а). Угол между линией падения границы и осью x , как и прежде, обозначаем β . Тогда профиль L составляет с направлением падения угол γ

$$\gamma = \alpha - \beta. \quad (4.49)$$

Дистанция l между источником S и приемником C имеет проекции x и y на соответствующие оси координат:

$$x = l \cos \alpha, \quad y = l \sin \alpha. \quad (4.50)$$

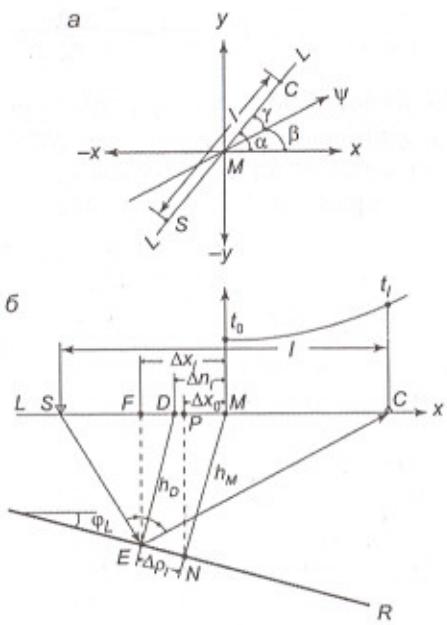


Рис. 4.8. Линейный продольный гидограф ОСТ (ОГТ) отраженной волны:
а – расположение линейного продольного профиля на плоскости наблюдений;
б – сейсмические лучи и гидограф

Подставляя (4.49) и (4.50) в (4.45) и учитывая (4.28) и (4.30), находим

$$t(l) = \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{v^2} (1 - \sin^2 \psi \cos^2 \gamma)} = \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2 \cos^2 \phi_L}{v^2}}, \quad (4.51)$$

где $\sin \phi_L = \sin \psi \cos \gamma$, ϕ_L – кажущийся угол падения границы по линии профиля. Введя обозначение

$$v_{\text{ОГТ}} = \frac{v}{\cos \phi_L}, \quad (4.52)$$

получаем формулу продольного гидографа ОСТ (ОГТ) монотипной волны, отраженной от плоской границы в однородной среде:

$$t(l) = \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{v_{\text{ОГТ}}^2}} = t_0 \sqrt{1 + \frac{l^2}{t_0^2 v_{\text{ОГТ}}^2}}. \quad (4.53)$$

Гидограф ОСТ – гипербола, симметричная относительно средней точки. При фиксированном значении времени t_0 нормального отражения в ней форма (крутизна) гидографа определяется единственным параметром $v_{\text{ОГТ}}$. Он имеет размерность скорости, но существенно отличается от истинной скорости: $v_{\text{ОГТ}}$ является *фиктивным скоростным параметром*, поскольку зависит от кажущегося угла падения границы вдоль линии наблюдения. Этот угол не превосходит истинного угла падения ($\phi_L \leq \psi$), поэтому величина фиктивной скорости $v_{\text{ОГТ}}$ находится в пределах

$$v \leq v_{\text{ОГТ}} \leq \frac{v}{\cos \psi}. \quad (4.54)$$

Если дистанция l невелика по сравнению с глубиной границы h , то гиперболический гидограф (4.53) имеет удовлетворительную параболическую аппроксимацию

$$t(l) \approx t_0 + \frac{l^2}{2t_0 v_{\text{ОГТ}}^2}. \quad (4.55)$$

При горизонтальной границе $v_{\text{ОГТ}} = v$ и гидограф ОСТ не отличается от гидографа ОТВ: формулы (4.34) и (4.53) в этом случае идентичны, поскольку $l = x$.

Лучи, соответствующие годографу ОСТ, действительно отражаются от общей глубинной точки границы только в случае ее горизонтальности. При наклонной границе ($\phi_L \neq 0$) точка нормального отражения N смещается по горизонтали в сторону восстания относительно средней точки M на расстояние $MP = \Delta x_0 = h_M \sin \phi_L$ (рис. 4.8, б). Когда приемник C не совмещен с источником S ($l \neq 0$), точка отражения E смещается по восстанию вдоль границы R относительно точки нормального отражения N на расстояние $NE = \Delta p_l$.

$$\Delta p_l = \frac{l^2 \sin 2\phi_L}{8h_M}. \quad (4.56)$$

Горизонтальное смещение точки отражения E относительно средней точки M составляет $MF = \Delta x_l = \Delta x_0 + \Delta p_l \cos \phi_L$. При этом нормаль к отражающей границе в точке E выходит на профиль x в точке D , которая смещена относительно средней точки M на расстояние $MD = \Delta n_l$:

$$\Delta n_l = \frac{\Delta p_l}{\cos \phi_L} = \frac{l^2 \sin \phi_L}{4h_M}. \quad (4.57)$$

Как видно, при наклонной границе годографу ОСТ (ОГТ) соответствует не единая точка отражения, а некоторая отражающая площадка. Ее протяженность, согласно (4.56), пропорциональна квадрату максимальной дистанции l .

Форма годографа ОТВ определяется двумя независимыми параметрами – скоростным (v) и угловым (ϕ), а форма годографа ОСТ – только одним параметром – фиктивной скоростью $v_{\text{ОГТ}}$. Это его свойство оказалось очень важным при обработке данных МОВ и способствовало широкому применению метода ОГТ в сейсморазведке.

На рис. 4.9 сопоставлены трансформации продольных годографов ОТВ и ОСТ отраженной волны при изменении угла наклона границы и фиксированной величине ее эхо-глубины в общей точке годографа. С увеличением угла наклона у годографа ОТВ возрастает смещение минимума в сторону восстания границы, у годографа ОСТ – уменьшается крутизна при неизменном положении минимума в средней точке M .

Непродольный линейный годограф ОСТ получим как сечение эллиптического гиперболоида поверхности годографа (4.45) верти-

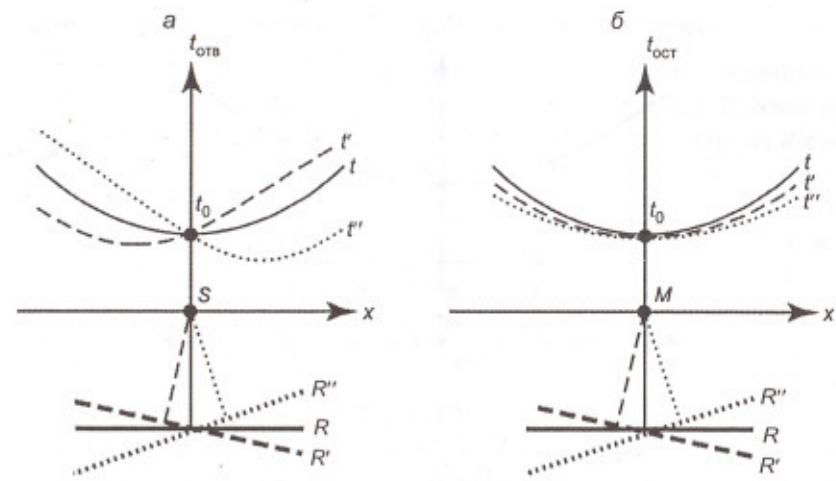


Рис. 4.9. Сопоставление продольных годографов при изменении наклона отражающей границы:
а – годографы ОТВ; б – годографы ОСТ

кальной плоскостью, не содержащей средней точки M . В общем случае непродольный годограф ОСТ не симметричен относительно своего минимума. Симметрия имеет место лишь при ориентации непродольного профиля по простиранию или падению отражающей границы.

Рассмотрим линейный продольный годограф общей точки отражения (ОТО) от наклонной границы R , падающей вдоль профиля под углом ϕ и находящейся в однородной среде со скоростью v (рис. 4.10). Начало координат (x, z, t) расположим в точке O , где эхо-глубина границы h_0 и время нормального отражения от точки A равно $t_0 = 2h_0/v$. Горизонтальная и вертикальная координаты точки отражения составляют

$$x_A = h_0 \sin \phi, \quad z_A = h_0 \cos \phi. \quad (4.58)$$

Поместим источник в произвольную точку профиля S и построим траекторию луча, который отражается в той же точке A и приходит на линию наблюдения в некоторую точку C . Обозначим как x_S и x_C координаты источника и приемника, расстояние между которыми (дис-

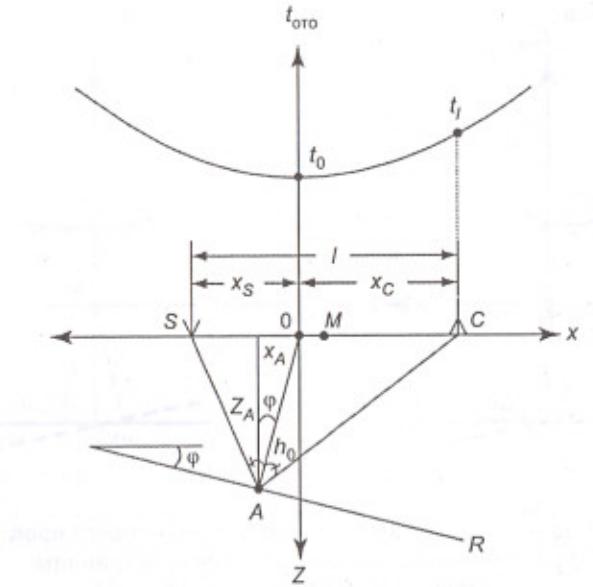


Рис. 4.10. Линейный продольный годограф общей точки отражения (ОТО)

танция) составляет l . Из простых геометрических соотношений получим выражение для годографа ОТО:

$$t_l = \frac{1}{v} \sqrt{4(h_0 + x_S \sin \varphi)(h_0 + x_C \sin \varphi) + l^2}, \quad (4.59)$$

где $x_S = \left[\sqrt{h_0^2 + l^2 \sin^2 \varphi} - (h_0 + l \sin \varphi) \right] / 2 \sin \varphi$, $x_C = x_S + l$.

Годограф ОТО не является строго гиперболической функцией, но обладает гиперболообразной формой, будучи симметричным относительно своего минимума, который находится в начале координат. Для каждой дистанции ее средняя точка M смещена относительно начала координат в сторону падения границы, причем — тем больше, чем больше величина дистанции l . При горизонтальной границе годограф ОТО совпадает с годографом ОСТ, и точка M располагается в начале координат. Важно отметить, что на годографе ОТО не оказывается кривизна границы, поскольку все его лучи отражаются от одной ее точки.

4.2.4. Волны, отраженные от криволинейных границ

Годограф ОТВ приобретает более сложную форму, отличную от гиперболы, когда отражающая граница криволинейна. Рассмотрим двумерную задачу в простейшем случае: отражающая граница R представляет собой дугу окружности радиуса ρ , центр A которой расположен под источником S , где глубина границы равна h (рис. 4.11, а). При условии $\rho > x$ уравнение годографа ОТВ отраженной волны с достаточной точностью можно представить в гиперболическом виде

$$t(x) \approx \frac{1}{v} \sqrt{4h^2 + \left(1 + \frac{2h}{\rho}\right) \left(1 + \frac{h}{\rho}\right)^{-1} x^2}. \quad (4.60)$$

При больших радиусах кривизны отражающей границы форма годографа Γ остается достаточно простой. В (4.60) значения $\rho > 0$ соответствуют выпуклой и $\rho < 0$ — вогнутой границе.

С увеличением кривизны границы форма годографа может сильно усложняться. При вогнутой границе относительно большой кривизны ($|\rho| < h$) образуется петля годографа (рис. 4.11, б), объясняемая следующим образом. Когда в окрестностях точки отражения N радиусы кривизны изохрон отражения и сейсмической границы равны по величине, все отраженные здесь лучи попадают в одну точку наблюдения C , где они фокусируются. Если же радиус кривизны границы становится еще меньше, то сходящиеся лучи отраженной волны пересекаются между собой и образуют зону фокусировки (каустику), не доходя до линии наблюдения L . Вследствие этого на некотором ее участке нарушается нормальная последовательность расположения точек выхода лучей соответственно точкам отражения: когда точки отражения смещаются по границе R слева направо, точки выхода лучей на линию L перемещаются справа налево. На таком участке профиля существуют дополнительные ветви годографа, образующие совместно с основным годографом петлю. При выпуклой границе петли не образуются, но форма годографа может сильно отличаться от гиперболической.

Если источник расположен в фокусе отражающей границы параболической формы, то годограф ОТВ становится прямой линией (рис. 4.11, в), а если источник находится в центре окружности, представляющей отражающую границу, то годограф вырождается в одну точку.

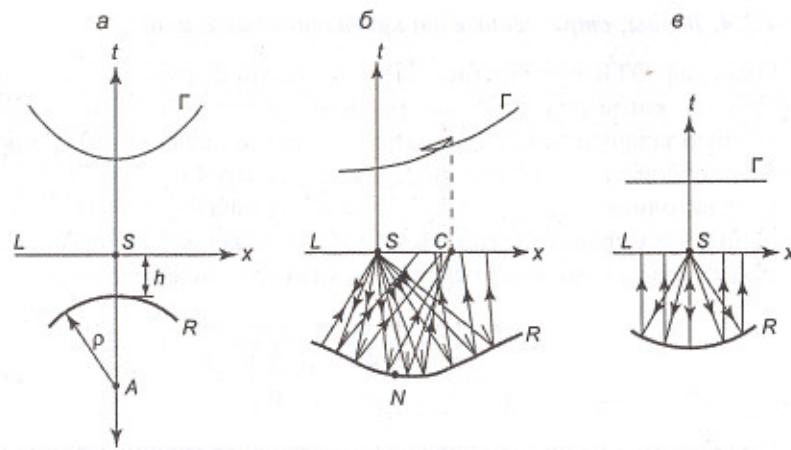


Рис. 4.11. Продольные годографы ОТВ волн, отраженных от криволинейных границ:

а – выпуклая граница; б – вогнутая граница, образующая петлю годографа; в – параболическая граница

Годограф ОГТ образуется лучами, отраженными от одной точки границы, либо ее небольшого участка. Поэтому *кривизна границы значительно меньше оказывается на форме годографа ОГТ по сравнению с годографом ОТВ*. В частности, в ситуациях, представленных на рис. 4.11, а, б, годограф ОГТ не отличается от случая горизонтальной границы, если центр кривизны отражателя расположен под общей средней точкой \$M\$. И в более общем случае годограф ОГТ в окрестностях своего минимума слабо зависит от кривизны границы, практически сохранив гиперболическую форму. Только на значительных дистанциях появляются заметные искажения этих годографов из-за резких вогнутостей границы. Устойчивость годографа ОСТ (ОГТ) в отношении криволинейности отражающей границы является его существенным и практически важным достоинством.

4.2.5. Дифрагированные волны

Рассмотрим волну, образующуюся в точке дифракции \$D\$, находящейся под горизонтальной поверхностью наблюдения \$G\$ в однород-

ной среде со скоростью \$v\$ (рис. 4.12, а). Начало прямоугольной системы координат совместим с источником \$S\$ на поверхности, где ортогональные оси \$x\$ и \$y\$ ориентированы произвольно. В этой системе точка дифракции имеет координаты \$x_D, y_D, z_D\$. Дифрагированная волна возникает в точке \$D\$ в момент \$\tau_D\$ прихода в нее прямой волны из источника по лучу \$S_{SD}\$. Из точки \$D\$ волна как из вторичного источника распространяется во все стороны. Время \$t_C\$ ее прихода в некоторую точку \$C(x, y)\$ на поверхности \$G\$ равно

$$t_C(x, y) = \frac{1}{v}(SD + DC) = \tau_D + \frac{1}{v}\sqrt{(x - x_D)^2 + (y - y_D)^2 + z_D^2}, \quad (4.61)$$

где \$\tau_D = SD/v = \sqrt{x_D^2 + y_D^2 + z_D^2}/v\$.

Поверхностный годограф ОТВ элементарной дифрагированной волны представляет собой гиперболоид вращения, вертикальная ось симметрии которого проходит через точку дифракции. Минимум годографа расположен в его центре \$D'\$:

$$t_{\min} = t_{D'} = \tau_D + \frac{z_D}{v}. \quad (4.62)$$

Изохроны волны на поверхности \$G\$ образуют семейство концентрических окружностей с центром в точке \$D'\$ – вертикальной проекции точки дифракции (рис. 4.12, б).

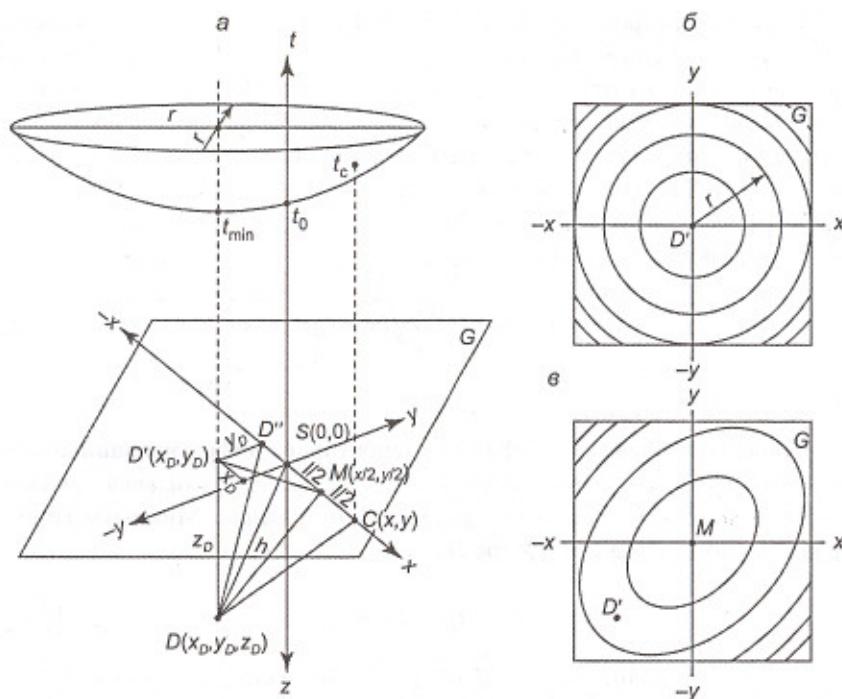
Легко видеть, что годограф дифрагированной волны по своей форме подобен годографу прямой волны (4.17) в случае источника, погруженного под поверхность наблюдения на глубину \$d = z_D\$. Различие между годографами заключается только в том, что времена дифрагированной волны увеличены на константу \$\tau_D\$. Отсюда следует подобие и линейных годографов обеих волн.

Для волны, наблюдаемой на профиле, совпадающем с осью \$x\$, имеем из (4.61)

$$t(x) = \tau_D + \frac{1}{v}\sqrt{(x - x_D)^2 + b^2}, \quad (4.63)$$

где \$b = DD'' = \sqrt{y_D^2 + z_D^2}\$ – расстояние от точки \$D\$ до профиля \$x\$.

Линейный годограф дифрагированной волны – гипербола, симметричная относительно проекции точки дифракции на линию профиля. Когда профиль проходит через вертикальную проекцию \$D'\$ точки диф-



ракции, имеем $y_D = 0$ и $b = z_D$. Форма годографа дифрагированной волны не зависит от местонахождения источника колебаний и определяется только взаимным расположением линии профиля и точки дифракции. Поэтому формула (4.63) пригодна для продольных и непродольных годографов.

Пусть точка дифракции D расположена на отражающей границе R (рис. 4.13). Построим продольные годографы отраженной t^R и дифрагированной t^D волн. Оба они являются гиперболами, причем t^R симметричен относительно проекции S'' на профиль мнимого источника S^* , а t^D симметричен относительно проекции D'' на профиль точки дифракции D . В точку наблюдения C по одной и той же траектории приходят

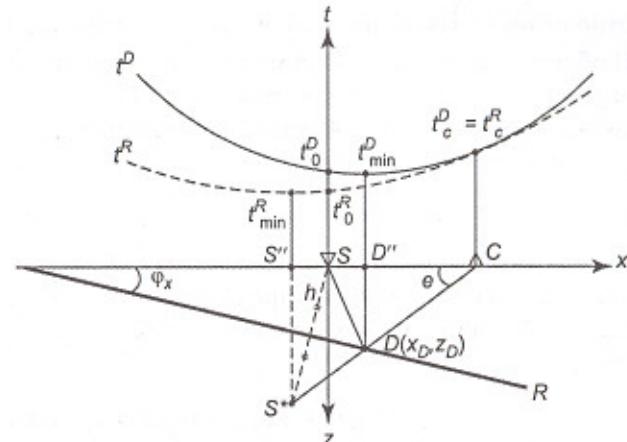


Рис. 4.13. Соотношение продольных годографов ОТВ дифрагированной и отраженной волн при расположении точки дифракции на отражающей границе

обе волны. Здесь совпадают не только их времена ($t_C^D = t_C^R$), но и кажущиеся скорости ($v_{kC}^D = v_{kC}^R$), поскольку одинаковы углы ϵ выхода лучей. Отсюда следует, что в точке C годограф дифрагированной волны касается годографа отраженной волны. В другие точки наблюдения дифрагированная волна приходит позже отраженной, имея годограф большей крутизны. Рассматриваемое соотношение принципиально важно. Оно означает, что годограф отраженной волны является огибающей годографов элементарных дифрагированных волн от непрерывного множества точек, расположенных на отражающей границе. В этом проявляется принцип Гюйгенса применительно к явлению отражения упругой волны.

Рассмотрим поверхностный годограф ОСТ (ОГТ) дифрагированной волны. В ситуации, представленной на рис. 4.12, перенесем начало координат x, y, z из источника S в среднюю точку M дистанции SC , длина которой равна l . При этом на величину $l/2$ изменится только координата точки дифракции по оси x , и время прихода дифрагированной волны составит

$$t(l) = \frac{1}{v} \left(\sqrt{\left(\frac{l}{2} - x_D\right)^2 + y_D^2 + z_D^2} + \sqrt{\left(\frac{l}{2} + x_D\right)^2 + y_D^2 + z_D^2} \right). \quad (4.64)$$

Это соотношение справедливо, если вектор дистанции \vec{l} совпадает с осью x . В общем случае, когда угол между \vec{l} и осью x равен α , воспользуемся формулой преобразования прямоугольных координат при повороте их осей на угол α . Тогда исходные координаты точки дифракции x_D, y_D преобразуются в ее новые координаты $x_{D\alpha}, y_{D\alpha}$:

$$x_{D\alpha} = x_D \cos \alpha + y_D \sin \alpha, \quad y_{D\alpha} = -x_D \sin \alpha + y_D \cos \alpha. \quad (4.65)$$

В общем виде имеем *уравнение поверхностиного годографа ОСТ дифрагированной волны*, в котором время прихода волны зависит не только от величины дистанции, но и от ее направления:

$$t_\alpha(l) = \frac{1}{v} \left(\sqrt{\left(\frac{l}{2} - x_{D\alpha}\right)^2 + y_{D\alpha}^2 + z_D^2} + \sqrt{\left(\frac{l}{2} + x_{D\alpha}\right)^2 + y_{D\alpha}^2 + z_D^2} \right). \quad (4.66)$$

Уравнение (4.66) не является гиперболическим, однако качественно функцию $t_\alpha(l)$ можно назвать *гиперболоидообразной*. Минимум годографа всегда находится в общей средней точке M , где $l = 0$. Здесь время прихода волны t_0 инвариантно к углу α и определяется расстоянием h от точки M до точки D .

$$t_0 = \frac{2MD}{v} = \frac{2h}{v} = \frac{2}{v} \sqrt{x_{D\alpha}^2 + y_{D\alpha}^2 + z_D^2}. \quad (4.67)$$

Годограф (4.66) симметричен относительно вертикальной плоскости, проходящей через линию MD' . На поверхности наблюдений G поле времен дифрагированной волны изображается концентрическими эллипсоидообразными изохронами, которые при $\Delta t = \text{const}$ постепенно сближаются с удалением от ОСТ M . Большие оси квазиэллипсов совпадают с направлением на точку дифракции, т. е. с линией MD' , малые оси ортогональны к этому направлению (рис. 4.12, б).

Семейство изохрон дифрагированной волны имеет качественное сходство с семейством изохрон отраженной волны от плоской наклонной границы (рис. 4.7). Сходство обоих годографов ОСТ можно установить аналитическим путем. Используя соотношение (4.67), преобразуем годограф (4.66) к виду

$$t_\alpha(l) = \frac{t_0}{2} \left(\sqrt{1 + \frac{4l}{t_0^2 v^2} \left(\frac{l}{4} - x_{D\alpha} \right)} + \sqrt{1 + \frac{4l}{t_0^2 v^2} \left(\frac{l}{4} + x_{D\alpha} \right)} \right). \quad (4.68)$$

Здесь вторые слагаемые в подкоренных выражениях обычно значительно меньше единицы. Пользуясь разложением в степенной ряд бинома $(1 + \epsilon)^{1/2}$ при $\epsilon \ll 1$ и сохраняя в ряду первые три члена, получаем приближенное выражение для годографа ОСТ дифрагированной волны

$$t_\alpha(l) \approx t_0 + \frac{l^2 \cos^2 \varphi_{D\alpha}}{2t_0 v^2} = t_0 + \frac{l^2}{2t_0 v_{\text{ОГТ}}^2}, \quad (4.69)$$

$$\text{где } \sin \varphi_{D\alpha} = \frac{x_{D\alpha}}{h} = \frac{2x_{D\alpha}}{t_0 v}, \quad v_{\text{ОГТ}} = \frac{v}{\cos \varphi_{D\alpha}}.$$

Сравнивая (4.69) и (4.55), находим, что *годограф ОСТ элементарной дифрагированной волны близок годографу ОСТ отраженной волны от некоторой фиктивной плоской границы R_D , проходящей через точку дифракции D перпендикулярно к линии MD* (рис. 4.14). В общем случае эта фиктивная граница наклонна. Ее кажущийся угол наклона $\varphi_{D\alpha}$ вдоль линии L определяется тем, насколько отклонение $x_{D\alpha}$ средней точки M от проекции D'' точки дифракции велико по сравнению с рас-

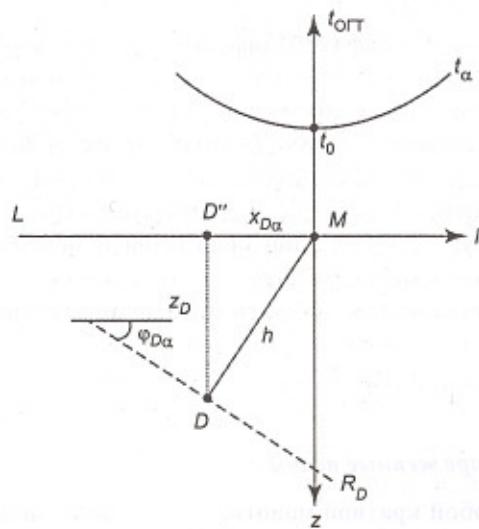


Рис. 4.14. Продольный годограф ОСТ (ОГТ) дифрагированной волны и фиктивная отражающая граница

стоянием h до этой точки. Азимут наклона фиктивной границы в пространстве совпадает с направлением из точки M на точку D' , причем форма годографа ОСТ не изменяется при изменении азимута падения фиктивной границы на противоположный, т. е. не зависит от того, с какой стороны относительно ОСТ M находится точка дифракции. Фиктивный скоростной параметр $v_{\text{ОГТ } D\alpha}$ определяющий крутизну годографа ОГТ по направлению линии L , зависит от истинной скорости v и кажущегося угла наклона $\Phi_{D\alpha}$ фиктивной границы R_D вдоль этого направления.

В частном случае, когда ОСТ находится точно над объектом дифракции ($x_{D\alpha} = 0$ и $\Phi_{D\alpha} = 0$), годограф ОСТ дифрагированной волны точно совпадает с годографом ОСТ отраженной волны от горизонтальной границы, проходящей через точку дифракции. Удаление ОСТ от точки дифракции эквивалентно увеличению угла наклона фиктивной границы, что проявляется в увеличении параметра $v_{\text{ОГТ } D\alpha}$, т. е. уменьшении крутизны годографа. При этом возрастает время t_0 минимума годографа ОСТ в точке M .

Близость годографов ОСТ отраженных и дифрагированных волн является существенным фактором при обработке сейсмических наблюдений по методу ОСТ (ОГТ).

Пространственный годограф ОСТ дифрагированной волны в форме (4.66) или (4.69) непосредственно представляет и ее линейный продольный годограф, если зафиксировать единственное значение угла α , определяющего направление профиля L . Поэтому все свойства годографа ОСТ, рассмотренные выше, справедливы и для продольного годографа. Он имеет гиперболообразную форму и симметричен относительно своего минимума в ОСТ. **Линейный непродольный годограф ОСТ дифрагированной волны симметричен относительно своего минимума только в случае, когда профиль ортогонален направлению линии MD' .**

4.2.6. Кратные отраженные волны

Годограф ОТВ любой кратной монотипной отраженной волны не трудно построить в случае плоских отражающих границ: поле времен волн представляют собой семейство концентрических сфер, центром которых является соответствующий мнимый источник.

Рассмотрим двукратную отраженную волну от плоской границы R , имеющей вдоль профиля x кажущийся угол падения φ и эхо-глубину h_S под источником S (рис 4.15). Однократно отраженной волне от плоскости R соответствует мнимый источник S^* . Второе отражение волны испытывает от плоскости наблюдения G , чему соответствует второй мнимый источник S_1^* , который получается зеркальным отражением точки S^* в границе G . Третьему акту отражения рассматриваемой волны, т. е. повторному отражению от границы R , отвечает третий мнимый источник S_2^* . Он получается зеркальным отражением точки S_1^* в границе R .

Как видно, годограф двукратной отраженной волны от границы R совпадает с годографом однократной волны, отраженной от некоторой фиктивной границы R' с мнимым источником в точке S_2^* . Зная расположение мнимого источника для границы R' , легко определить ее параметры – эхо-глубину h'_S и кажущийся угол падения вдоль профиля φ' . Поскольку отражающая граница ортогональна отрезку, соединяющему действительный и мнимый источники, и проходит через его середину, имеем из рис. 4.15:

$$2h'_S = SS_2^* = 2SS^* \cos \varphi = 4h_S \cos \varphi, \quad \varphi' = 2\varphi \quad (4.70)$$

Используя формулу годографа однократного отражения (4.34), получаем для продольного годографа ОТВ двукратной отраженной волны

$$t'(x) = \frac{1}{v} \sqrt{4h'^2 + 4h'_S (\sin \varphi') x + x^2} = t'_0 \sqrt{1 + \frac{2 \sin \varphi'}{t'_0 v} x + \frac{1}{t'^2_0 v^2} x^2}, \quad (4.71)$$

где t'_0 – время нормального отражения для фиктивной границы R' . Этот годограф является гиперболой, центр симметрии которой расположен над мнимым источником S_2^* . Времена нормального отражения t'_0 и минимума годографа t'_{\min} равны

$$t'_0 = \frac{2h'_S}{v} = 2t_0 \cos \varphi, \quad t'_{\min} = t'_0 \cos \varphi' = 2t_{\min} \cos 2\varphi, \quad (4.72)$$

где t_0 и t_{\min} – нормальное и минимальное времена годографа однократного отражения от этой же границы. Двукратное отражение можно наблюдать на линии x при условии $\varphi < 45^\circ$.

Формулу (4.71) выразим через параметры h_S и ϕ реальной границы R :

$$t'(x) = \frac{1}{v} \sqrt{4h_S^2 \frac{\sin^2 2\phi}{\sin^2 \phi} + 4h_S \frac{\sin^2 2\phi}{\sin \phi} x + x^2}. \quad (4.73)$$

В случае отраженной волны k -й кратности от одной и той же границы, т. е. полнократного отражения, уравнение продольного годографа ОТВ имеет вид:

$$t_k(x) = \frac{1}{v} \sqrt{4h_S^2 \frac{\sin^2 k\phi}{\sin^2 \phi} + 4h_S \frac{\sin^2 k\phi}{\sin \phi} x + x^2}. \quad (4.74)$$

Пространственный годограф ОТВ кратной отраженной волны представляет собой гиперболоид вращения, симметричной относительно вертикальной оси, проходящей через соответствующий минимум источника. Онмещен относительно действительного источника в сторону восстания границы, причем величина смещения возрастает с увеличением кратности отражения.

Продольный годограф ОСТ двукратной отраженной волны получим из ее годографа ОТВ (4.71). Для этого перенесем начало координат в среднюю точку M дистанции $SC = l$ (рис. 4.15) и заменим эхо-глубину h'_S фиктивной границы в источнике S на ее эхо-глубину h'_M в точке M , учитывая соотношение $h'_M = h'_S + x \sin \phi'/2 = h_S + l \sin \phi'/2$. В результате получаем

$$t'(l) = t'_0 \sqrt{1 + \frac{l^2}{t'^2_0 v_{\text{ОГТ}}^2}}. \quad (4.75)$$

Сравнение (4.75) с (4.53) показывает, что **годограф ОСТ** двукратной волны, отраженной от границы R с параметрами h_M и ϕ , совпадает с аналогичным годографом однократного отражения от фиктивной границы R' с параметрами h'_M и ϕ' , где

$$h'_M = 2h_M \cos \phi, \quad \phi' = 2\phi. \quad (4.76)$$

Пространственный годограф ОСТ кратной отраженной волны является эллиптическим гиперболоидом с минимумом в общей средней точке. На плоскости наблюдений G большие оси концентрических эллип-

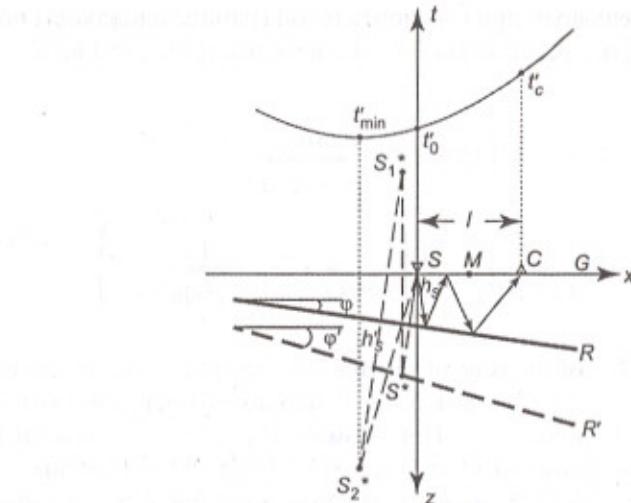


Рис. 4.15. Двукратная отраженная волна – геометрические построения и продольный годограф ОТВ

сов изохрон ориентированы в направлении наклона сейсмической границы, а малые оси – в направлении ее простирации. Максимальное значение фиктивного скоростного параметра $v'_{\text{ОГТ}}$ достигается вдоль истинного направления падения границы под углом ψ и составляет для двукратного отражения величину $v/\cos 2\psi$. Для отраженной волны k -й кратности максимальное значение $v'_{\text{ОГТ}}^k$ составляет $v/\cos k\psi$.

4.2.7. Обменные отраженные волны

Уравнения этих годографов оказываются довольно сложными даже для простейших моделей среды. Пусть горизонтальная отражающая граница находится на глубине h в однородной среде со скоростями продольных и поперечных волн v_p и v_s соответственно. При возникновении обменных отраженных волн PS или SP углы падения и отражения связаны, согласно закону Снеллиуса, соотношением

$$\frac{\sin \alpha_S}{\sin \alpha_P} = \frac{v_S}{v_P} = \gamma \leq \frac{1}{\sqrt{2}}. \quad (4.77)$$

Годографы обеих волн при горизонтальной границе одинаковы по форме и могут быть представлены только в параметрическом виде:

$$x = h \operatorname{tg} \alpha_p + h \operatorname{tg} \alpha_s = h \left(\operatorname{tg} \alpha_p + \frac{\gamma \sin \alpha_p}{\sqrt{1 - \gamma^2 \sin^2 \alpha_p}} \right),$$

$$t = \frac{h}{v_p \cos \alpha_p} + \frac{h}{v_s \cos \alpha_s} = \frac{h}{v_p} \left(\frac{1}{\cos \alpha_p} + \frac{1}{\gamma \sqrt{1 - \gamma^2 \sin^2 \alpha_p}} \right) \quad (4.78)$$

Годографы ОТВ обменных волн при горизонтальной границе симметричны и с удалением от источника выходят на асимптоту, наклон которой определяется величиной v_p . При этом годограф обменной волны быстрее выходит на асимптоту, чем годограф монотипной P -волны.

При $x < h$ годограф (4.78) можно представить приближенно в параболической форме:

$$t(x) \approx t_0 + \frac{x^2}{v^2}, \quad (4.79)$$

где $t_0 = h(1/v_p + 1/v_s) = h(1 + 1/\gamma)/v_p$, $v = \sqrt{v_p v_s} = v_p \sqrt{\gamma}$.

Для обменных волн наблюдениям во взаимных точках не соответствует один и тот же путь пробега упругих колебаний. Поэтому **годографы ОСТ обменных волн в общем случае не являются симметричными относительно средних точек**, как это имеет место для монотипных волн.

4.3. Годографы головных и проходящих волн [1, 4, 8]

Наблюдаемые в сейсморазведке преломленные волны по своим кинематическим параметрам часто близки головной волне. Поэтому изучение годографов последней представляет практический интерес.

4.3.1. Головная волна от плоской границы

Рассмотрим случай плоской поверхности наблюдений и плоской границы R слоя и полупространства при обязательном условии, что

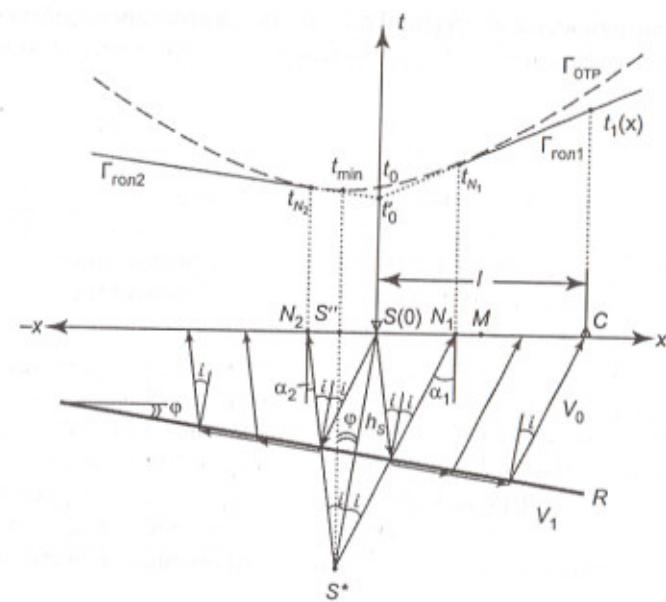


Рис. 4.16. Преломленная (головная) волна – геометрические построения и продольный годограф ОТВ

скорость v_1 под границей превосходит скорость v_0 над ней (рис. 4.16). Каждый угол падения границы по профилю x равен ϕ . В плоскости лучей **головная монотипная волна** (п. 2.1.2) впервые появляется на линии профиля в точках N_1 и N_2 , называемых **начальными точками**. Лучи головной волны выходят от преломляющей границы под критическим углом i , определяемым соотношением скоростей:

$$\sin i = \frac{v_0}{v_1}. \quad (4.80)$$

Скоростям v_0 и v_1 в зависимости от физического типа рассматриваемой волны могут быть приписаны значения v_p или v_s в соответствующей среде.

Поскольку критический угол i сохраняется постоянным, лучи головной волны параллельны между собой. Поэтому кажущаяся скорость головной волны v_k вдоль профиля x постоянна с каждой стороны от источника S . В сторону погружения границы угол падения головной

волны на поверхность наблюдений $\alpha_1 = i + \phi$, а в сторону подъема границы $\alpha_2 = i - \phi$. Кажущиеся скорости волны в обе стороны составляют

$$v_{k1} = \frac{v_0}{\sin \alpha_1} = \frac{v_0}{\sin(i+\phi)}, \quad v_{k2} = \frac{v_0}{\sin \alpha_2} = \frac{v_0}{\sin(i-\phi)}. \quad (4.81)$$

Следовательно, продольный годограф ОТВ головной волны состоит из двух прямолинейных ветвей $\Gamma_{\text{гол1}}$ и $\Gamma_{\text{гол2}}$, начинающихся в точках N_1 и N_2 . Между ними вокруг источника S на интервале N_1N_2 находится область отсутствия головной волны, называемая мертвой зоной. Относительно источника в сторону падения границы протяженность мертвой зоны больше и годограф имеет большую крутизну, поскольку $v_{k1} \leq v_{k2}$. Если угол $\alpha_1 = (i + \phi) \geq 90^\circ$, то в сторону падения границы луч головной волны не может выйти на поверхность: мертвая зона имеет бесконечную протяженность. Если граница вдоль профиля горизонтальна ($\phi = 0$), то ветви годографа симметричны относительно источника и кажущаяся скорость волны по модулю равна скорости в преломляющем полупространстве, которую называют **граничной скоростью**:

$$|v_{k1}| = |v_{k2}| = \frac{v_0}{\sin i} = v_1. \quad (4.82)$$

В начальных точках ветви прямолинейного годографа головной волны касаются гиперболического годографа отраженной волны $\Gamma_{\text{отр}}$ от той же границы, поскольку приходящие в эти точки лучи обеих волн совпадают.

Годограф ОТВ головной волны представим уравнением прямой линии, проходящей через начальную точку

$$\frac{x - x_{Nj}}{t - t_{Nj}} = v_{kj}, \quad (j = 1 \text{ или } 2) \quad (4.83)$$

где x_{Nj} , t_{Nj} и v_{kj} – координаты начальной точки и соответствующая кажущаяся скорость волны. Из рис. 4.16 для правой ветви годографа имеем

$$x_{N1} = S''N_1 - S''S = 2h_S \cos \phi \operatorname{tg}(i + \phi) - 2h_S \sin \phi = \frac{2h_S \sin i}{\cos(i + \phi)}, \quad (4.84)$$

$$t_{N1} = \frac{S''N_1}{v_0} = \frac{S''N_1}{v_0 \sin(i + \phi)} = \frac{2h_S \cos \phi}{v_0 \cos(i + \phi)}. \quad (4.84)$$

Подставляя (4.84) и (4.81) в (4.83), получаем

$$t_1(x) = t(x)|_{x>0} = t'_0 + \frac{x}{v_{k1}}, \quad (4.85)$$

$$\text{где } t'_0 = \frac{2h_S \cos i}{v_0} = t_0 \cos i.$$

Аналогичным образом для левой ветви годографа найдем

$$t_2(x) = t(x)|_{x<0} = t'_0 + \frac{x}{v_{k2}}. \quad (4.86)$$

В этом соотношении следует учитывать, что x и v_{k2} – отрицательные величины.

Выражения (4.85) и (4.86) можно объединить одной формулой

$$t_{\pm}(x) = t'_0 + \frac{x}{v_{k\pm}} = t'_0 + \frac{x \sin(i \pm \phi)}{v_0}, \quad (4.87)$$

где знаки «+» и «–» соответствуют наблюдениям волн по падению и восстанию границы.

Параметр t'_0 в (4.87) является *фиктивным временем годографа головной волны в точке нахождения источника*, где $x = 0$: здесь волна отсутствует – мертвая зона, но через условную величину t'_0 удобно выразить ее годограф. К тому же параметр t'_0 прямо пропорционален времени нормального отражения t_0 , т. е. эхо-глубине границы под источником, что существенно для интерпретации наблюдений преломленных волн. Продолжения обеих ветвей годографа головной волны через мертвую зону до начала координат в источнике S сходятся в одной точке с координатами $(t'_0, 0)$. Это свойство используют для контроля правильности построения годографа.

Найдем продольный годограф головной волны при условии, что пункты возбуждения S и приема C расположены попарно симметрично относительно одной точки M , являющейся центром всех дистанций l . По аналогии с отраженной волной такой годограф называют **годографом ОГТ головной волны**, или правильнее – ее **годографом общей глубинной площадки (ОГП)**. Эхо-глубины границы R в источнике h_S и в общей средней точке h_M связаны соотношением

$$h_S = h_M - \frac{x}{2} \sin \phi = h_M - \frac{l}{2} \sin \phi, \quad (4.88)$$

где l – величина дистанции. Учитывая (4.88), получим из (4.87) уравне-

ние годографа ОГП головной волны, заменив обозначения скоростей $v_0 = v_{\text{ср}}$, $v_1 = v_{\text{тр}}$:

$$t(l) = t'_{0M} + \frac{l}{v_{\text{ОГП}}}, \quad (4.89)$$

$$\text{где } t'_{0M} = \frac{2h_M \cos i}{v_0} = \frac{2h_M \cos i}{v_{\text{ср}}}, \quad v_{\text{ОГП}} = \frac{v_1}{\cos \phi} = \frac{v_{\text{тр}}}{\cos \phi}.$$

Согласно принципу взаимности, этот годограф всегда симметричен: обе его ветви имеют одинаковую по модулю кажущуюся скорость $|v_k| = v_{\text{ОГП}}$, которая зависит от скорости в подстилающей среде (граничной скорости) и наклона преломляющей границы.

Продольный годограф ОГП головной волны существует от *начальной дистанции* l_N , величину которой найдем из выражений (4.84) и (4.88):

$$l_N = \frac{2h_M \operatorname{tg} i}{\cos \phi}. \quad (4.90)$$

Как видно, мертвая зона имеет минимальный размер при горизонтальной границе или вдоль простирания наклонной границы.

Поверхностный годограф ОТВ головной волны от плоской границы можно получить из уравнения (4.87), которое справедливо для любого направления линии наблюдения x . Изменение этого направления приводит только к изменению кажущегося угла наклона границы ϕ в соответствии с формулой (4.28). Пусть на плоскости наблюдений G ось x направлена по падению преломляющей границы R , а ось y – по ее простиранию. Не приводя аналитических выкладок, рассмотрим только их качественный результат, иллюстрируемый на рис. 4.17. Здесь для двух вариантов сочетания параметров ψ (угла падения границы) и i (критического угла) изображена карта изохрон головной волны и конфигурация ее мертвых зон, ограниченных контуром K . Когда $i + \psi < 90^\circ$, мертвые зоны имеют эллиптическую форму (рис. 4.17, а). Когда $i + \psi > 90^\circ$ мертвые зоны ограничены гиперболическим контуром (рис. 4.17, б). В граничном случае, когда $i + \psi = 90^\circ$, контур мертвых зон имеет форму параболы. Конфигурация изохрон зависит от соотношения углов ψ и i . При $\psi < i$ изохроны являются эллипсами, центры которых с увеличением l смещаются в сторону восстания границы (рис. 4.17, а, б). При $\psi > i$ изохроны приобретают форму гипербол и при $\psi = i$ они становятся параболами.

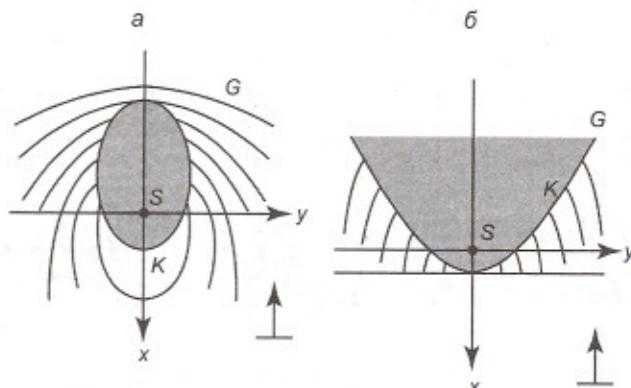


Рис. 4.17. Поверхностные годографы ОТВ головной волны при $\psi < i$ для случаев:
а – $(i + \psi) < 90^\circ$; б – $(i + \psi) > 90^\circ$

Поверхностный годограф ОТВ головной волны в системе координат (x, y, t) представляет собой усеченный конус, образующие которого сходятся в точке на оси t , проходящей через источник $S(0,0)$. Ось усеченного конуса наклонена в сторону восстания преломляющей границы. Проекция усеченной вершины конуса на плоскость наблюдений G определяет конфигурацию мертвых зон головной волны.

4.3.2. Головная волна от криволинейной границы. Проницание 1-го рода

Рассмотрим продольный годограф головной волны от криволинейной преломляющей границы R . Если скорости v_0 и v_1 в обеих средах постоянны, то критический угол i не изменяется. При этом из-за непостоянства наклона криволинейной границы угол падения α головной волны на линию профиля варьирует. Поэтому волна имеет переменную кажущуюся скорость, что выражается в криволинейной форме годографа. Знак кривизны годографа можно определить по характеру изменения угла ϕ наклона границы. Если преломляющая граница вогнутая, то угол α с удалением от источника уменьшается и кажущаяся скорость возрастает (рис. 4.18, а). Она может достиг-

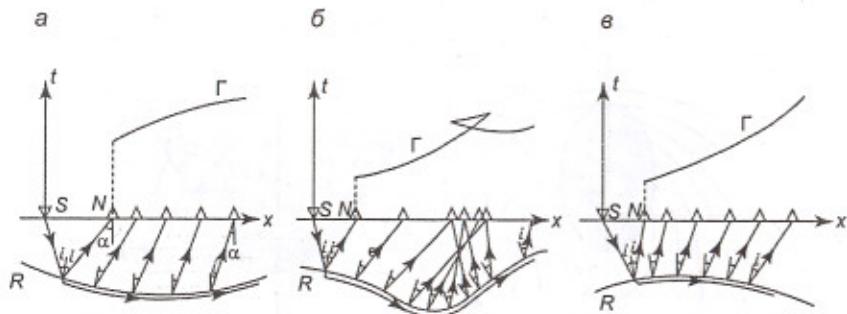


Рис. 4.18. Продольные годографы головных волн от криволинейных границ:
а – вогнутая граница; б – образование петли годографа;
в – выпуклая граница

нуть при $\phi = i$ бесконечно большого значения и сделается отрицательной при $\phi > i$. Годограф преломленной волны при этом обращен выпуклостью кверху. В случае вогнутой границы лучи головной волны оказываются сходящимися. При большой глубине залегания и значительной кривизне границы лучи могут пересекаться между собой до достижения поверхности наблюдений (рис. 4.18, б), как и при отражении от вогнутых границ. Тогда нарушается нормальная последовательность соответствующих точек наблюдения и преломления. В результате на годографе головной волны образуется петля с точками возврата.

Обратная картина имеет место, когда преломляющая граница выпуклая: лучи преломленной волны веерообразно расходятся (рис. 4.18, в). Годограф головной волны при этом обращен выпуклостью книзу. При возрастающей кривизне границы расхождение головной волны увеличивается, и в предельном случае бесконечно большой кривизны преломленная волна вырождается в дифрагированную.

Важным свойством является *независимость формы годографов головных волн от расстояния до источника*, если преломляющая граница не сильно отличается от плоскости. Рассмотрим на участке AB продольного профиля два годографа Γ_1 и Γ_2 головной волны, относящиеся к пунктам возбуждения S_1 и S_2 соответственно (рис. 4.19, а). Наклон годографа головной волны в любой точке зависит от значения

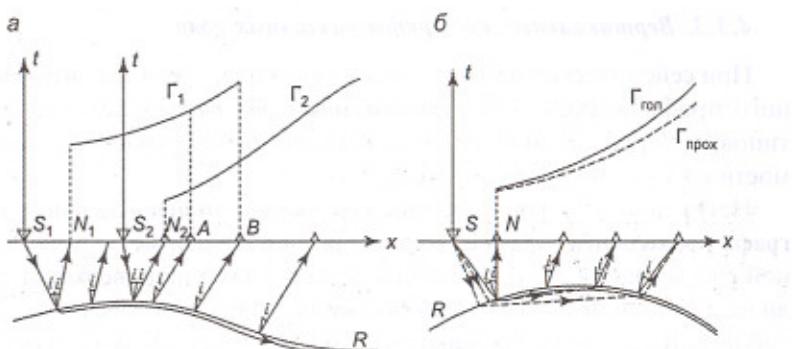


Рис. 4.19. Нагоняющие годографы:
а – подобие формы нагоняющих годографов головной волны;
б – явление проницания 1-го рода

критического угла i и угла наклона ϕ границы в точке выхода луча. Поскольку, независимо от местоположения источника, эти величины для общих точек наблюдения головной волны остаются постоянными, ее годографы Γ_1 (нагоняющий) и Γ_2 (нагоняемый) должны быть подобными один другому на участке AB .

Подобие нагоняющих годографов головных волн является важным их свойством, используемым для отождествления волн, образованных на одной и той же границе. Однако это подобие может не выполняться, когда вместе с головной волной или взамен нее наблюдается *проходящая волна* (рис. 4.19, б). В случае выпуклой преломляющей границы проходящая волна, дважды преломившаяся на ней, приходит к точкам наблюдения раньше головной и может быть ошибочно принята за нее. Образование такой проходящей волны называют эффектом *проницания 1-го рода*. В случае проницания головную и проходящую волны можно различить только путем сравнения нагоняющих годографов, поскольку для проходящих волн они не будут подобными. При небольшой мощности преломляющего слоя явление проницания проявляется очень слабо. Кроме проницания 1-го рода, связанного с геометрической формой преломляющей границы, существует эффект *проницания 2-го рода*, обусловленный возникновением рефракционной волны в градиентном преломляющем слое (п. 2.3.1).

4.3.3. Вертикальные гидографы различных волн

При сейсмических наблюдениях в скважине, т. е. вдоль вертикального профиля, получают *вертикальные гидографы* волн различных типов, которые бывают продольными или непродольными в зависимости от местоположения источника.

Нетрудно получить уравнение *вертикального непродольного гидографа проходящей (прямой) волны* для простейшей модели двухслойной среды (рис. 4.20, а). Источник S расположен на поверхности земли на расстоянии $x = d$ от устья скважины, совпадающей с осью z . При наблюдениях в пределах верхнего слоя ($z \leq h_0$) гидограф – известная гиперболическая функция. На больших глубинах ($z > h_0$) получим уравнение гидографа в параметрическом виде:

$$\begin{aligned} t(z) &= \frac{1}{v_0} \sqrt{d^2 + z^2} \quad \text{при } (z \leq h_0), \\ t &= \frac{h_0}{v_0 \cos \alpha} + \frac{z - h_0}{v_1 \sqrt{1 - n^2 \sin^2 \alpha}}, \\ z &= h_0 + (d - h_0 \operatorname{tg} \alpha) \frac{\sqrt{1 - n^2 \sin^2 \alpha}}{n \sin \alpha} \end{aligned} \quad \left. \begin{array}{l} \text{при } z > h_0, \\ (4.91) \end{array} \right\}$$

где $n = v_1/v_0$. При $z \rightarrow \infty$ кажущаяся скорость волн вдоль вертикального профиля стремится к v_1 . На рис. 4.20, б, в изображены продольные и непродольные вертикальные гидографы проходящей волны для различных соотношений скоростей v_0 и v_1 .

Особый интерес представляют вертикальные гидографы отраженных волн – однократных и многократных. Их продольные гидографы являются ломанными линиями, прямолинейные звенья которых стыкуются на границах сейсмических слоев (рис. 4.20, г). При этом кажущаяся скорость падающей или восходящей волны в любой точке продольного вертикального профиля равна скорости распространения данного типа волны в соответствующем слое.

Непродольные вертикальные гидографы отраженных волн имеют криволинейную форму, причем их кажущаяся скорость всегда больше истинной скорости соответствующей волны. Сходные черты приобретают и продольные гидографы отраженных волн в случае наклона сейсмических границ.

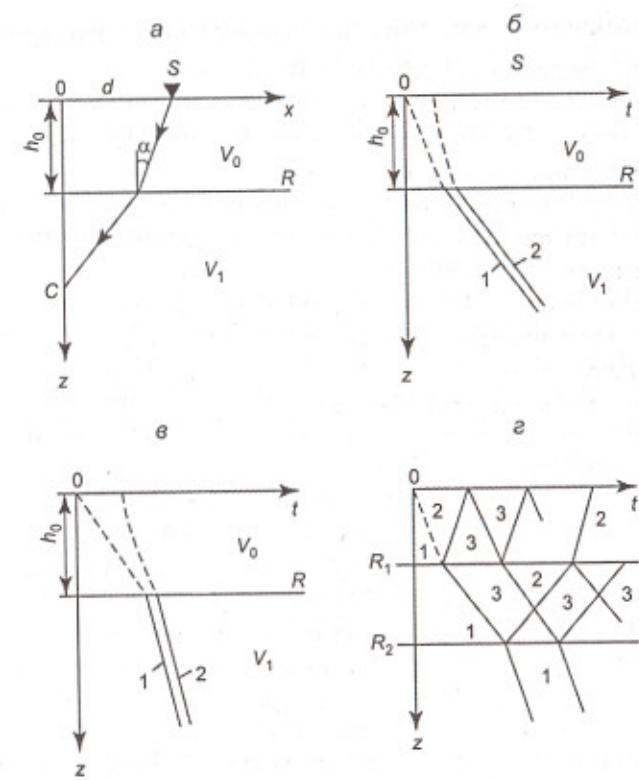


Рис. 4.20. Вертикальные гидографы:
 а – луч проходящей (прямой) волны; б, в – гидографы прямой волны – продольный (1) и непродольный (2) при $v_0 > v_1$ (б) и $v_0 < v_1$ (в);
 г – вертикальные продольные гидографы волн – прямой (1), отраженных (2) и многократных отраженных (3)

При достаточно большом удалении источника от скважины вдоль ее ствола могут наблюдаться головные волны, а также волны сложных видов – отраженно-преломленные, преломленно-отраженные и т. п.

Контрольные вопросы

- В чем принципиальное отличие полей времен сейсмических волн от потенциальных полей (гравитационных, магнитных)?

2. Каким образом, имея поверхностный годограф волны, получить ее линейный годограф?
3. Дайте определения годографов ОТВ, ОТП, ОСТ и РД.
4. Каковы пределы изменения величины кажущейся скорости волны?
5. Что общего между законами Снеллиуса и Бенидорфа?
6. В каких случаях продольный годограф прямой волны не является прямолинейным?
7. Что такое мнимый источник и каково его значение при построении годографа отраженной волны?
8. Можно ли по продольному годографу ОТВ отраженной волны судить о направлении падения сейсмической границы?
9. В чем принципиальное различие годографов ОТВ и ОСТ отраженной волны?
10. Можно ли по продольному годографу ОСТ отраженной волны судить о направлении падения сейсмической границы?
11. Что такое $v_{ОГТ}$ и каковы предельные значения этого параметра по сравнению с истинной скоростью v ?
12. В каких случаях годограф общей средней точки действительно является годографом общей глубинной точки?
13. Объясните отличие годографа общей точки отражения от годографа общей средней точки.
14. При каких условиях образуется петля годографа отраженной волны?
15. Почему на годографе ОСТ кривизна отражающей границы оказывается меньше, чем на годографе ОТВ?
16. Каково взаимное расположение годографов ОТВ отраженной и дифрагированной волн, когда точка дифракции находится на отражающей границе?
17. В каком случае полностью совпадают годографы ОСТ отраженной и дифрагированной волн?
18. Как соотносятся значения нормальных времен и углов наклона для продольных годографов однократной и двукратной волн?
19. Почему годограф ОСТ обменной волны PS не симметричен относительно средней точки?
20. Что такое мертвая зона головной волны и от чего зависит ее протяженность?

21. Изобразите схематически годографы прямой, отраженной и головной волн для модели наклонной сейсмической границы в однородной среде.
22. Объясните эффект проницания 1-го рода.
23. Изобразите схематически продольные вертикальные годографы трех волн – падающей P , отраженной монотипной PP и отраженной обменной PS .

Глава 5. Кинематика волн в многослойных и градиентных средах

Геологический разрез, особенно сложенный осадочными отложениями, состоит из большого числа пластов различных горных пород и моделируется в сейсморазведке как *многослойная среда*. В некоторых случаях необходимо учитывать плавное изменение скорости волн в отдельных пластах, которые рассматриваются как *градиентные среды*.

5.1. Годографы волн в многослойных средах [41, 55]

Среди многообразия слоистых сред различают два важных класса – *горизонтально-слоистые среды*, соответствующие небольшим (до $10-15^\circ$) углам наклона, и *вертикально-слоистые среды*, где углы наклона границ велики. Рассмотрим простейшие модели таких сред, чтобы выявить кинематические особенности основных видов волн, используемых в сейсморазведке.

5.1.1. Отраженные волны в горизонтально-слоистой среде

Пусть модель однородно-слоистой среды содержит $(m + 1)$ слоев (пластов) $W_0, W_1, W_2, \dots, W_m$ с горизонтальными границами R_1, R_2, \dots, R_m и свободной границей R_0 (рис. 5.1). Пласти имеют мощности h_0, h_1, \dots, h_{m-1} и пластовые скорости $v_0, v_1, \dots, v_{m-1}, v_m$ соответственно. Источник и начало координат расположены в точке S на поверхности наблюдений, ось x горизонтальна, ось z направлена вниз.

Если среда над отражающей границей является слоистой, т. е. в ней имеется хотя бы одна промежуточная граница раздела, то годограф отраженной волны не выражается в явном виде $t(x)$ и может быть представлен только в *параметрической форме*. Обозначим через $\alpha_0, \alpha_1, \dots, \alpha_{m-1}$ углы, составляемые лучом падающей или отраженной волны с осью z . Они связаны между собой законом Снеллиуса (2.7), учитывая который нетрудно получить в па-

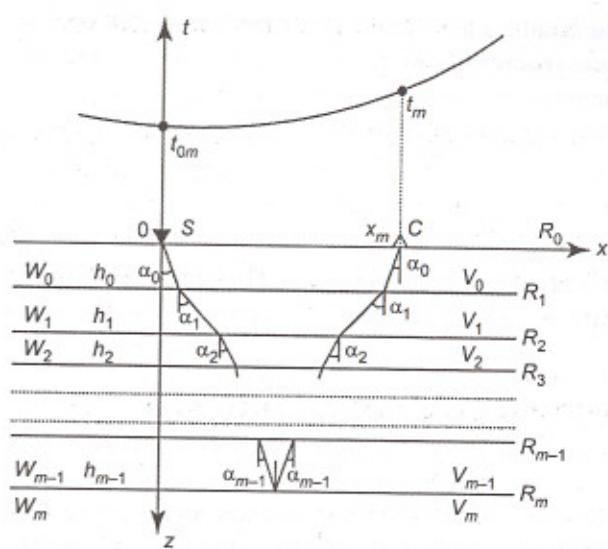


Рис. 5.1. Продольный годограф отраженной волны в горизонтально-слоистой среде

раметрической форме уравнение годографа волны, отраженной от границы R_m :

$$\begin{aligned} t_m &= 2 \sum_{i=0}^{m-1} \frac{h_i}{v_i \cos \alpha_i} = 2 \sum_{i=0}^{m-1} \frac{h_i}{v_i \sqrt{1 - (v_i/v_0)^2 \sin^2 \alpha_0}}, \\ x_m &= 2 \sum_{i=0}^{m-1} h_i \operatorname{tg} \alpha_i = 2 \sum_{i=0}^{m-1} \frac{h_i (v_i/v_0) \sin \alpha_0}{\sqrt{1 - (v_i/v_0)^2 \sin^2 \alpha_0}}. \end{aligned} \quad (5.1)$$

Придавая углу α_0 различные значения, найдем пары величин $x_m(\alpha_0), t_m(\alpha_0)$, которые определяют годограф отраженной волны.

Вместо этих точных уравнений иногда используют приближенную формулу, полученную из них в виде степенного ряда:

$$t_m(x) \approx 2 \sum_{i=0}^{m-1} \frac{h_i}{v_i} + \frac{x^2}{4} \left(\sum_{i=0}^{m-1} h_i v_i \right)^{-1} - \frac{x^4}{64} \left(\sum_{i=0}^{m-1} h_i v_i^3 \right) \left(\sum_{i=0}^{m-1} h_i v_i \right)^{-4} + \dots \quad (5.2)$$

Если дистанция x не превосходит глубины границы, то годограф хорошо описывается двумя-тремя членами этого разложения.

Минимальное время годографа $t_{\min} = t_{0m}$, соответствующее нормальному отражению ($\alpha_0 = 0$), наблюдается в источнике S –

$$t_{0m} = 2 \sum_{i=0}^{m-1} \frac{h_i}{v_i}, \quad (5.3)$$

где кажущаяся скорость волны $v_k = \infty$. По мере удаления от этой точки угол α_0 монотонно возрастает и v_k постепенно уменьшается. Рассматриваемый годограф имеет внешнее сходство с годографом волны, отраженной от горизонтальной границы в однородной покрывающей среде: *годограф отраженной волны в горизонтально-слоистой среде удовлетворительно аппроксимируется гиперболой, если его длина невелика по сравнению с глубиной границы*.

При неограниченном увеличении дистанции ($x \rightarrow \infty$) кажущаяся скорость отраженной волны в слоистой среде асимптотически приближается к наибольшей из скоростей в вышележащих пластах (рис. 5.2, а). Форма годографа отраженной волны становится почти прямолинейной, т. к. волна основную часть пути проходит в слое с максимальной скоростью v_{\max} . Наблюданная в многослойной среде на больших удалениях от источника подэкраниенная отраженная волна обладает годографом Γ_3 , весьма сходным с годографом головной волны.

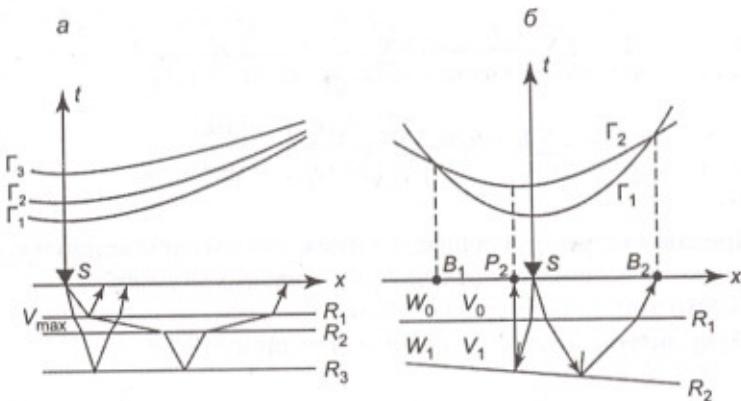


Рис. 5.2. Лучи и годографы отраженных волн в многослойной среде:
а – горизонтально-слоистая среда; б – среда с несогласными границами

Когда границы раздела наклонные, годограф отраженной волны в слоистой среде не имеет вертикальной оси симметрии. На рис. 5.2, б изображен годограф Γ_1 волны, отраженной от горизонтальной границы R_1 , и годограф Γ_2 волны, отраженной от наклонной границы R_2 , при условии $v_1 > v_0$. Минимум годографа Γ_2 находится в точке P_2 , т. е. смещен от источника S в сторону восстания границы R_2 . Точки B_1 и B_2 пересечения годографов Γ_1 и Γ_2 расположены несимметрично относительно S . При больших углах наклона отражающей границы асимметрия годографа Γ_2 проявляется очень заметно, и иногда его невозможно аппроксимировать гиперболой. Степень асимметрии зависит от соотношений v_0/v_1 и h_0/h_1 и возрастает при $h_0/h_1 \rightarrow 1$ или при увеличении угла наклона границы R_2 .

В многослойной среде годографы волн, отраженных от соседних границ, пересекаются даже в случае согласного залегания. Однако точки пересечения располагаются вдали от источника – на дистанциях, значительно превосходящих глубины границ, где обычно не работают методом отраженных волн.

5.1.2. Головные волны в горизонтально-слоистой среде

Головные волны возникают на поверхности тех пластов, в которых скорость превышает скорости во всех достаточно мощных вышележащих слоях. Рассмотрим многослойную среду из $(m+1)$ слоев W_0, W_1, \dots, W_m со скоростями v_0, v_1, \dots, v_m (рис. 5.3, а). При условии $v_m > v_l$ ($l < m$) на границе R_m образуется головная волна, годограф которой Γ_m имеет начальную точку N_m с координатами

$$x_{N_m} = 2 \sum_{l=0}^{m-1} h_l \operatorname{tg} \alpha_{l,m},$$

$$t_{N_m} = 2 \sum_{l=0}^{m-1} \frac{h_l}{v_l \cos \alpha_{l,m}}, \quad (5.4)$$

где $\alpha_{l,m}$ – угол с вертикалью в l -м слое луча, который падает на пласт W_m под критическим углом $i_m = \alpha_{m-1,m}$

$$\sin i_m = \frac{v_{m-1}}{v_m}. \quad (5.5)$$

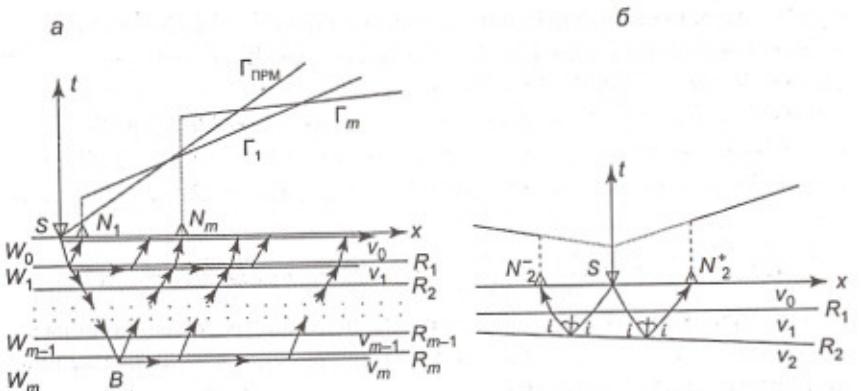


Рис. 5.3. Лучи и годографы головных волн в многослойной среде:
а – горизонтально-слоистая среда; б – среда с несогласными границами

Кажущаяся скорость головной волны постоянна и определяется соотношением

$$v_k = \frac{v_0}{\sin \alpha_{0,m}} = \frac{v_{m-1}}{\sin \alpha_{m-1,m}} = v_m, \quad (5.6)$$

т. е. равна истинной скорости в преломляющем пласте W_m . Отсюда, учитывая (5.4), получаем уравнение продольного годографа головной волны:

$$t_m(x) = 2 \sum_{l=0}^{m-1} \frac{h_l \cos \alpha_{l,m}}{v_l} + \frac{x}{v_m} = t'_{0m} + \frac{x}{v_m}. \quad (5.7)$$

Если в разрезе имеется несколько границ, на которых образуются головные волны, то их кажущиеся скорости $v_{km} = v_m$ возрастают с увеличением глубины. Одновременно обычно возрастает время t'_{0m} . Это означает, что годографы головных волн пересекаются между собой, а также с годографом $\Gamma_{\text{прам}}$ прямой волны. Вблизи участков пересечения образуются зоны наложения колебаний. В большинстве случаев каждый из годографов на некотором интервале удалений от источника попадает в область *первых вступлений*, где соответствующая головная волна приходит к поверхности раньше других. Однако в некоторых случаях головная волна может не выходить в область первых

вступлений. Такое явление называют *выпадением слоя*. Оно наблюдается, когда ниже этого слоя или вблизи от него залегает пласт, в котором скорость значительно больше, чем в слое.

Если преломляющие границы наклонные, то правая и левая ветви годографов несимметричны. Кажущаяся скорость в направлении восстания больше, чем в направлении падения (рис. 5.3, б).

5.1.3. Головные и дифрагированные волны в сложных средах

В сложных геологических средах, где пологие и крутые границы сочетаются с выклиниваниями, сбросами и другими локальными неоднородностями, возникает множество волн различной природы, среди которых наблюдаются головные, дифрагированные, а также волны комбинированных типов. В качестве примера рассмотрим случай погребенного вертикального сброса (рис. 5.4). Пусть под однородным слоем W_0 со скоростью v_0 расположена более высокоскоростная среда W_1 со скоростью v_1 , нарушенная вертикальным сбросом амплитудой ΔH . Кровля этой среды, являясь шероховатой границей R , не образует устойчивых отражений, но создает преломленные волны.

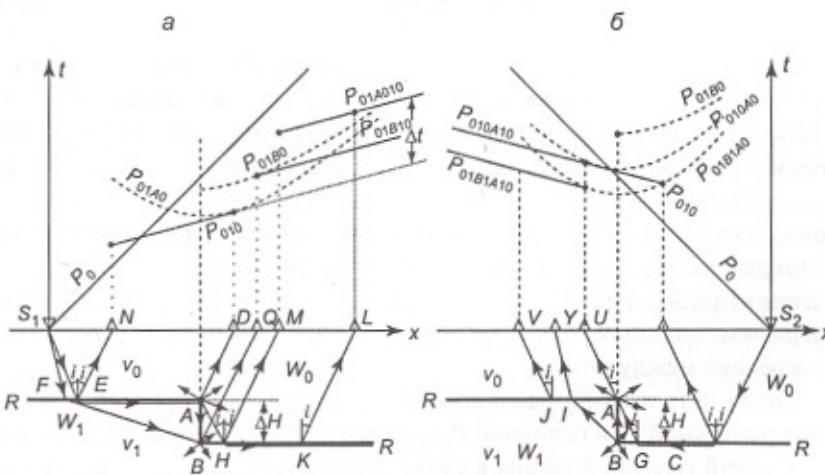


Рис. 5.4. Лучи и годографы преломленных и дифрагированных волн в случае вертикального сброса при источнике, расположенном над крылом:
а – поднятым; б – опущенным

Рассмотрим случай, когда источник S_1 расположен над приподнятоей частью сброса (рис. 5.4, а). Помимо прямой волны P_0 , на интервале профиля ND будет приходить головная волна P_{010} , возникающая на приподнятом участке границы R , начиная с критической точки E . Достигнув края AB вертикального сброса, волна, скользящая по границе R , дифрагирует. Все точки этого края, согласно принципу Гюйгенса, можно рассматривать как источники колебаний. На рис. 5.4, а в качестве такого источника изображена только точка A . Возникающая здесь дифрагированная волна P_{01A0} имеет на линии наблюдения x гиперболический годограф, касающийся прямолинейного годографа преломленной волны P_{010} в точке D , где выходят совпадающие лучи обеих волн. Один из лучей дифрагированной в точке A волны падает на опущенный участок границы R под критическим углом $i = \arcsin v_0/v_1$, вследствие чего здесь образуется скользящая дифрагированно-головная волна P_{01A010} , которая наблюдается на поверхности, начиная с точки M . На рис. 5.4, а изображен один из лучей этой волны S_1EAHKL . Ее годограф параллелен продолжению годографа волны P_{010} и смешен относительно последнего в сторону увеличения времени на величину

$$\Delta t = \frac{2\Delta H \cos i}{v_0}. \quad (5.8)$$

Волны от опущенного крыла сброса могут образовываться также и другим путем. Прямая волна от источника, проходящая по пути S_1FB , в нижней точке сброса B образует дифрагированную волну P_{01B0} , которая в свою очередь возбуждает дифрагированно-головную волну P_{01B10} . Один из ее лучей S_1FBKL показан на рис. 5.4, а. Впервые эта волна наблюдается на поверхности в точке Q , где ее прямолинейный годограф касается гиперболического годографа породившей ее дифрагированной волны. Годограф головной волны P_{01B10} параллелен годографам головных волн P_{010} и P_{01A010} и расположен приблизительно посередине между ними.

Когда источник S_2 расположен над опущенным крылом сброса, помимо прямой P_0 и головной P_{010} волн образуются волны вследствие дифракций головной волны в точке A и скользящей волны в точке B (рис. 5.4, б). В первом случае наблюдаем дифрагированную волну P_{010A0} и образуемую ею за счет скольжения энергии вдоль поднятого крыла границы R головную волну P_{010A10} . Их годографы касаются в точке U , которая является также точкой, где стыкуются годографы

двух головных волн – конец годографа P_{010} с началом годографа P_{010A10} . Во втором случае за счет дифракции скользящей волны в точке B на поверхности земли над опущенным крылом сброса наблюдается дифрагированная волна P_{01B0} . Кроме того, повторная дифракция в точке A образует дифрагированную волну P_{01B1A0} . За счет скольжения части ее энергии вдоль поднятого крыла границы R возникает головная волна $P_{01B1A10}$. Один из лучей S_2CBAJV этой волны показан на рис. 5.4, б. Лучи дифрагированной в точке B волны могут достигать дневной поверхности над поднятым крылом сброса, испытывая преломление на промежуточной границе R . Таким, например, является луч S_2CBIY .

Среди головных волн, возникающих вследствие скольжения дифрагированной волны вдоль преломляющей границы, могут существовать волны, движущиеся от точки дифракции обратно к пункту возбуждения.

Как видно, даже при сравнительно простой модели сброса без учета отраженных, многократных и обменных волн количество возможных волн велико. Однако для оценки реального сейсмического поля, которое может наблюдаться в таких условиях, недостаточно рассчитать только годографы различных волн, поскольку определяющим фактором является их сравнительная интенсивность. Отметим, что дифрагированные и истинно головные волны обычно не отличаются большой интенсивностью.

5.2. Годографы волн в градиентных средах [47, 55]

Иногда в реальных условиях скорость волны при переходе от слоя к слою изменяется незначительно, и лучшим приближением к действительному распределению скорости в среде служит допущение, что она является непрерывной или кусочно-непрерывной функцией. Направление градиента может быть различным, но обычно скорость быстрее всего изменяется в вертикальном направлении.

5.2.1. Уравнение лучей и поля времен

Рассмотрим плоскую задачу, когда ось x совпадает с поверхностью земли и ось z направлена вниз. Начало координат поместим в источнике S (рис. 5.5, а). Пусть скорость является функцией только глуби

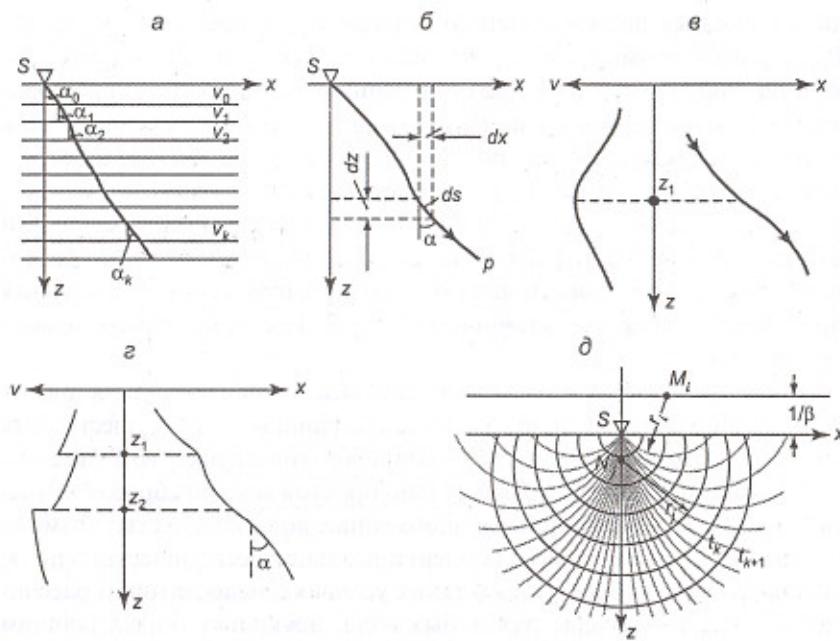


Рис. 5.5. Лучи в градиентной среде:

а – тонкослоистое приближение градиентной среды; б – дифференциальный элемент луча; в – связь кривизны луча с градиентом скорости; г – траектория луча в слоисто-градиентной среде; д – лучевая диаграмма при линейном увеличении скорости с глубиной

бины: $v = v(z)$. Разделим полупространство на множество тонких горизонтальных слоев мощностью Δz каждый. Если эти слои достаточно тонкие, то в пределах каждого из них скорость можно считать постоянной. Возьмем произвольный луч, исходящий из точки S . Пусть число слоев неограниченно увеличивается, а мощность Δz каждого из них неограниченно уменьшается. Тогда ломаный луч превращается в кривую линию, а скорость – в непрерывную функцию глубины $v(z)$. Угол, составляемый лучом с вертикалью, также становится непрерывной функцией глубины $\alpha(z)$. Согласно закону Снеллиуса, параметр луча p представляется в виде:

$$p = \frac{\sin \alpha(z)}{v(z)} = \text{const}, \quad (5.9)$$

Рассматривая бесконечно малый элемент ds луча (рис. 5.5, б), имеем

$$dx = \operatorname{tg} \alpha(z) dz, \quad ds = \frac{dz}{\cos \alpha(z)}. \quad (5.10)$$

Подставляя сюда значения $\sin \alpha(z)$ из (5.9), получаем

$$dx = \frac{pv(z) dz}{\sqrt{1 - p^2 v^2(z)}}, \quad ds = \frac{dz}{\sqrt{1 - p^2 v^2(z)}}. \quad (5.11)$$

Время пробега волны dt вдоль рассматриваемого элемента луча составляет

$$dt = \frac{ds}{v(z)} = \frac{dz}{v(z)\sqrt{1 - p^2 v^2(z)}}. \quad (5.12)$$

Чтобы вывести уравнения луча и времени пробега в конечной форме, проинтегрируем (5.11) и (5.12) в пределах от нуля до z :

$$\begin{aligned} x &= \int_0^z pv(z)[1 - p^2 v^2(z)]^{-1/2} dz, \\ t &= \int_0^z v(z)^{-1}[1 - p^2 v^2(z)]^{-1/2} dz. \end{aligned} \quad (5.13)$$

Эти формулы определяют для семейства лучей, исходящих из точки S при различных значениях параметра p , их траектории и времена пробега до глубины z . Исключая из них параметр p , получим соотношение

$$F(x, z, t) = 0, \quad (5.14)$$

которое является функцией поля времен.

В общем виде исключить параметр p невозможно ввиду произвольности функции $v(z)$. Для конкретных зависимостей $v(z)$ это сделать удается, что позволяет вывести уравнения для расчета лучей и изохрон. Их изображения объединяют на одном графике, называемом лучевой диаграммой (рис. 5.5, д).

Радиус кривизны ρ сейсмического луча найдем из соотношения $ds = \rho d\alpha(z)$ с учетом (5.9) и (5.10):

$$\rho = \frac{1}{p \frac{dv(z)}{dz}}. \quad (5.15)$$

Отсюда следует, что в каждой точке среды величина ρ определяется градиентом скорости $dv(z)/dz$. В однородной среде $dv/dz = 0$ и $\rho = \infty$, что означает прямолинейность лучей. Если скорость – линейная функция глубины $v(z) = v_0(1 + \beta z)$, то $dv(z)/dz = \beta v_0 = \text{const}$, где β – коэффициент, определяющий быстроту изменения скорости с глубиной. В такой среде все лучи и изохроны имеют постоянный радиус кривизны, т. е. являются дугами окружностей (рис. 5.5, δ). Для лучей центры их окружностей различных радиусов r_i расположены в точках M_i на горизонтальной прямой, проходящей над осью x на высоте $z = -1/\beta$. Для изохрон центры их окружностей различных радиусов r_j расположены в точках N_j на вертикальной оси z .

Если с глубиной изменяется знак градиента скорости, то изменяется и знак радиуса кривизны луча – его вогнутость сменяется выпуклостью или наоборот (рис. 5.5, ε). Если скорость – кусочно-непрерывная функция глубины (рис. 5.5, ε), т. е. изменяется скачком при некоторых значениях z_1, z_2 , и др., оставаясь непрерывной между ними, то полученные выше уравнения справедливы в пределах каждого интервала непрерывного изменения $v(z)$. Параметр p по-прежнему постоянен для каждого луча. При переходе волны через разрыв функции скорости $v(z)$ функции координат луча $x(z)$ и $t(z)$ остаются непрерывными, а функции его кривизны и угла $\rho(z)$ и $\alpha(z)$ терпят разрыв.

5.2.2. Головные, рефрагированные и отраженные волны.

Проницание 2-го рода

Пусть на глубине h в градиентной среде залегает горизонтальная преломляющая граница, ниже которой среда имеет постоянную граничную скорость $v_{\text{тр}} > v(z)$ при $z \leq h$ (рис. 5.6, a). Лучи головной волны составляют на границе постоянный критический угол i с вертикалью, т. е. все они параллельны между собой и характеризуются одним значением параметра $p_{\text{кр}}$. Кажущаяся скорость v_k головной волны

$$v_k = \frac{v(0)}{\sin \alpha(0)} = \frac{v(h)}{\sin \alpha(h)} = v_{\text{тр}} = \frac{1}{p_{\text{кр}}} \quad (5.16)$$

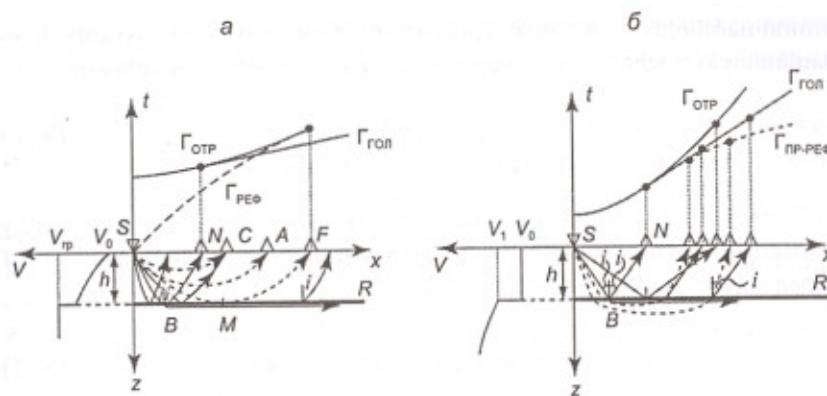


Рис. 5.6. Лучи и годографы волн в случаях градиентной среды:
а – покрывающей; б – подстилающей

Следовательно, годограф головной волны $\Gamma_{\text{гол}}$ является отрезком прямой линии:

$$t(x) = t'_0 + \frac{x}{v_{\text{тр}}}. \quad (5.17)$$

Величина t'_0 определяется в этом случае формулой

$$t'_0 = 2 \int_0^h \sqrt{v^{-2}(z) - v_{\text{тр}}^{-2}} dz, \quad (5.18)$$

которая является обобщением формулы (5.7).

Головная волна наблюдается на поверхности земли, начиная с дистанции $x_N = SN$ при критической точке B на преломляющей границе R . Из (5.13) при $p = p_{\text{кр}}$ найдем x_N :

$$x_N = 2 \int_0^h p_{\text{кр}} v(z) [1 - p_{\text{кр}}^2 v^2(z)]^{1/2} dz. \quad (5.19)$$

В своей начальной точке годограф головной волны касается годографа волны, отраженной от той же границы.

Если скорость в среде с глубиной возрастает ($dv/dz > 0$), то на линию наблюдения $z = 0$ выходят лучи, которые достигли различной глубины внутри среды – наблюдается прямая рефракционная волна (рис. 5.6, a). Из уравнения (5.9) следует, что луч с параметром p , выходящий на

линию наблюдения в точке A , не может проникнуть на глубину, превышающую предельное значение z_{\max} , где выполняется условие

$$\frac{1}{v(z_{\max})} = p = \frac{\sin \alpha(0)}{v(0)} = \frac{1}{v_k}. \quad (5.20)$$

Этот луч на глубине z_{\max} составит угол 90° с вертикалью и в силу симметрии вернется на поверхность в точку A . Ее координата $x = SA$ определяется из (5.13) при $z = z_{\max}$:

$$x = 2 \int_0^{z_{\max}} p v(z) [1 - p^2 v^2(z)]^{-1/2} dz. \quad (5.21)$$

Время прихода волны в точку A , согласно (5.13), равно

$$t = 2 \int_0^{z_{\max}} v(z)^{-1} [1 - p^2 v^2(z)]^{-1/2} dz. \quad (5.22)$$

Последние уравнения определяют годограф $\Gamma_{\text{реф}}$ рефрагированной волны. *Каждая скорость прямой рефрагированной волны в точке выхода на поверхность наблюдения равна истинной скорости в точке максимального заглубления луча в среду.*

Рассмотрим монотипную отраженную волну от горизонтальной границы R на глубине h (рис. 5.6, а). Падающий и отраженный лучи симметричны относительно всякой точки отражения, т. е. имеют одинаковые значения параметра p . Дистанция x и время t выхода отраженной волны на поверхность, согласно (5.13), равны

$$x = 2 \int_0^h p v(z) [1 - p^2 v^2(z)]^{-1/2} dz, \quad (5.23)$$

$$t = 2 \int_0^h v(z)^{-1} [1 - p^2 v^2(z)]^{-1/2} dz. \quad (5.24)$$

Эти уравнения в параметрической форме определяют годограф отраженной волны $\Gamma_{\text{отр}}$. Он имеет минимум при $x = 0$ ($p = 0$), где нормальное время

$$t_0 = 2 \int_0^h v(z)^{-1} dz = \frac{2h}{v_{\text{ср}}}. \quad (5.25)$$

При удалении от источника каждящаяся скорость волн уменьшается, стремясь к значению v_{\max} – наибольшей скорости в пределах интервала глубин от нуля до h .

В среде с положительным градиентом скорости $v(z)$ отраженная волна может наблюдаться на поверхности земли только до некоторой максимальной дистанции. Если $dv/dz > 0$, то луч SMF , падающий на границу под наибольшим возможным углом $\alpha = 90^\circ$, выйдет на поверхность на максимальной возможной дистанции SF . Это расстояние можно определить по формуле (5.21), если положить в ней $z_{\max} = h$ и $p = 1/v(h)$. В предельной точке F годограф рефрагированной волны касается годографа отраженной волны, так как лучи обеих волн здесь совпадают.

Рассмотрим случай, когда пласт с постоянной скоростью v_0 залегает на полупространстве, скорость в котором вблизи его поверхности равна $v_1 > v_0$ и возрастает с глубиной, как показано на рис. 5.6, б. Лучи проходящей в полупространство волны, искривляясь в этой градиентной среде, возвращаются к границе R и после преломления на ней приходят к линии наблюдения x в качестве преломленно-рефрагированной волны. Ее первый луч SBN , падающий на границу R под критическим углом $i = \arcsin(v_0/v_1)$, одновременно является лучом волны, отраженной от этой границы. Следовательно, в точке N годографы отраженной ($\Gamma_{\text{отр}}$) и преломленно-рефрагированной ($\Gamma_{\text{пр-реф}}$) волн имеют общую точку и общую касательную. Эта касательная совпадает по положению и наклону с годографом головной ($\Gamma_{\text{голов}}$) волны, которая наблюдалась бы, если скорость в подстилающей среде была бы постоянной (v_1). При малых значениях градиента скорости годограф преломленно-рефрагированной волны располагается вблизи годографа головной волны. Их различие можно в этом случае толковать как результат проницания волны в подстилающий слой. Этот эффект сведен с явлением, наблюдаемым в случае выпуклой преломляющей границы (п. 4.3.2). Поэтому действие рефракции называют **проницанием 2-го рода**. Вследствие проницания нагоняющие годографы преломленно-рефрагированных волн не сохраняют подобия, а сближаются между собой по мере удаления от источников.

Контрольные вопросы

1. Является ли гиперболой годограф отраженной волны в горизонтально-слоистой среде?
2. К какому пределу асимптотически стремится с увеличением дистанции кажущаяся скорость отраженной волны при горизонтально-слоистой покрывающей толще?
3. В чем особенность годографа подэкранной отраженной волны?
4. Изобразите схематически годографы прямой и головных волн в случае горизонтально-слоистой среды, состоящей из четырех пластов с последовательно возрастающими скоростями.
5. На каких геологических объектах возникают дифрагированные волны?
6. Как в вертикально-градиентной среде определить направление увеличения скорости по форме траектории падающей волны?
7. Что такое рефрагированная волна и какая информация о сейсмогеологической среде содержится в ее годографе?
8. Объясните эффект проницания 2-го рода и его отличие от проницания 1-го рода.
9. Как по годографам преломленных волн выявить эффект проницания?

Глава 6. Структура и моделирование волновых полей

Совокупность колебаний, возникающих в геологической среде под воздействием сейсмического источника, образует объемное волновое поле, распространяющееся во времени и пространстве. Изучение его структуры – разновидности, взаимосвязи кинематических и динамических характеристик составляющих волн – выполняется как путем натурных экспериментов, так и с помощью физического или математического моделирования волновых процессов.

6.1. Структура наблюдаемого волнового поля [14, 39]

Волновое поле определяется характером сейсмического источника и распределением упругих свойств окружающей геологической среды. Вследствие изменчивости волнового поля во времени и пространстве оно имеет существенно различные черты в зависимости от того, в какой области среды и в какой промежуток времени его наблюдают. Мы ограничимся рассмотрением только основных особенностей волнового поля, регистрируемого на поверхности земли в наиболее типичных сейсмогеологических условиях.

6.1.1. Основные компоненты сейсмического поля

Первичное поле, излучаемое сейсмическим источником, зависит от его типа и свойств среды в области возбуждения. Взрыв концентрированного заряда ВВ в скважине ниже подошвы ЗМС обычно является весьма эффективным источником продольных волн в сухопутной сейсморазведке. Однако вследствие нарушения сферической симметрии очага – из-за неоднородности горных пород вблизи него и близости свободной поверхности – такой источник образует более или менее интенсивные поперечные, а также поверхностные волны. Еще менее «чистыми» являются взрывные и невзрывные источники поверхностного типа, применяемые при сейсмических работах на продольных или поперечных волнах. Более простым оказывается первичное поле сейсмических источников, применяемых на акваториях, поскольку в воде

распространяются только продольные волны и водная среда относительно однородна.

В сложно построенной геологической среде с большим числом разнообразных сейсмических границ образуется множество *вторичных волн* различных типов. Рассмотрим простейший и практически наиболее важный случай горизонтально-слоистой среды, сложенной однородными сейсмическими пластами. На рис. 6.1 показана типичная кинематическая структура волнового поля, наблюдаемого на продольном профиле, когда источник *S* расположен вблизи поверхности наблюдений. Рассматривается только вертикальная компонента смещения частиц почвы, которая обычно регистрируется в сухопутной сейсморазведке. При этом на сейсмических записях в основном отображаются линейно поляризованные продольные волны и вертикальная составляющая эллиптически поляризованных поверхностных волн. На рис. 6.1 показаны траектории отдельных лучей и годографы фронтов основных типов волн, что позволяет выявить характерные особенности их пространственно-временного взаиморасположения.

В непосредственной близости к источнику в *первых вступлениях*, т. е. первой по времени наблюдается *прямая волна*, распространяющаяся вдоль дневной поверхности со скоростью продольной волны в ЗМС. На небольшом удалении от источника ее обгоняет и выходит в первые вступления *преломленная волна от подошвы ЗМС*, которая является резкой сейсмической границей, часто совпадающей с уровнем грунтовых вод. По мере увеличения дистанции в первые вступления последовательно выходят волны, преломленные на более глубоких и более высокоскоростных границах, присутствующих в верхней части разреза (ВЧР).

В области *последующих вступлений* волновая картина сложная, особенно вблизи источника на небольших временах: здесь практически одновременно наблюдаются в условиях интерференции колебания, принадлежащие различным типам волн. Среди них доминируют по интенсивности *поверхностные волны псевдорелеевского типа*. На плоскости изображения (*x, t*) они занимают веерообразную область, исходящую из начала координат. Эти *низкоскоростные волны-помехи* характеризуются некоторыми диапазонами кажущихся скоростей и видимых периодов колебаний, в чем проявляется частотная дисперсия скорости их распространения.

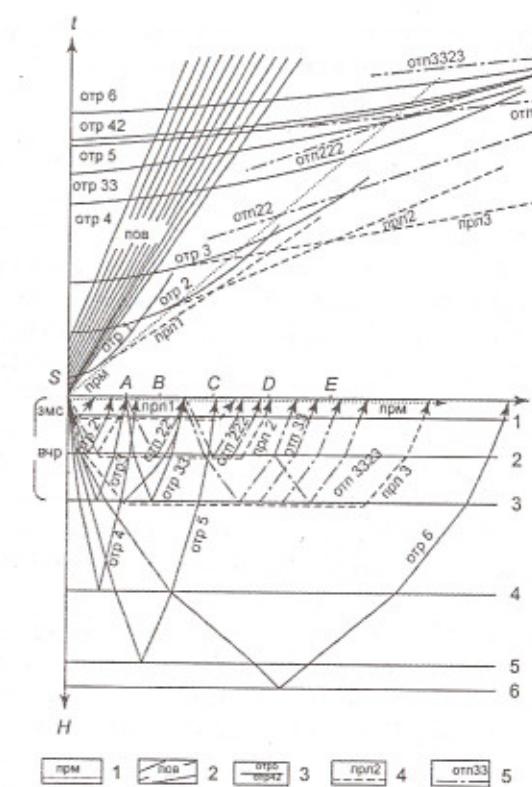


Рис. 6.1. Кинематическая модель волнового поля, наблюдаемого на поверхности горизонтально-слоистой среды; лучи и годографы волн:
прямой (1); поверхностных (2); однократных и двукратных отраженных (3);
преломленных (4); многократных отраженно-преломленных (5)

Среди волн, наблюдаемых в последующих вступлениях, основной интерес представляют *однократные отражения*, которые имеют квазигиперболическую форму годографов и высокие кажущиеся скорости – вплоть до $v_k = \infty$ при $x = 0$. Отражения от мелких границ в ВЧР приходят на очень малых временах, и их выделение из интерференционной волновой картины весьма затруднено. Отражения от более глубоких границ имеют сравнительно благоприятные условия прослеживания в тех областях, где им не мешают поверхностные волны. Такова

коническая область на плоскости (x, t) , примыкающая к пункту возбуждения, в которой отражения приходят позже поверхностных волн. Другая благоприятная зона расположена правее веера этих волн на временах, где отражения приходят раньше них. Справа эта зона ограничена областью регистрации *среднескоростных волн-помех*, которые не позволяют беспрепятственно наблюдать отражения на больших удалениях от источника.

Среднескоростные волны-помехи представляют собой группу колебаний комбинированного типа – *многократные отраженно-преломленные и преломленно-отраженные волны*, которые могут формировать интенсивное суммарное поле при наличии в разрезе на небольших глубинах резких отражающих и преломляющих границ и сравнительно невысоких поглощающих свойствах пород ВЧР. В этих условиях возникает своего рода реверберации сейсмических колебаний, слабо затухающих во времени. Она затрудняет прослеживание полезных отражений на больших дистанциях, где их кажущиеся скорости снижаются, приближаясь к уровню среднескоростных помех. Для последних характерны значения v_k , практически равные скоростям преломленных волн, наблюдаемых в первых вступлениях. На рис. 6.1 этот тип волн-помех представлен полно- и частично-кратными отраженно-преломленными волнами от границ 2 и 3 в ВЧР.

Высокоскоростными волнами-помехами являются *многократные отражения*, которые мало отличаются от полезных отражений по кинематическим и динамическим характеристикам и поэтому обычно опознаются только путем специального анализа. На рис. 6.1 приведены годографы двукратного отражения (33) от границы 3 и частично-кратного отражения (42) от границ 4 и 2, которые могут мешать прослеживанию близких по времени однократных отражений от границ 4 и 5.

Следует учитывать, что на рассматриваемой кинематической схеме волновой картины указаны лишь *годографы фронтов волн*, т. е. годографы их первых вступлений. Но всякая волна имеет определенную длительность во времени Δt , поэтому область, занимаемая ею на плоскости (x, t) , должна изображаться не одной линией, а полосой ширины Δt , имеющей форму годографа. На рис. 6.1 этого не сделано, чтобы не затруднять чтения схемы, однако данное обстоятельство необходимо учитывать при анализе возможностей прослеживания полезных волн в присутствии волн-помех.

6.1.2. Интенсивность и спектральный состав волн. Естественный динамический диапазон

Динамические параметры сейсмических волн, т. е. их относительная интенсивность и спектральный состав колебаний определяются множеством факторов, включающих природу волн, особенности сейсмического источника, характеристики упругих и поглощающих свойств разреза. В качестве наиболее общих закономерностей здесь могут быть отмечены следующие.

Относительная амплитуда отраженной волны зависит прежде всего от интенсивности отражающей границы, т. е. величины коэффициента отражения, и от ее глубины, т. е. эффекта геометрического расхождения. Влияние на амплитуду колебаний поглощения сейсмической энергии обычно менее заметно, так как горные породы на больших глубинах имеют сравнительно невысокие коэффициенты поглощения. Тем не менее за счет частотно-избирательного характера поглощения происходит постепенное снижение видимой частоты колебаний с увеличением глубины отражающей границы и дистанции наблюдений. Из-за фильтрующих свойств геологической среды при использовании обычных сейсмических источников относительно высокочастотными, с видимой частотой до $60\text{--}80\text{ Гц}$, являются волны, отраженные или преломленные на неглубоких границах в ВЧР. Отражения от большинства границ на глубинах 2–5 км обычно имеют видимую частоту не выше $30\text{--}40\text{ Гц}$, а при использовании поверхностных источников этот предел может снижаться до $20\text{--}25\text{ Гц}$.

Поверхностные волны-помехи часто доминируют по интенсивности на дистанциях до 600–800 м. За счет геометрического расхождения их амплитуды убывают с увеличением дистанции x сравнительно медленно (как $1/\sqrt{x}$), однако высокие поглощающие свойства ЗМС сильно ослабляют эти колебания. Поверхностные волны отличаются низкочастотным спектром в диапазоне 5–20 Гц и заметной частотной дисперсией скорости распространения.

Интенсивность среднескоростных волн-помех, связанных с ВЧР, зависит от строения последней. В одних районах проведения сейсморазведки они не создают существенных помех, что позволяет наблюдать отраженные волны на дистанциях до 4–5 км и более, превышающих глубины исследуемых границ. В других сейсмогеологических условиях, когда в разрезе присутствуют неглубоко залегающие «жесткие» породы (известняки, песчаники, базальты и т. п.), сильные сред-

нескоростные помехи могут ограничивать дистанцию, благоприятную для наблюдения полезных отражений, пределом в 1,5–2 км. По частотному составу среднескоростные волны-помехи в большинстве случаев близки к полезным отражениям, хотя иногда спектр мешающих колебаний несколько сдвинут в сторону высоких частот.

При наличии в ВЧР сильных кратнообразующих границ частично-кратные отражения формируют интенсивный фон высокоскоростных волн-помех, маскирующих относительно слабые однократные отражения от глубоких границ. Выделение последних из суммарного волнового поля осложняется тем, что полезные и мешающие отражения часто не различаются по спектральному составу. В некоторых случаях эти волны-помехи имеют более низкочастотный спектр, чем одновременно приходящие однократные отражения из-за повышенного поглощения колебаний в верхней части разреза, где частично-кратные волны проходят дополнительный путь.

Рассмотренные особенности наблюдаемого волнового поля имеют место как при импульсном (взрывном и невзрывном), так и при вибрационном возбуждении упругих колебаний. Хотя в последнем случае существуют известные возможности управления спектром генерируемого сигнала, однако общие закономерности образования и распространения сейсмического поля единообразно сказываются на формировании динамических характеристик всех типов полезных и мешающих волн.

Вследствие явлений геометрического расхождения, поглощения, рассеяния и отражения сейсмической энергии с течением времени происходит существенное ослабление интенсивности колебаний, наблюдавшихся в некоторой точке поверхности. Степень амплитудной изменчивости волнового поля во времени оценивают величиной **естественного динамического диапазона – отношением амплитуд самого сильно-го и самого слабого колебаний, наблюдавшихся от одного источника.** Эту величину измеряют в логарифмических единицах – децибелах (dB).

По имеющимся данным, при наблюдении на дневной поверхности сейсмических колебаний от момента возбуждения до времени 3–5 с естественный динамический диапазон может достигать 120 dB (10^6). Для волн, наблюдавшихся на временах более 0,2–0,3 с после первых вступлений, этот диапазон обычно уменьшается до 60–80 dB (10^3 – 10^4).

Естественный динамический диапазон зависит от сейсмогеологического разреза – распределения коэффициентов отражения, прохож-

дения и поглощения. В связи с частотной избирательностью последнего фактора динамический диапазон колебаний резко возрастает с увеличением их частоты. При наличии в разрезе на малых глубинах сильных отражающих границ происходит увеличение естественного динамического диапазона вследствие большого ослабления проходящих волн, вызывающих отражения от глубоких горизонтов. Когда колебания наблюдаются на больших удалениях от источника, что характерно для метода преломленных волн, величина естественного динамического диапазона значительно меньше, чем в МОВ, составляя 30–40 dB.

6.1.3. Волновые зондирования.

Регулярные, нерегулярные и случайные волны

Сейсморазведочные исследования на новых площадях обычно начинают с так называемых волновых зондирований – с целью детального изучения волновой картины, наблюдаемой в конкретных сейсмогеологических условиях. При этом на продольном профиле записывают колебания от фиксированного источника с малым шагом (5–10 м) одиночных сейсмоприемников, удаляя точки наблюдения до максимальных целесообразных дистанций, достигающих 3–4 км и более. В результате получают многоканальную сейсмограмму общей точки возбуждения (OTB), состоящую из многих сотен сейсмических трасс, которую называют **волновым зондом**.

На рис. 6.2 представлен реальный волновой зонд, полученный в платформенном районе с использованием взрывного источника. Колебания записаны в диапазоне дистанций $x = 0$ –2640 м с шагом $\Delta x = 5$ м в интервале времени $t = 0$ –3,6 с. Как видно, структура реальной волновой картины в целом соответствует схеме, представленной на рис. 6.1. В первых вступлениях регистрируются последовательно сменяющие друг друга волны, преломленные на границах в ВЧР: на дистанциях до 1100 м – волна от подошвы ЗМС с $v_k = 1800$ м/с, на дистанциях до 1750 м – волна с $v_k = 2000$ м/с, на больших дистанциях – волна с $v_k = 2400$ м/с.

В последующей части записи наблюдается характерный веер поверхностных низкоскоростных волн с диапазоном $v_k = 300$ –500 м/с. Почти во всем интервале времен записи видны многочисленные отраженные волны с годографами гиперболообразной формы, которая наиболее выражена на малых временах. Некоторые отражения настоль-

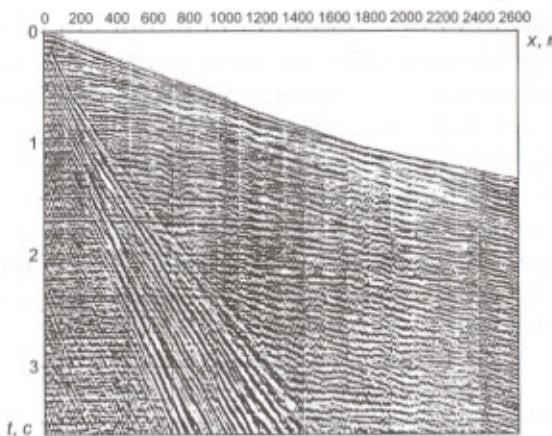


Рис. 6.2. Волновой зонд

ко интенсивны, что прослеживаются даже в области распространения низкоскоростных помех, хотя в большинстве случаев отраженные волны здесь не видны. С увеличением дистанции свыше 1000–1500 м волновая картина все более обременяется наложением интенсивных среднескоростных волн-помех, доминирующих на удалениях от источника более 2000 м. Здесь по всему полю преобладают сильные волны с кажущимися скоростями, близкими к скоростям преломленных волн в первых вступлениях. Среди этих помех важную роль могут играть преломленно-дифрагированные волны. В таких условиях прослеживание на сейсмограмме даже наиболее интенсивных отраженных волн становится затруднительным.

Разумеется, фактически наблюденное волновое поле значительно сложнее упрощенной модельной схемы, рассмотренной выше. В частности, на реальной сейсмограмме видно множество волн сравнительно небольшой протяженности с высокими и низкими значениями кажущихся скоростей, которые в совокупности формируют фон мешающих колебаний.

Оценивая интенсивность колебаний на сейсмограмме волнового зонда, следует учитывать, что она получена с применением АРУ – автоматической регулировки усиления. АРУ обеспечивает постоянство уровня амплитуд колебаний вдоль каждой трассы, что позволяет визуализировать волновую картину, имеющую большой динамический

диапазон. По такой сейсмограмме можно судить о сравнительной интенсивности только одновременно приходящих волн.

При рассмотрении реальной сейсмограммы обнаруживается, что различные группы колебаний не одинаковы по степени устойчивости их динамических параметров – формы и амплитуды. Волны, у которых динамические параметры мало изменяются от трассы к трассе, называют *регулярными*. Степень регулярности волны является относительным показателем, поскольку зависит как от быстроты изменения ее свойств в пространстве, так и от густоты точек наблюдения. В предельном случае, когда форму и интенсивность волны можно считать неизменными на всей базе наблюдения, ее называют *абсолютно регулярной*. В строгом смысле это понятие является математической абстракцией, удобной для теоретического анализа.

В реальном волновом поле только часть энергии сейсмических колебаний выделяется в качестве регулярных волн. Другая часть энергии проявляется в виде *нерегулярных волн*, т. е. суммарного нерасчлененного поля *интерференционных колебаний*, которое может быть охарактеризовано лишь средними статистическими параметрами. Кажущаяся хаотичность этого сейсмического поля является следствием наложения большого числа различных волн, среди которых нет доминирующих по интенсивности. *Важным свойством поля нерегулярных волн, порождаемых сейсмическим источником, является его хорошая воспроизведимость:* при повторении условий возбуждения и приема наблюдаемая волновая картина воспроизводится в своих мельчайших деталях. В этом смысле нерегулярные волны не являются случайными, поскольку они детерминированы строением сейсмогеологической среды, условиями возбуждения и приема колебаний. *Случайными волнами называют такие, которые вызваны сторонними неконтролируемыми источниками, т. е. не могут быть воспроизведены при повторной записи.* К этой категории волн относят *микросейсмы*, возбуждаемые разнообразными естественными и техническими источниками шумов в окружающей среде.

6.2. Моделирование волновых полей [12, 16]

Ввиду большой сложности физических процессов упругих колебаний в реальных средах аналитические решения задач распространения сейсмических волн получены лишь для ограниченного числа простей-

ших случаев. Необходимость изучения волновых полей в условиях, приближенных к геологической реальности, привела к развитию направления решения прямых задач теории сейсморазведки, которое получило название сейсмического (сейсмогеологического) моделирования.

6.2.1. Задачи и методы моделирования

Моделирование волновых полей широко используется в сейсморазведке для решения разнообразных задач теории и практики метода, из которых основными являются следующие:

- теоретические исследования распространения волн в сложных средах с целью изучения принципиальных связей между строением модели и структурой образующегося в ней сейсмического поля, а также с целью экспериментальной проверки аналитических решений;
- прогнозирование волновых полей для заданных сейсмогеологических условий с целью обоснования проектируемой методики сейсморазведки путем анализа свойств полезных и мешающих волн;
- сопоставление расчетных волновых полей с наблюденными при обработке и интерпретации разведочных материалов с целью оптимизации параметров обработки и повышения полноты и достоверности геологической интерпретации ее результатов.

В докомпьютерную эпоху развивалось преимущественно физическое моделирование, в котором волновую картину изучают на вещественных объектах (одномерных, двумерных или трехмерных), построенных из искусственных материалов с управляемыми упругими свойствами. Наибольшее распространение получили двумерные твердые модели из листов металлических сплавов или синтетических материалов, отличающиеся относительной простотой изготовления и контроля их физических параметров. При физическом моделировании необходимо соблюдать условия подобия модели изучаемой природе. В частности, должно сохраняться неизменным отношение длины волны к линейным размерам объектов. Поскольку размеры модели примерно в 10^3 раз меньше размеров природы, а скорости сейсмических волн в обоих случаях одного порядка, то при моделировании необходимо применять частоты колебаний примерно на 3 порядка выше, чем в сейсморазведке, т. е. использовать ультразвуковой диапазон частот. Физическое моделирование имеет то

преимущество, что позволяет изучать волновые процессы, для которых не найдены удовлетворительные математические представления. Однако сложность и дороговизна изготовления моделей, трудность изменения их параметров, малая гибкость методики и технологии, а также искажения и ограничения инструментального характера – все это уменьшало значение физического моделирования по мере развития основного направления современного моделирования – математического.

Прогресс вычислительной математики на базе мощных компьютеров обеспечил внедрение в сейсморазведку высокоэффективного метода математического моделирования волновых полей. Существует весьма обширный и постоянно пополняющийся арсенал программно-вычислительных средств, позволяющий рассчитывать суммарное волновое поле или его отдельные компоненты для разнообразных сейсмических моделей. Многовариантность задач и моделей, различие типов рассматриваемых волн, изменение требований к точности и оперативности решений, а также ряд других обстоятельств – все это обусловило большое разнообразие алгоритмических решений при расчетах сейсмических полей. Наиболее строгий подход базируется на численном решении трехмерных волновых уравнений теории упругости с учетом вариаций скоростных, плотностных и поглощающих свойств среды. Однако такой путь оказывается сложным, дорогостоящим, малопроизводительным и поэтому оправдан в основном при теоретических исследованиях. Наиболее простым, экономичным и быстрым является при расчетах лучевой метод геометрической сейсмики, позволяющий во многих случаях получать удовлетворительные оценки кинематических и динамических параметров волновой картины, но не свободный от известных ограничений на степень изменчивости свойств среды и типы изучаемых волн (неучет дифракционных, волноводных и других явлений). Самые практические алгоритмы математического моделирования являются комбинированными, рационально сочетающими волновой и лучевой подходы к расчетам сейсмических полей.

6.2.2. Сейсмогеологические модели

Сейсмогеологическая модель есть представление геологической среды в виде пространственного распределения физических свойств, определяющих распространение упругих колебаний. Как правило, модели-

рут изотропные среды, сейсмические свойства которых определяются пятью параметрами: скоростями продольных и поперечных волн (v_p , v_S), коэффициентами их поглощения (α_p , α_S) и плотностью (ρ). Часто рассматривают случаи практически нормального падения волн на сейсмические границы, что позволяет при расчетах полей продольных волн не учитывать образования поперечных волн, т. е. ограничиться при описании сред тремя из указанных параметров. Если при этом исследуют небольшой интервал геологического разреза, то обычно пренебрегают эффектом поглощения сейсмической энергии, описывая упругие среды лишь двумя параметрами – v_p , ρ .

Составными частями сейсмогеологической модели являются **сейсмические слои (пласти)**. Они могут соответствовать различным по масштабу структурно-литологическим подразделениям геологического разреза – от мощных комплексов горных пород до тонких фациальных пропластков. Их отличительные особенности – ограничение в пространстве довольно простыми по форме границами (подшвой и кровлей слоя) и отличие от вмещающей толщи по упругим свойствам. В пределах слоя физические свойства постоянны – **однородные слои** или изменяются монотонно – **градиентные слои**. На практике обычно исследуют **слоисто-однородные модели**, среди которых чаще всего рассматривают простейшие модели **горизонтально-слоистых** сред, хорошо аппроксимирующие разрезы осадочного чехла во многих районах сейсморазведочных работ. При изучении **слоисто-градиентных** сред практическое применение находят модели с вертикальными градиентами скоростей, отображающие наиболее общую закономерность изменения с глубиной упругих свойств в толщах осадочных отложений.

В зависимости от масштаба дифференциации упругих свойств по вертикали различают **толстослоистые** и **тонкослоистые модели**. В последнем случае обычно имеют дело с **пачками плоскопараллельных тонких слоев**, мощности которых малы по сравнению с длиной сейсмической волны.

Реальные геологические среды, особенно осадочные толщи, являются, как правило, тонкослоистыми: согласно данным акустического каротажа, скорости волн во внутренних точках разреза не остаются постоянными даже на интервалах в доли метра. Однако столь быстрые (высокочастотные) изменения скорости по вертикали индивидуально не проявляются в поле отраженных волн, наблюдаемых

на поверхности. *Минимальная мощность отдельных слоев, выявляемых в волновом поле, составляет около четверти длины самой короткой волны, имеющей достаточную интенсивность в спектре регистрируемых колебаний.* Учитывая, что при сейсморазведке глубин до 4–5 км максимальные частоты регистрируемых волн обычно не превосходят 60–80 Гц и скорости v_p в терригенных породах составляют 2–4 км/с, получаем оценку минимальной мощности выделяемого слоя около 6–10 м. В подобных условиях при построении сейсмических моделей нет смысла прибегать к более дробному описанию разреза по упругим свойствам: увеличение количества слоев приводит лишь к усложнению и удороожанию расчетов, не изменяя существенно результатов, получаемых на сейсмических частотах. На таком подходе основано построение так называемых **эффективных сейсмических моделей** (ЭСМ), используемых при интерпретации экспериментальных данных. Эффективной называют такую сейсмогеологическую модель **минимальной сложности**, для которой расчетное волновое поле удовлетворительно согласуется с фактически наблюдаемым. Применимые на практике эффективные модели обычно представляют собой **комбинацию тонкослоистых пачек с толстыми слоями**. Такая структура модели отображает неодинаковую степень дифференциации упругих свойств в разных частях разреза, а также отвечает стремлению повысить быстроту и экономичность процесса моделирования за счет упрощенного описания тех интервалов разреза, которые не представляют самостоятельного интереса и рассматриваются только как вмещающая толща.

При построении сейсмогеологической модели информацию о структурно-геометрических особенностях разреза и упругих свойствах горных пород получают из материалов предшествующих и текущих геолого-геофизических исследований, включая данные вертикального сейсмического профилирования, сейсмического и акустического каротажа, а также результаты интерпретации полевых сейсморазведочных материалов. Для одного и того же геологического разреза сейсмическая модель может быть существенно различной в зависимости от решаемой задачи, степени изученности упругих свойств и возможностей вычислительной базы. Наиболее высокие требования к технологичности, гибкости и быстроте построения моделей и расчета волновых полей предъявляют интерактивные системы обработки и интерпретации сейсморазведочных данных.

6.2.3. Синтетические и импульсные сейсмограммы

Синтетическими называют теоретические сейсмограммы определенного класса волн, рассчитанные для заданной модели упругой среды и заданной формы исходного сейсмического импульса. Наибольшее применение находят синтетические сейсмограммы отраженных волн, что объясняется главенствующей ролью этого класса волн в сейсморазведочной практике при сравнительной простоте их расчета. Чаще всего рассчитывают одномерную синтетическую сейсмограмму – *синтетическую трассу* – для простейшего случая нормального падения плоской волны в горизонтально-слоистой среде, сложенной однородными изотропными пластами.

Для модели толстослоистой среды относительные амплитуды и времена прихода отраженных волн, однократных и многократных, можно вычислить по формулам (2.32) и (2.33). С учетом потери сейсмической энергии из-за поглощения амплитуды отраженных волн определяются по формуле, подобной (2.34).

Совокупность некоторого числа N отраженных волн, образующихся при заданной модели среды, можно представить как дискретную последовательность мгновенных импульсов, которые определяют время вступления t_k и амплитуду a_k каждой волны. Эта последовательность $\tilde{a}(t)$ описывается формулой

$$\tilde{a}(t) = \sum_{k=1}^N a_k \delta(t - t_k), \quad (6.1)$$

где $\delta(t)$ – единичный импульс Кронекера: $\delta(t) = 1$ при $t = 0$ и $\delta(t) = 0$ при $t \neq 0$. Дискретную функцию $\tilde{a}(t)$, несущую информацию о временах прихода и относительных амплитудах волн, называют *импульсной трассой*. Она характеризует одномерное поле отраженных волн с точностью до формы упругих колебаний.

Если задать форму колебаний отраженной волны $f(t)$, считая ее неизменной в пределах рассматриваемого интервала времени, то получим *синтетическую трассу* $y(t)$ как результат свертки дискретной функции $\tilde{a}(t)$ с непрерывной функцией $f(t)$:

$$y(t) = \tilde{a}(t) * f(t) = \sum_{k=1}^N a_k f(t - t_k). \quad (6.2)$$

Синтетическая сейсмограмма (6.2), соответствующая толстослоистой модели среды, обычно оказывается довольно грубым приближением наблюдаемого поля отраженных волн, поскольку упругие свойства реального разреза изменяются по вертикали практически непрерывно. Пусть по данным акустического и плотностного каротажей известны функции изменения с глубиной скорости $v(z)$ и плотности $\rho(z)$. Определим функцию акустической жесткости $\gamma(z) = v(z) \rho(z)$, которую нетрудно пересчитать в функцию $\gamma(t)$ двойного времени пробега волн

ны по вертикали, где $t = 2 \int_0^z dz/v(z)$. При нормальном падении волны коэффициент отражения A_k^0 на k -й границе раздела двух элементарных слоев с акустическими жесткостями γ_{k-1} и γ_k равен половине относительного изменения этого параметра:

$$A_k = \frac{\gamma_k - \gamma_{k-1}}{\gamma_k + \gamma_{k-1}} = \frac{\Delta\gamma}{2\gamma}, \quad (6.3)$$

где $\gamma = (\gamma_k + \gamma_{k-1})/2$ – среднее значение акустической жесткости. Переходя в пределе к случаю непрерывного изменения упругих свойств среды, получаем функцию коэффициента отражения

$$A(t) dt = \frac{d\gamma(t)}{2\gamma(t)} = \frac{1}{2} d \ln \gamma(t). \quad (6.4)$$

Если, рассматривая ограниченный разрез, пренебречь влиянием на амплитуды отраженных волн процессов расхождения, прохождения и поглощения сейсмической энергии, то амплитуды однократных отражений можно считать пропорциональными коэффициентам отражения, т. е. получить непрерывную функцию импульсной сейсмограммы путем дифференцирования логарифмической функции акустической жесткости

$$\tilde{a}(t) = \frac{1}{2} \frac{d \ln \gamma(t)}{dt}. \quad (6.5)$$

Сверткой (6.5) с функцией заданной формы волны $f(t)$ получаем *синтетическую трассу однократных отраженных волн*:

$$y(t) = \tilde{a}(t) * f(t) = \int_0^\infty \tilde{a}(\tau) f(t - \tau) d\tau. \quad (6.6)$$

Недостаток этого простого способа расчета синтетической сейсмограммы – отсутствие учета многократных отражений.

Среди различных схем расчета полного поля отраженных волн наибольшее применение получил алгоритм Баранова-Кюнца. Сейсмический разрез разбивают на элементарные слои равной временной мощности $\tau = h_i/v_i$, которая составляет, например, 1 мс. Для каждого слоя решается одномерное волновое уравнение

$$\frac{\partial^2 u_i}{\partial z^2} = \frac{1}{v_i^2} \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} \quad (6.7)$$

при граничных условиях равенства величин смещения и напряжения $\sigma = \gamma u$:

$$u_i = u_{i-1}, \quad \gamma_i u_i = \gamma_{i-1} u_{i-1}. \quad (6.8)$$

В результате получается рекуррентная формула, позволяющая на заданной k -й границе найти полную величину смещения частиц среды u_k для любого дискретного момента времени $t = t/2\tau$:

$$u_k(m) = (1 + A_k) u_{k-1}(m-1) + (1 - A_k) u_{k+1}(m-1) - u_k(m-2), \quad (6.9)$$

где A_k – коэффициент отражения k -й границы. Вычисления по формуле (6.9) выполняют так называемым методом сеток. В данном случае по ранее найденным значениям $u_j(l)$ в трех соседних узлах двумерной сетки в координатах (j, l) рассчитывают величину смещения в четвертом узле при $j = k$ и $l = m$. В частности, для свободной поверхности ($k = 0$) получают временную последовательность $u_0(l)$, $l = 0, 1, 2, \dots$, которая является импульсной сейсмограммой в дискретном представлении $\tilde{a}_l = \tilde{a}(l\Delta t)$, где $\Delta t = 2\tau$. Путем ее свертки с дискретно заданной формой колебаний $f_l = f(l\Delta t)$ получают одномерную синтетическую сейсмограмму y_l всех однократных и многократных отраженных волн, наблюдавшихся на поверхности:

$$y_l = \sum_j \tilde{a}_{l-j} f_j, \quad j, l = 0, 1, 2, \dots \quad (6.10)$$

В осадочных породах относительные изменения плотности обычно значительно меньше, чем относительные изменения скорости упругих волн, т. е. вариации акустической жесткости в основном определяются последним фактором. Этим обстоятельством иногда пользуются

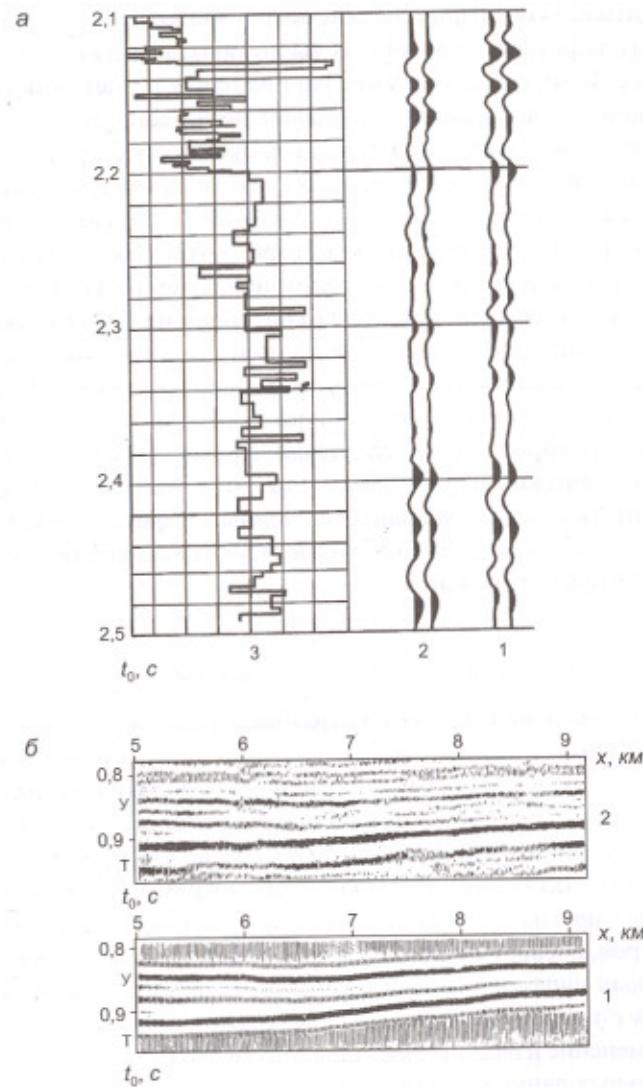


Рис. 6.3. Моделирование отраженных волн:
 а – одномерное моделирование: 1 – синтетическая трасса, 2 – реальная трасса, 3 – скоростная модель по данным акустического каротажа;
 б – двумерное моделирование: 1 – синтетический временной разрез, 2 – реальный временной разрез

ются, рассчитывая синтетические сейсмограммы в отсутствие данных плотностного каротажа: значения A_k вычисляют, заменяя величины γ величинами v . В других случаях необходимые для расчетов значения плотности пород приближенно оценивают по известным корреляционным связям между этим параметром и скоростью упругих волн.

Рассчитывая множество одномерных синтетических трасс для ряда последовательных точек линейного профиля, получают **синтетический временной разрез**, волновая картина которого отображает изменение сейсмогеологической среды вдоль линии наблюдений. На рис. 6.3, а синтетическая трасса длиной 0,4 с, рассчитанная по данным акустического каротажа, сопоставлена с реальной сейсмической записью отраженных волн на профиле, проходящем через скважину. (Удвоенное изображение каждой из трасс сделано для большей наглядности). Можно отметить хорошее согласие сравниваемых трасс по кинематическим и динамическим параметрам отражений. Рис. 6.3, б позволяет сравнить синтетический и реальный временные разрезы на интервале времени около 0,2 с, которые неплохо согласуются в области опорных отражающих горизонтов У и Т.

6.2.4. Математическая модель сейсмограммы

Математической моделью сейсмограммы называют совокупность количественных соотношений, описывающих структуру наблюдаемого волнового поля. Такая модель служит основой обработки полевых данных с целью извлечения из них информации о количественных параметрах исследуемой сейсмогеологической среды. Отображая наиболее существенные особенности реальной сейсмограммы, ее модель должна быть достаточно простой, т. е. определяться минимальным числом параметров, поскольку при фиксированном объеме экспериментального материала надежность получаемых из него оценок параметров уменьшается с увеличением их числа. Кроме того, модель должна допускать применение известных методов преобразования и анализа экспериментальных данных, чтобы использовать обоснованные вычислительные алгоритмы.

Для создания математической модели одноканальной сейсмограммы (трассы) следует формализовать этапы ее образования. Такую сейсмограмму $y(t)$ можно представить как результат преобразования единичного импульса $\delta(t)$, инициирующего сейсмический

источник, двумя последовательными линейными системами – **сейсмогеологическим каналом** с оператором $m(t)$ и **сейсморегистрирующим каналом** с оператором $h(t)$. Первый из них описывает процессы возникновения, распространения и трансформации упругих волн в горных породах, второй характеризует свойства записывающей аппаратуры:

$$y(t) = \delta(t) * m(t) * h(t). \quad (6.11)$$

Рассмотрим внутреннюю структуру сейсмогеологического канала (рис. 6.4). Образование волны в источнике представим как прохождение инициирующего импульса $\delta(t)$ через два линейных преобразователя – **сейсмический излучатель** с оператором $i(t)$ и изменчивую геологическую среду в области возбуждения с оператором $d_b(t)$. Раздельное рассмотрение обоих факторов, совместно определяющих условия возбуждения упругих колебаний, целесообразно в связи с особенностями методики обработки полевых материалов. Будем считать, что все локальные особенности ВЧР в области возбуждения, влияющие на прямую волну, характеризуются оператором $d_b(t)$. Тогда оператор $i(t)$ зависит только от тех параметров излучателя и среды, которые явля-

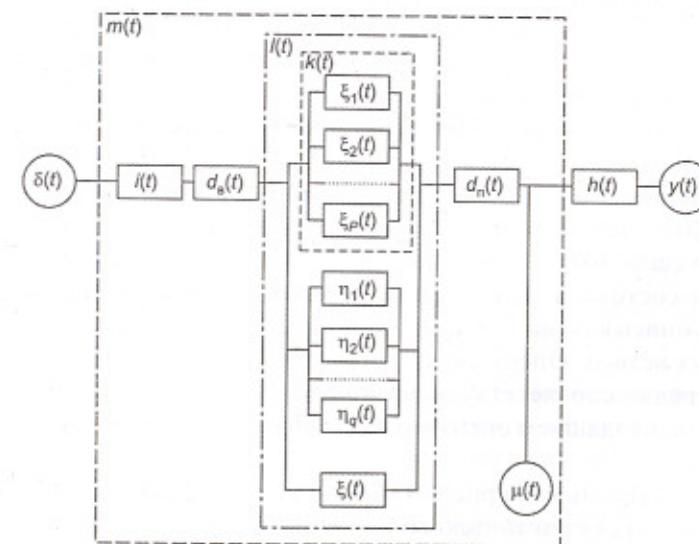


Рис. 6.4. Модель формирования сейсмической трассы

ются стабильными для всех совместно обрабатываемых сейсмических трасс.

На обратном пути к дневной поверхности волны от глубинных сейсмических объектов проходят через изменчивую геологическую среду в области приема. Соответствующий эффект, включающий условия установки сейсмоприемника, опишем линейным преобразователем с оператором $d_n(t)$.

Помимо волн, порожденных энергией излучателя, на сейсмограмме фиксируются микросейсмы, создаваемые на дневной поверхности сторонними источниками. Эти колебания можно представить как случайную аддитивную помеху $\mu(t)$, которая является как бы собственным шумом сейсмогеологического канала.

Выделим часть сейсмогеологического канала, которая не зависит от поверхностных условий, обозначив ее как линейную систему I . Она описывает образование волнового поля при исключении воздействия условий возбуждения и приема. Его можно представить как наблюдаемое на некотором уровне под дневной поверхностью – *уровне приведения*, когда расположенный там же источник генерирует волну в виде импульса $\delta(t)$.

Волновое поле, создаваемое источником, состоит из полезных волн, регулярных и нерегулярных помех. Каждая из приходящих в точку приема волн проходит различный путь в среде, претерпевая некоторые преобразования, которые могут быть описаны с помощью индивидуальных временных характеристик. Обозначим через $\xi_1(t), \xi_2(t), \dots, \xi_p(t)$ временные характеристики среды на пути полезных волн, через $\eta_1(t), \eta_2(t), \dots, \eta_q(t)$ – на пути регулярных волн-помех, через $\zeta(t)$ – временную характеристику для нерегулярных волн-помех, создаваемых источником. Тогда линейную систему I можно считать состоящей из трех параллельных подсистем, причем в двух из них, описывающих регулярные волны, имеется множество параллельных ветвей. Оператор $k(t)$ объединяет временные характеристики среды, соответствующие полезным волнам. Все остальные функции, входящие в оператор $I(t)$, описывают формирование волн-помех.

Представленная на рис. 6.4 модель сейсмической трассы довольно сложна для практического использования при обработке полевых сейсмограмм. В реальных условиях невозможно или нецелесообразно устанавливать отдельно воздействие каждого из отмечен-

ных факторов на наблюдаемую волновую картину, поэтому ее модель упрощают. Рассматривая ограниченный во времени интервал трассы, допускают, что в его пределах форма колебаний полезных волн существенно не изменяется и может быть описана некоторой функцией $f(t)$. Тогда полезную (сигнальную) часть трассы $s(t)$ представим в виде свертки этой функции с импульсной сейсмограммой $\tilde{a}(t)$, определяющей времена прихода и относительные амплитуды полезных волн:

$$s(t) = f(t) * \tilde{a}(t), \quad (6.12)$$

где $f(t) = i(t) \cdot d_b(t) \cdot \varphi(t) \cdot d_n(t) \cdot h(t)$. Здесь $\varphi(t)$ – форма полезных волн в системе I , т. е. при исключении влияния условий возбуждения, приема и записи колебаний.

Подобным же образом регулярные волны-помехи, в предположении постоянства их формы на исследуемом интервале трассы, можно изобразить как свертку соответствующей импульсной сейсмограммы с функцией, определяющей форму этих колебаний. Что касается нерегулярной компоненты волнового поля, то ее представляют как результат преобразования входного воздействия некоторой линейной системой, параметры которой являются случайными величинами. Функция на выходе подобной системы является случайным процессом. При таком подходе неинформативную (шумовую) составляющую трассы $n(t)$ представим в виде:

$$n(t) = u(t) + v(t) + w(t), \quad (6.13)$$

где $u(t)$ и $v(t)$ – соответственно регулярные и нерегулярные волны-помехи от источника, $w(t)$ – микросейсмы. Таким образом, в простейшем изображении сейсмическая трасса есть суперпозиция полезных и мешающих колебаний:

$$y(t) = s(t) + n(t) = f(t) * \tilde{a}(t) + n(t). \quad (6.14)$$

Эту модель, в соответствии с ее строением, называют **сверточно-аддитивной**. Обычно она неплохо соответствует структуре реальной сейсмограммы МОВ, будучи при том простой и удобной в практическом применении.

Когда число отражающих границ в разрезе очень велико, имеет смысл принять для импульсной сейсмограммы $\tilde{a}(t)$ вида (6.1) статистическую модель и рассматривать распределение коэффициентов от-

ражения во времени как случайный процесс. Он образован последовательным появлением в случайные моменты времени t_k случайных дискретных значений a_k . Закон распределения случайных величин t_k и a_k обычно не известен, что вынуждает нас ограничиваться самыми общими допущениями о характере рассматриваемого процесса. Положим, что значения импульсной сейсмограммы независимы как по кинематическому (t_k), так и по динамическому (a_k) параметрам, причем появление отражения равновероятно на всем рассматриваемом интервале записи. Это означает, что не предполагается явных закономерностей в распределении по разрезу сейсмических границ и их коэффициентов отражения. Последние с равной вероятностью могут принимать положительные и отрицательные значения, поэтому их математическое ожидание считаем равным нулю. Подобного рода случайную последовательность называют *процессом типа белого шума*.

Укажем на одну особенность случайного процесса, описывающего импульсную сейсмограмму, содержащую многократные отражения. В ряде сейсмогеологических районов интенсивные многократные волны связаны с отдельными сильными отражающими границами, расположеными на сравнительно малых глубинах. При небольшом числе таких кратнообразующих границ должна проявляться периодичность времен прихода многократных отражений. Тогда простейшая модель случайного процесса с независимыми значениями t_k не соответствует импульсной сейсмограмме регулярных волн-помех: между временами их прихода существует определенная корреляционная связь. Это обстоятельство необходимо учитывать при выборе математической модели для реальных сейсмограмм.

Форма импульса регистрируемой волны $f(t)$ зависит от особенностей источника, явлений на границах, поглощающих свойства среды, условий приема и записи колебаний. Вследствие изменчивости этих факторов форму сейсмического импульса в каждом случае можно определить только экспериментально. При этом часто возникают значительные трудности, вызываемые интерференционным характером записи колебаний. Применение импульсных источников (взрыв, удар) приводит к возникновению коротких импульсов с небольшим (до 2–3) числом видимых периодов колебаний. Вблизи источника эти импульсы отличаются резким вступлением, по мере удаления от него вступление становится все более плавным.

Для аналитического представления формы наблюдаемых колебаний предложены различные виды импульсов. Они построены на основе функции гармонических колебаний заданной частоты ω_0 . Импульс Г. Берлаге описывается выражением

$$f(t) = a t^n e^{-\beta t} \sin \omega_0 t, \quad t \geq 0, \quad (6.15)$$

где n и β – параметры, определяющие конкретный вид огибающей функции, и a – масштабный коэффициент. Этот импульс имеет на фронте разрыв непрерывности n -го порядка.

Нередко сейсмическую волну представляют в виде импульса Н.Н. Пузырева

$$f(t) = a e^{-\beta^2 t^2} \sin(\omega_0 t + \varphi), \quad t \geq 0. \quad (6.16)$$

Этот импульс имеет «колокольную» огибающую и непрерывен вместе со всеми своими производными. Выбором параметров β и φ можно получить затухающие колебания с разным характером изменения огибающей. Амплитудный множитель a служит для приведения интенсивности колебаний к заданному уровню.

В качестве нуль-фазового колебания, симметричного относительно момента $t = 0$, часто используют импульс Риккера:

$$f(t) = a \left(1 - \frac{\omega_0^2 t^2}{2} \right) e^{-\frac{\omega_0^2 t^2}{4}}. \quad (6.17)$$

Он состоит из трех видимых полупериодов – центрального положительного и боковых отрицательных.

Мы рассмотрели модель отдельной сейсмической трассы с точки зрения структуры наблюдаемой волновой картины. При совместной обработке множества трасс многоканальных сейсмограмм модель должна учитывать дополнительные факторы, которые обусловлены локальными неоднородностями верхней части разреза и различием условий наблюдения колебаний. Учет этих переменных факторов необходим для того, чтобы в процессе обработки исключить их влияние на параметры полезных волн.

Влияние локальных неоднородностей в пунктах возбуждения (ПВ) и пунктах приема (ПП) на полезные волны было описано в математической модели (6.12) линейными преобразователями $d_{\text{в}}$ и $d_{\text{п}}$. Наиболее

важен кинематический эффект этих неоднородностей: неровности рельефа и изменчивость ЗМС создают временной сдвиг θ_{ij} волн, записанных на трассе $y_j(t)$, которая получена при ПВ_i и ПП_j. Этот сдвиг (относительно некоторого уровня приведения) компенсируют при обработке введением во времена колебаний постоянной для каждой трассы поправки θ_{ij} , называемой *статической поправкой* (п. 11.1.1).

Важнейшим параметром, характеризующим условия наблюдения сейсмических колебаний, является величина дистанции l , равная расстоянию между пунктами возбуждения и приема ($l = \text{ПП}_j - \text{ПВ}_i$). Увеличение дистанции (при фиксированном положении ее средней точки) приводит к возрастанию времени пробега отраженной волны $t(l)$ на величину Δt_l относительно времени нормального отражения t_0 в средней точке дистанции, где $l = 0$. Величину Δt_l называют *кинематической поправкой* (п. 11.1.3), поскольку она изменчива во времени, т. е. неодинакова для разных волн на одной трассе: $\Delta t_l = \Delta t_l(t)$.

Таким образом, время t_{ij} отраженной волны, наблюдаемой на дистанции l , связано с ее временем t_0 в центре дистанции на линии приведения следующим образом:

$$t_{ij} = t_0 + \Delta t_l + \theta_{ij}. \quad (6.18)$$

Соотношения (6.14) и (6.18) составляют математическую модель трассы сейсмограммы, на которой основано большинство процедур обработки полевых записей.

Контрольные вопросы

- Постройте схему годографов основных типов волн, наблюдавшихся на дневной поверхности в случае типичного горизонтально-слоистого разреза осадочных отложений.
- Что такое естественный динамический диапазон и каковы его значения при наблюдениях МОВ и МПВ?
- Объясните назначение волновых зондирований и особенности их выполнения.
- Укажите различия между регулярными, нерегулярными и случайными волнами и какие из них могут рассматриваться в качестве полезных?

- В чем заключается принципиальное преимущество математического моделирования волновых полей по сравнению с физическим моделированием?
- Что такое эффективная сейсмическая модель и какова ее структура?
- Определите понятие синтетической сейсмограммы.
- Что называют импульсной трассой и как с ней связана синтетическая трасса?
- Постройте математическую модель сейсмограммы, которая описывает процесс формирования волнового поля, регистрируемого в МОВ.
- Какие аналитические функции обычно используют в моделировании для описания формы колебаний сейсмических волн?

Часть II. Получение сейсморазведочных данных

Глава 7. Техника полевых сейсморазведочных работ

Современная сейсморазведка базируется на высокоразвитой технике получения полевых материалов. Ее основными элементами являются компьютеризированные системы цифровой записи упругих колебаний, возбуждаемых сейсмическими источниками различных типов. Этим устройствам посвящена настоящая глава. Помимо них технические средства сейсморазведки включают вспомогательную аппаратуру и оборудование, о которых будет сказано позднее при рассмотрении технологии полевых работ (п. 9.1).

7.1. Основы регистрации сейсмических сигналов [9, 59]

В настоящее время в сейсморазведке применяют цифровую запись колебаний на различных видах носителей, преимущественно – на магнитных; аналоговую запись используют в редких случаях.

7.1.1. Состав сейсморегистрирующего канала

Сейсморегистрирующий (сейсмозаписывающий) канал (СК) содержит пять последовательно действующих устройств (рис. 7.1, а) – сейсмопри-

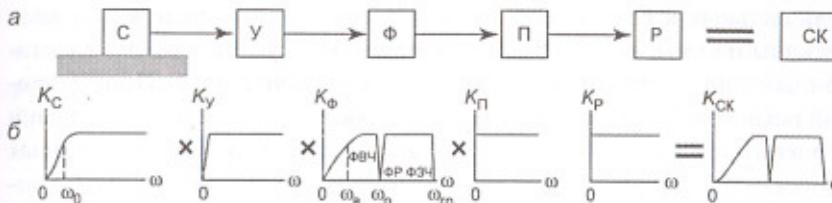


Рис. 7.1. Сейсморегистрирующий канал (СК) как линейная система:
а – составляющие устройства; б – АЧХ составляющих устройств
и канала в целом

емник (*С*), усилитель (*У*), фильтр (*Ф*), аналого-цифровой преобразователь (*П*) и регистратор (*Р*). Три первые из них (*С–У–Ф*) составляют аналого-вую часть канала, два последних (*П–Р*) – его цифровую часть.

Сейсмоприемник воспринимает механические колебания частиц среды и преобразует их в электрические колебания. В наземной сейсморазведке обычно применяют инерционные приемники электродинамического типа, использующие явление электромагнитной индукции для преобразования колебаний почвы в электрические сигналы. В морской сейсморазведке применяют пьезоэлектрические приемники, которые колебания давления в жидкости при прохождении через нее упругих волн превращают в электрические сигналы.

Электрические колебания на выходе сейсмоприемника могут быть очень слабыми, составляя иногда доли микровольта. Такие сигналы невозможно записать без значительного усиления, достигающего при необходимости уровня 120–140 дБ (10^6 – 10^7 раз). Большая часть этого уровня реализуется на конечном этапе прохождения сигналов в канале записи – в процессе их аналого-цифрового преобразования. Поэтому аналоговый усилитель записи, принимающий сигналы от сейсмоприемника, часто называют *предварительным* (предусилителем). Его коэффициент усиления обычно не превышает 50–60 дБ и имеет ступенчатую регулировку для настройки канала на требуемый уровень чувствительности.

Отметим, что при аналоговой записи сейсмических колебаний весь необходимый диапазон усиления реализуется в усилителе записи. Его снабжают устройствами *программной* и *автоматической регулировки усиления* (ПРУ, АРУ), что позволяет сжимать динамический диапазон колебаний до уровня, допускающего совместную запись на носи-

тель сильных и слабых волн. Такая регулировка усиления искажает сигналы и является вынужденным приемом, обусловленным недостаточным динамическим диапазоном аналоговой записи. При цифровой регистрации ПРУ и АРУ не применяют. Однако эти регулировки усиления используют для визуализации (воспроизведения) цифровых записей из-за очень малого динамического диапазона (20–30 dB), который можно реализовать при изображении колебаний на многоканальных сейсмограммах.

Усиленные колебания подвергают частотной селекции с помощью различных фильтров (границных, полосовых, резонансных, антиалий-синговых), которые конструктивно входят в блок усилителя записи или примыкают к нему в схеме аппаратурного канала. Назначение этих фильтров – подавить колебания на частотах, где заведомо преобладают волны-помехи, чтобы повысить отношение сигнал/помеха до аналого-цифрового преобразования колебаний. Необходимость такой фильтрации объясняется тем, что даже при цифровой записи, отличающейся большим динамическим диапазоном, присутствие очень сильных помех вызывает недопустимые искажения слабых полезных волн.

При цифровой записи усиленные и отфильтрованные колебания поступают в аналого-цифровой преобразователь (АЦП), где превращаются в равномерную последовательность дискретных отсчетов, представленных в двоичном цифровом коде. Применяют различные форматы цифрового кодирования: каждый отсчет, называемый словом, может представляться двухбайтовым (16 бит) или четырехбайтовым (32 бита) двоичным числом с фиксированной или плавающей запятой (точкой).

Последним устройством аппаратурного канала является регистратор, в котором сейсмические колебания записываются на тот или иной физический носитель. Первоначально в сейсморазведке применяли аналоговую оптическую запись на фотобумаге и в качестве регистратора использовали шлейфовый осциллограф с зеркальными гальванометрами. Динамический диапазон такого способа многоканальной записи колебаний не превышает 20–30 dB. К тому же здесь очень трудно выполнить воспроизведение записанных сигналов для их последующих преобразований. На смену осциллографической записи пришла воспроизводимая магнитная запись, принципиальным достоинством которой является возможность многократных и многовариантных преобразований записанных колебаний при их воспроизведении и

обработке на вычислительных машинах. Запись на магнитную ленту может выполняться магнитным регистратором в *аналоговой* либо *цифровой* форме. В первом случае непрерывный сейсмический сигнал отображается в виде непрерывного изменения остаточного намагничения, создаваемого записывающей головкой на движущейся магнитной ленте. Динамический диапазон аналоговой магнитной записи не превышает 50 dB из-за нелинейности характеристики намагничения носителя. При цифровой записи это ограничение отсутствует, и ее динамический диапазон определяется той точностью превращения колебаний в цифровой код, которая реализуется в аналого-цифровом преобразователе. *Принципиальное достоинство цифровой записи заключается в ее очень большом динамическом диапазоне*, достигающем 120–140 dB. Такая высокая точность предопределила господствующее положение цифровой записи в современной сейсморазведке.

7.1.2. Характеристики сейсморегистрирующего канала

По своим характеристикам сейсморегистрирующий канал должен удовлетворять ряду принципиальных требований, вытекающих из особенностей волнового поля и необходимого качества его записи.

1. **Динамический диапазон.** Он определяется *отношением амплитуд максимального и минимального сигналов, записываемых на одной сейсмограмме с допустимым уровнем искажений*. Такое определение обусловлено тем, что всякая реальная аппаратура имеет определенный уровень собственных шумов и погрешностей преобразований.

Следует различать полный и мгновенный динамические диапазоны сейсмозаписывающего канала. **Полный динамический диапазон** D_{Π} определяется как *отношение амплитуд самого сильного и самого слабого сигналов, которые фиксируются на одной записи (сейсмограмме)* безотносительно к временам прихода сопоставляемых волн. Наиболее сильные колебания обычно наблюдаются в начальной части сейсмограммы, являясь, например, отраженными волнами от очень мелких границ. Наиболее слабые полезные колебания могут принадлежать отраженным волнам от самых глубоких границ, которые приходят в конце временного интервала записи. Как отмечалось в предыдущей главе, различие в интенсивности совместно наблюдаемых полезных волн характеризуется естественным динамическим диапазоном D_E , который для отраженных волн оценивается величиной $D_E = 100–120 \text{ dB}$, что соот-

ветствует отношению амплитуд $a_{\max}/a_{\min} = 10^5\text{--}10^6$. Во избежание потери информации при полевой записи необходимо, чтобы выполнялось условие $D_{\Pi} \geq D_E$.

Сейсморегистрирующий канал является неоднородным, поскольку образуется последовательным соединением ряда устройств, обладающих различными свойствами, в частности – различными значениями своих полных динамических диапазонов. Общая «пропускная способность» всякого неоднородного канала определяется самой «узкой» его частью. В нашем случае полный динамический диапазон записи колебаний ограничивается устройством с минимальной величиной этого показателя:

$$D_{\Pi} = \min\{D_{\Pi_C}, D_{\Pi_Y}, D_{\Pi_\Phi}, D_{\Pi_{\Pi}}, D_{\Pi_P}\}, \quad (7.1)$$

где вторые индексы С, У, Ф, П, Р относятся к сейсмоприемнику, усилителю, фильтру, аналого-цифровому преобразователю и регистратору соответственно. Аналоговые устройства канала записи обладают очень большой величиной полного динамического диапазона, достигающей 140–160 dB. Например, амплитуда электрического напряжения, генерируемого сейсмоприемником, может изменяться (в зависимости от интенсивности колебаний почвы) от сотых долей микровольта до нескольких вольт, т. е. в 10^8 раз. Следовательно, рассматриваемая характеристика всего канала записи определяется свойствами его цифровой части, точнее – свойствами АЦП, поскольку собственно регистратор, фиксирующий цифровой код на магнитном носителе, не имеет ограничений в этом отношении.

При цифровой записи необходимый амплитудный диапазон 120 dB обеспечивается 20-разрядным двоичным числом, так как каждый разряд (бит) соответствует изменению отсчета в 2 раза, т. е. на 6 dB. Такой формат записи был бы достаточным при использовании идеальной аппаратуры, не вносящей каких-либо искажений. Однако в современной сейсмической аппаратуре собственные шумы, приведенные ко входу канала, имеют уровень около 0,1 мкВ. По этой причине 1–2 младших разряда двоичного отсчета амплитуды оказываются аппаратурно «зашумленными». С другой стороны, погрешность аналого-цифрового преобразователя сигнала за счет неизбежного округления отсчетов может достигать половины значения самого младшего разряда. В результате имеем, что 2 младших разряда амплитудных отсчетов заняты аппаратурными помехами. В этих условиях амплитуда мини-

мального сигнала a_{\min} должна записываться тремя младшими разрядами с тем, чтобы по крайней мере в 2 раза превышать уровень аппаратурных шумов. Поскольку амплитуда максимального сигнала a_{\max} превосходит a_{\min} на 120 dB, для ее записи требуется число из 23 двоичных разрядов. Наконец, учтем, что амплитуды сейсмических колебаний могут быть положительными и отрицательными, т. е. различаются знаком, для записи которого требуется один бит. Следовательно, удовлетворительный динамический диапазон записи сейсмических колебаний достигается использованием в цифровом регистраторе 24-разрядных чисел, т. е. трехбайтовых слов (1 байт = 8 бит).

Таким образом, полный динамический диапазон D_{Π} сейсмозаписывающего канала определяется параметрами аналого-цифрового преобразователя. При кодировании амплитуд колебаний 24-разрядными числами обеспечивается выполнение условия $D_{\Pi} \geq D_E$, что как будто бы решает поставленную задачу. Однако в ее решении обнаруживается важное обстоятельство, которое делает полученный результат не столь однозначным. Этим обстоятельством является свойство аппаратуры, называемое **мгновенным динамическим диапазоном** D_M . Он определяется как *отношение интенсивностей самого сильного и самого слабого колебаний, которые фиксируются одновременно единным суммарным отсчетом при допустимом уровне искажений слабого сигнала*. Такая постановка вопроса обусловлена тем, что при обработке записанных в поле сейсмограмм требуется обнаруживать очень слабые полезные волны, приходившие в точки наблюдений одновременно с очень сильными волнами-помехами. Возможности решения столь сложной задачи во многом зависят от величины мгновенного динамического диапазона реального сейсморегистрирующего канала. Эта величина в свою очередь зависит от степени линейности канала.

2. Линейность. Сейсморегистрирующий канал рассматривается как линейная система, обладающая свойствами суперпозиции и пропорциональности по отношению к проходящим через него сигналам. Это возможно при условии линейности каждой из его составных частей – сейсмоприемника (С), усилителя (У), фильтра (Ф), аналого-цифрового преобразователя (П) и регистратора (Р). Временная характеристика (оператор) сейсморегистрирующего канала $h_{\text{СК}}(t)$ является сверткой временных характеристик составляющих устройств, а его комплексная частотная характеристика $H_{\text{СК}}(\omega)$ равна произведению их комплексных частотных характеристик. При этом амплитудно-частот-

ные характеристики $K(\omega)$ перемножаются, а фазово-частотные характеристики $\chi(\omega)$ суммируются:

$$\begin{aligned} h_{\text{СК}}(t) &= h_c(t) * h_y(t) * h_\Phi(t) * h_{\Pi}(t) * h_p(t), \\ H_{\text{СК}}(\omega) &= H_c(\omega)H_y(\omega)H_\Phi(\omega)H_\Pi(\omega)H_p(\omega) = K_{\text{СК}}(\omega)e^{-\chi_{\text{СК}}(\omega)} = \quad (7.2) \\ &= K_c(\omega)K_y(\omega)K_\Phi(\omega)K_\Pi(\omega)K_p(\omega)\exp - \\ &- [\chi_c(\omega) + \chi_y(\omega) + \chi_\Phi(\omega) + \chi_\Pi(\omega) + \chi_p(\omega)]. \end{aligned}$$

Реальная аппаратурная система не может быть идеально линейной. При прохождении через нее достаточно интенсивного сигнала становится заметным нарушение прямой пропорциональности между его амплитудами на выходе и на входе системы. Нелинейность проявляется также в том, что при подаче на вход системы гармонического колебания некоторой частоты ω_1 на выходе, помимо гармоники той же частоты, появляются паразитные гармоники кратных частот $2\omega_1$, $3\omega_1$ и т. д. Степень линейности системы оценивается коэффициентом нелинейных искажений (КНИ) – отношением суммарной интенсивности паразитных гармоник к амплитуде основной гармоники на выходе системы.

Очевидно, что уровень КНИ непосредственно оказывается на величине мгновенного динамического диапазона канала записи: сильная волна вызывает паразитные высокочастотные колебания, которые накладываются на одновременно приходящий слабый сигнал и искажают его. Для пояснения приведем простой схематический пример. Пусть в точку наблюдения одновременно приходят две волны – сильное колебание с амплитудой $a_1 = 10\,000$ единиц и частотой $v_1 = 10\,\text{Гц}$ и слабое колебание с амплитудой $a_2 = 10$ единиц и частотой $v_2 = 20\,\text{Гц}$. По интенсивности волны отличаются на $60\,\text{дБ}$ (10^3 раз) и могут быть записаны каналом, у которого полный динамический диапазон пре- восходит этот уровень, составляя, например, $80\,\text{дБ}$. При отсутствии в записи нелинейных искажений слабый сигнал может быть извлечен из суммарного колебания с помощью фильтра верхних частот, поскольку по частоте слабая волна существенно отличается от сильной волны-помехи. Если же записывающий канал имеет КНИ = 0,1%, то средняя амплитуда паразитных гармоник, образующихся за счет сильной волны, составит 10 ед., причем наиболее интенсивной из них будет первая гармоника с частотой $2v_1 = v_2 = 20\,\text{Гц}$. Эта гармоника накла-

дывается на слабый сигнал такой же частоты, и его искажение нельзя устранить путем частотной фильтрации.

Для мгновенного динамического диапазона сейсмозаписывающего канала имеет место соотношение, подобное выражению (7.1) для полного динамического диапазона: величина D_M неоднородного канала определяется тем его звеном, у которого этот параметр имеет минимальное значение. Наиболее высокой степенью линейности обладают цифровые устройства, к которым относится аналого-цифровой преобразователь. Современные схемы АЦП имеют КНИ менее 0,001%, что соответствует отношению сигнал/помеха (с/п) более $100\,\text{дБ}$ и практически обеспечивает необходимый динамический диапазон записи. Степень линейности значительно ниже у аналоговой части тракта записи, включающей устройства усиления и фильтрации колебаний до их преобразования в цифровой код. Здесь величина КНИ составляет 0,010–0,003%, т. е. уровень с/п порядка $80\text{--}90\,\text{дБ}$. Линейность сейсмоприемников еще ниже: их КНИ реально находится на уровне 0,10–0,03%, что соответствует отношению с/п порядка $60\text{--}70\,\text{дБ}$.

Следует принять во внимание два противодействующих обстоятельства, связанные с условиями работы сейсмоприемников. С одной стороны, установленный на почве сейсмоприемник является для нее инородным телом, поэтому движения его корпуса не совсем тождественны колебаниям частиц почвы. Возникающие здесь искажения сигналов определяются переходной системой, образуемой контактом почва–сейсмоприемник, свойства которой зависят от особенностей грунта, конструкции прибора и условий его установки. Характеристики этой системы изучены недостаточно, но считается, что она может вносить в запись колебаний значительные нелинейные искажения, достигающие нескольких процентов и более. С другой стороны, в сейсморазведке МОВ на каждом канале обычно работает не один сейсмоприемник, а их группа из 10–20 приборов, которая образует суммарное колебание, подлежащее записи. Это приводит к усреднению и стабилизации характеристики переходной системы, что снижает ее коэффициент нелинейных искажений и увеличивает отношение сигнал/помеха. Если считать, что указанные противодействующие факторы более или менее взаимно компенсируются, то для системы приема упругих колебаний, включающей прибор вместе с условиями его установки, получаем оценку величины с/п по отношению к нелинейным искажениям на уровне $60\,\text{дБ}$.

Как видно, составные части сейсмозаписывающего канала имеют неодинаковую степень линейности, которая существенно уменьшается от конца канала – цифрового регистратора к его началу – сейсмоприемнику. Соответственно в этом же направлении снижается присущий отдельным частям канала мгновенный динамический диапазон – от уровня 120 dB до уровня 60 dB. Отсюда следует важный практический вывод, что *полевая сейсморазведочная аппаратура в настоящее время обеспечивает мгновенный динамический диапазон записи упругих колебаний на уровне около 60 dB*. Для его увеличения необходимо повысить линейность характеристики сейсмоприемника и обеспечить стабильность условий его установки.

3. Частотный диапазон. Аппаратурный канал должен без существенных искажений записывать колебания в диапазоне частот, несущих полезную информацию, и отфильтровывать колебания, заведомо принаследжащие помехам. Согласно общепринятой норме, в пределах этого диапазона неравномерность амплитудно-частотной характеристики канала записи не должна быть ниже уровня -3 dB , т. е. уровня $1/\sqrt{2} = 0,707$ от максимального значения характеристики, принимаемого за 1. Из соотношения (7.2) следует, что комплексная частотная характеристика сейсморегистрирующего канала $H_{\text{СК}}$ формируется как произведение частотных характеристик составляющих устройств. На рис. 7.1, б представлены типичные амплитудно-частотные характеристики (АЧХ) звеньев сейсморегистрирующего канала и его результирующая АЧХ.

Сейсмоприемник имеет АЧХ $K_C(\omega)$ типа фильтра высоких частот – ФВЧ (п. 7.2.1). Ее граничная частота равна собственной частоте сейсмоприемника ω_0 , а крутизна среза составляет 12 dB/окт . Сейсмический усилитель также имеет характеристику $K_y(\omega)$ типа ФВЧ, но ее граничная частота обычно настолько мала, что практически не влияет на формирование результативной характеристики всего канала $K_{\text{СК}}(\omega)$.

В канале записи для подавления интенсивных волн-помех могут быть задействованы ФВЧ и ФНЧ, имеющие практически любые требуемые значения граничных частот. При необходимости включают также *режекторные фильтры* (ФР), настроенные на одну или несколько фиксированных частот, на которых наблюдаются особенно сильные помехи узкополосного характера. ФР отличаются большой крутизной характеристики в области подавляемых частот, достигающей значений $80-100 \text{ dB/окт}$, в то время как у граничных фильтров она обычно

не превышает $20-30 \text{ dB/окт}$. Эти фильтры не являются специфичными для канала цифровой записи – в тех же целях они применялись и при аналоговой записи сейсмических колебаний.

Существенной особенностью канала цифровой записи является то, что в нем, в отличие от канала аналоговой записи, обязательно должен присутствовать *специальный низкочастотный фильтр, называемый фильтром зеркальных частот (ФЗЧ), или антиалийсинговым фильтром* (п. 7.1.3). Этот фильтр имеет очень большую крутизну среза частотной характеристики ($80-100 \text{ dB/окт}$) для того, чтобы практически полностью подавлять колебания на частотах выше его граничной частоты $\omega_{\text{гр}}$.

На рис. 7.1, б показан возможный вариант общей частотной характеристики фильтров канала цифровой записи $K_{\Phi}(\omega)$, когда включены ФВЧ с граничной частотой ω_b , ФР с частотой подавления ω_p и ФЗЧ с граничной частотой $\omega_{\text{гр}}$.

Цифровая часть аппаратурного канала, включающая АЦП и цифровой регистратор, не обладает частотной избирательностью, т. е. ее характеристика является равномерной: $K_{\Pi}(\omega) = K_p(\omega) = \text{const} = 1$.

Таким образом, частотный диапазон цифрового сейсморегистрирующего канала всегда ограничен с обеих сторон – даже при выключенных фильтрах записи ФВЧ и ФНЧ, т. е. в режиме так называемого *открытого канала*: со стороны низких частот ограничителем является сейсмоприемник, ослабляющий колебания на частотах ниже его собственной; со стороны высоких частот ограничителем служит ФЗЧ, граничная частота которого зависит от частоты дискретизации колебаний при их записи.

До сих пор мы обсуждали амплитудно-частотную характеристику (АЧХ) канала записи, которая является только одной составляющей его полной (комплексной) частотной характеристики. Вторая составляющая – *фазово-частотная характеристика (ФЧХ)* канала записи также имеет важное значение, поскольку определяет относительные сдвиги во времени спектральных компонент сигнала при его регистрации и, следовательно, влияет на оценку времени прихода записанной волны. В идеале *полевая аппаратура не должна создавать относительных сдвигов спектральных компонент сигналов*. Это возможно, если она имеет линейную ФЧХ: $\chi(\omega) = \tau\omega$, где константа τ – временная задержка выходного сигнала относительно входного, не зависящая от частоты ω .

Согласно соотношению (7.2), ФЧХ канала есть сумма соответствующих характеристик его составных частей. В принципе это позволяет обеспечить линейность функции $\chi(\omega)$, компенсируя фазовые сдвиги в одних звеньях канала противоположными сдвигами в других его звеньях. Однако на практике данный вопрос решается проще, поскольку фазовые спектры полезных волн пока редко используют при интерпретации полевых записей: фазовые спектры менее устойчивы к воздействию помех, труднее определяемы и хуже различаемы у волн разной природы. Поэтому *умеренные искажения фазовых спектров записываемых сигналов допускаются в полевой аппаратуре при непременном условии, чтобы они были строго одинаковыми во всех сейсмогенерирующих каналах*. Умеренность искажений обеспечивается тем, что в каналах записи, наряду с фильтрами, имеющими линейные фазовые характеристики, применяют так называемые *минимально-фазовые фильтры* (п. 12.1.6).

4. Управляемость характеристик. Полевая аппаратура должна обеспечивать возможность варьирования параметров записи для согласования характеристик канала с особенностями регистрируемой волновой картины. Большая величина полного динамического диапазона цифровой аппаратуры гарантирует неискаженную запись только тогда, когда чувствительность канала соответствует уровню интенсивности наблюдаемых колебаний. Этот уровень зависит от конкретных сейсмогеологических условий, типа источника, его мощности, условий возбуждения и приема, а также дистанции наблюдения. При повышенной чувствительности канала амплитуды наиболее сильных колебаний выйдут за верхний предел числовой шкалы дискретных отсчетов и произойдет их отсечка. В то же время слишком много младших разрядов шкалы окажутся занятами слабыми шумовыми колебаниями. При заниженной чувствительности канала амплитуды слабых полезных волн выйдут за нижний предел числовой шкалы и не будут зафиксированы, а многие старшие ее разряды окажутся неиспользованными. Для приведения чувствительности канала в соответствие с интенсивностью записываемых колебаний в полевой аппаратуре необходима ступенчатая регулировка коэффициента усиления в усилителе записи. Величина этого коэффициента не превышает 60 дБ и обычно изменяется шагом 12 дБ, т. е. в 4 раза.

Когда волновое поле одновременно записывают во множестве точек на большой площади, нередко приходится устанавливать разные

коэффициенты усиления каналов в зависимости от расстояний до сейсмического источника. В таком случае можно говорить о расширении динамического диапазона записи от полного до общего. *Общий динамический диапазон многоканальной сейсмогенерирующей системы D_O определяется отношением амплитуд самого сильного и самого слабого сигналов, фиксируемых на различных каналах от единого источника колебаний.* Он равен сумме полного динамического диапазона D_{Π} отдельного канала и диапазона ступенчатого изменения коэффициента усиления D_y : $D_O = D_{\Pi} + D_y$. В сейсмогенерирующих системах величина D_O достигает 170–180 дБ.

Ограниченнность мгновенного динамического диапазона канала D_m не позволяет надежно записывать самые слабые сигналы на фоне очень интенсивных помех. Если последние могут быть относительно ослаблены частотной фильтрацией, то условия записи полезных волн улучшаются. Поэтому в аппаратурном канале должна предусматриваться *управляемая частотная селекция* колебаний до их записи.

Наиболее узким является мгновенный динамический диапазон сейсмоприемника, который ограничивает этот показатель всего регистрирующего канала. Отсюда следует необходимость *выбора сейсмоприемника* с подходящим значением частоты собственных колебаний, чтобы ограничить проникновение в канал записи интенсивных низкочастотных колебаний, заведомо принадлежащих волнам-помехам. Это обстоятельство особенно существенно для высокочастотной разновидности сейсморазведки, имеющей дело с относительно слабыми полезными волнами.

Частотная характеристика канала записи должна формироваться с помощью *управляемых фильтров* – граничных (ФВЧ, ФНЧ) и режекторных. В современной аппаратуре фильтры имеют компьютеризированное управление, обеспечивающее их быструю и точную настройку, и по этой причине иногда называются цифровыми. На самом деле, если они работают в регистрирующем канале до АЦП, то по существу являются аналоговыми фильтрами.

В аппаратуре цифровой записи необходимо иметь возможность *выбора интервала дискретизации* сейсмических колебаний. Чем выше их частотный спектр, тем меньше должен быть интервал Δt , т. е. большая частота дискретизации $v_d = 1/\Delta t$. Однако при этом возрастает объем хранимых и перерабатываемых числовых массивов, что сказывается на стоимости работ. Выбор рационального интервала (периода) диск-

ретизации в зависимости от спектральных особенностей регистрируемых волн производится из ряда фиксированных значений – 1/4, 1/2, 1, 2, 4 мс. От величины Δt зависит предельная частота v_{rp} записываемых колебаний, которая устанавливается антиалийсинговым фильтром. В одних сейсмозаписывающих системах частота v_{rp} фиксирована для каждого значения Δt , в других возможен ее выбор из двух альтернативных значений – v_{rp1} или v_{rp2} (п. 7.1.3).

Варьируемым параметром должна быть *длина сейсмической записи* t_3 , т. е. ее продолжительность. При фиксированном шаге дискретизации Δt длина записи определяется количеством n отсчетов в ней: $t_3 = (n - 1)\Delta t$. Величина t_3 должна обеспечить наблюдение всех полезных волн, но не быть избыточной по понятным соображениям. При работе с импульсными источниками длина записи составляет от долей секунды в малоглубинной сейсморазведке до 5–6 с в нефтепоисковой сейсморазведке и может увеличиваться до 15–20 с и более при глубинных исследованиях земной коры и верхней мантии. При работе с вибрационными источниками длина записи возрастает на величину длительности генерируемого сигнала, достигающей 10–15 с и более.

В сейсморазведке отсчет времени ведется от момента срабатывания источника. Если полезные волны не приходят в точки наблюдения ранее некоторого времени τ , то нет смысла вести запись колебаний до этого времени. Поэтому в регистрирующей аппаратуре предусматривается возможность *задержки начала записи* практически на любую заданную величину τ .

5. Многоканальность. Для одновременной записи упругих колебаний во множестве точек наблюдения требуется многоканальная сейсморегистрирующая аппаратура. Ее основой служит мобильная полевая лаборатория, называемая *сейсмостанцией*. Количество каналов сейсмостанции зависит не только от ее назначения, но и от времени производства, поскольку в последние годы существует общая тенденция увеличения канальности сейсмической аппаратуры. Различают *линейные* и *телеметрические сейсмостанции*, хотя это деление постепенно утрачивает свою четкость по мере совершенствования аппаратурно-программных средств сбора, передачи и обработки информации.

Линейные сейсмостанции применяют в 2D сейсморазведке, где наблюдения выполняются по отдельным профилям. Отличительной особенностью этой техники является то, что сейсмоприемники, установленные на профиле, через многоканальный кабель подключаются не-

посредственно на входы соответствующих усилителей записи сейсмостанции. Число сейсморегистрирующих каналов обычно не превышает 100, но может достигать 200 и более. Дальнейшее увеличение канальности при таком способе передачи сейсмических сигналов для их записи становится методически нецелесообразным и технологически нерациональным в реальных условиях проведения полевых работ.

Телеметрические сейсмостанции применяют в 3D сейсморазведке, где наблюдения выполняются одновременно в очень большом числе точек на исследуемой площади. Такую технику часто называют *телеметрическими комплексами* или *распределенными системами*, поскольку большая часть аппаратуры находится вне сейсмостанции, размещаясь на площади работ. Эта периферийная аппаратура осуществляет первичную обработку аналоговых сигналов от сейсмоприемников и их передачу в цифровом виде для записи в сейсмостанции. Такая организация системы позволяет практически неограниченно наращивать число каналов записи, достигая при необходимости уровня многих тысяч.

Важнейший показатель качества многоканальной аппаратуры – *идентичность каналов*, т. е. одинаковость их характеристик. Различают *амплитудную идентичность* и *фазовую идентичность*. Первая означает равенство каналов по чувствительности и одинаковость амплитудно-частотных характеристик, вторая – одинаковость их фазово-частотных характеристик. *Амплитудная неидентичность каналов с установленными на почве сейсмоприемниками не должна превышать 10%*. Фазовая неидентичность измеряется относительными сдвигами времени одного и того же экстремума колебаний в рабочем диапазоне частот. *В каналах с установленными сейсмоприемниками допускается фазовая неидентичность не более 5–10% от видимого периода колебаний*. Указанные допуски учитывают неизбежные различия в условиях установки сейсмоприемников и их контакта с почвой, что вызывает наибольший разброс в характеристиках отдельных каналов. Без учета этого фактора требования к идентичности значительно выше. *При цифровой записи амплитудная и фазовая неидентичности каналов без сейсмоприемников не должны превышать 1%*.

Важным показателем качества сейсмостанции является *уровень взаимных влияний между каналами записи*. Паразитные электрические связи возникают здесь из-за общих цепей питания и коммутации, утечек в аппаратуре и сейсмическом кабеле. *Коэффициент взаимных влияний*

определяют как отношение амплитуд выходных сигналов двух каналов, когда входной сигнал подан только на один из них. Этот показатель в цифровой сейсмостанции не должен превышать уровня -100 dB , т. е. тысячной доли процента.

6. Практическая эффективность. Многоканальные цифровые сейсмостанции являются сложными и дорогостоящими устройствами. Их практическая эффективность определяется эксплуатационными свойствами в тяжелых условиях полевых работ при больших перепадах температуры и влажности, высокой запыленности, сильных вибрациях и других неблагоприятных факторах. Обязательными качествами полевой аппаратуры являются стабильность характеристик каналов, устойчивость работы всех систем, экономичность по электропитанию, транспортабельность, возможность быстрой диагностики неисправностей с целью их оперативного устранения. Работоспособность полевой аппаратуры обеспечивается компьютеризированной системой автоматического и операторского контроля ее исправности и готовности к записи в соответствии с установленной программой и заданными параметрами.

7.1.3. Принципы цифровой регистрации

При цифровой записи непрерывный электрический сигнал преобразуют в ряд мгновенных отсчетов амплитуд, оцифрованных в двоичном коде. Для этого последовательно выполняют две операции – *квантование по времени* – дискретизацию и *квантование по уровню* – кодирование.

При дискретизации выбирают амплитудные значения сигнала через равные интервалы времени Δt в моменты $t = k\Delta t$ ($k = 0, 1, 2, \dots$). Интервал (период) дискретизации Δt называют также интервалом (шагом) выборки. Обратная величина является частотой дискретизации – циклической $v_d = 1/\Delta t$ или круговой $\omega_d = 2\pi/\Delta t$. Практически оценивают не мгновенное значение амплитуды в момент $k\Delta t$, а ее среднее значение за очень короткий промежуток времени хранения δt , причем $\delta t \ll \Delta t$ (рис. 7.2, а). Чем меньше интервал выборки Δt , тем точнее можно восстановить непрерывный сигнал по его дискретным отсчетам, но зато больше объем информации и выше стоимость ее передачи и обработки. Поэтому важно определить *рациональное значение Δt – такую максимальную величину, при которой обеспечено восстановление непрерывного сигнала с искажениями, не превышающими допустимого уровня*.

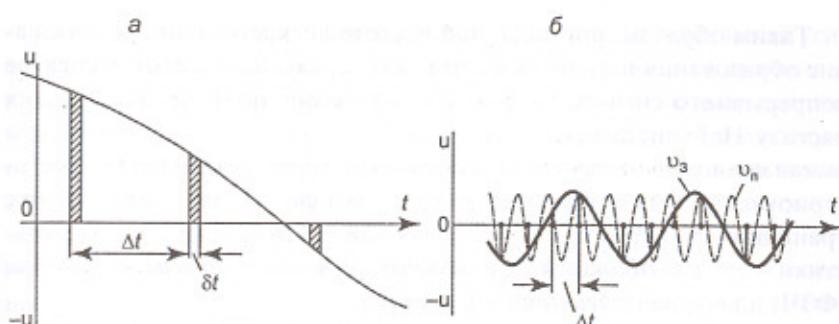


Рис. 7.2. Дискретизация непрерывного сигнала:
а – дискретные выборки сигнала; б – образование гармоники зеркальной частоты за счет высокочастотной гармоники-помехи

Согласно теореме Котельникова, непрерывную функцию времени со спектром, ограниченным частотой v_{gr} , можно точно восстановить по ее дискретным отсчетам, если частота дискретизации $v_d = 2v_{gr}$. Иными словами, при заданной частоте дискретизации v_d в спектре непрерывного сигнала не должно быть компонент, превосходящих частоту Найквиста v_N , которая равна половине частоты дискретизации:

$$v_N = v_d/2 = 1/2\Delta t. \quad (7.3)$$

При нарушении этого условия восстановление непрерывного сигнала по дискретным значениям сопровождается специфическими искажениями вследствие наложения так называемых зеркальных частот. Это – ложные компоненты, образующиеся в спектре дискретизированного сигнала за счет тех гармоник спектра непрерывного сигнала, которые превосходят частоту Найквиста. Такие гармоники-помехи с частотами $v_n > v_N$ при дискретизации создают зеркальные частоты $v_3 = v_d - v_n \leq v_N$. Например, при интервале выборки $\Delta t = 2 \text{ мс}$, когда $v_d = 500 \text{ Гц}$ и $v_N = 250 \text{ Гц}$, гармоника частоты $v_n = 400 \text{ Гц}$ преобразуется в гармонику зеркальной (относительно v_N) частоты $v_3 = 100 \text{ Гц}$. Она накладывается на истинную составляющую спектра сигнала той же частоты и искажает ее. Это явление называется алиасингом – «загрязнением» частот. На рис. 7.2, б показано, как при интерполяции слишком редких дискретных отсчетов высокочастотной гармоники частоты v_n образуется ложная гармоника вчетверо меньшей зеркальной частоты v_3 .

Таким образом, при заданной частоте дискретизации, во избежание образования паразитных гармоник зеркальных частот, в спектре непрерывного сигнала не должно быть компонент, превосходящих частоту Найквиста v_N . Поэтому до момента дискретизации сигнала такие компоненты следует полностью подавить. С этой целью в регистрирующий канал включают специальный фильтр нижних частот с граничной частотой $v_{\text{гр}}$ и очень большой крутизной среза характеристики – до 100 дБ/окт. Его называют фильтром зеркальных частот (ФЗЧ) или антиалийсинговым фильтром.

Теоретически граничной частотой ФЗЧ служит частота Найквиста, но практически всегда устанавливают $v_{\text{гр}} < v_N$. Дело в том, что теорема Котельникова справедлива для функций с ограниченным (конечным) спектром, которая теоретически неограничена (бесконечна) во времени. На практике же мы имеем дело с весьма короткими реализациями сейсмических колебаний, что требует внесения корректива в указанные выше соотношения. Как показывают исследования, при записи сейсмических колебаний частота дискретизации должна отвечать условию $v_d = 4v_{\text{гр}}$, чтобы искажения спектра непрерывного сигнала при его восстановлении по дискретным отсчетам не превышали общепринятого уровня –3 дБ. Иногда это условие смягчают, пользуясь соотношением $v_d = 3v_{\text{гр}}$. В соответствии с такими оценками при цифровой записи граничную частоту $v_{\text{гр}}$ антиалийсингового фильтра устанавливают в полтора-два раза меньшей, чем частота Найквиста: $v_{\text{гр}} \approx (0,5–0,7)v_N = (0,25–0,35)v_d$.

Мгновенные выборки (дискреты) аналогового сигнала должны быть оцифрованы (кодированы) путем измерения их амплитуд с точностью, соответствующей динамическому диапазону записи сейсмических колебаний. В предыдущем разделе было установлено, что для реализации динамического диапазона 120 дБ требуется оцифровка амплитуд 24-разрядными двоичными числами. До недавнего времени в сейсмических регистрациях цифровой записи применялась импульсно-кодовая модуляция (ИКМ) сигналов, в которой трудно обеспечить аналого-цифровое преобразование столь большой разрядности. По этой причине необходимый динамический диапазон сейсмической записи здесь достигается путем двухступенчатого кодирования, известного как формат записи с плавающей запятой (точкой): для каждой выборки определяются две величины – порядок (характеристика) и мантисса. Для этого в АЦП последовательно работают два устройства – определитель порядка (ОП) и преобразователь аналог-код (ПАК).

Определитель порядка представляет собой многоступенчатый усилитель, с помощью которого амплитуду выборки приводят к оптимальному уровню с тем, чтобы при оценке мантиссы рационально использовать разрядную шкалу ПАК. Таким путем обеспечивают высокую относительную точность измерения амплитуд сигнала во всем диапазоне вариаций его абсолютной величины. Реализуемый при этом коэффициент усиления определяет порядок амплитуды выборки: чем меньше амплитуда, тем большее усиление необходимо для достижения заданного уровня сигнала. Такая регулировка усиления выполняется для каждой выборки и действует очень быстро. Она получила название мгновенной автоматической регулировки усиления (МАРУ).

На рис. 7.3, а для пояснения принципа действия определителя порядка показана его упрощенная схема, обеспечивающая динамический диапазон характеристики 36 дБ. Схема содержит 3 одинаковых последовательно включенных усилителя (У) с коэффициентами усиления 4 (12 дБ). С входа ОП или с выхода любого из усилителей сигнал с помощью ключа (КЛ) подается на компаратор (КМ), где сравнивается с заданным диапазоном напряжений. Отсюда на вход ПАК посыпается сигнал с той точки схемы ОП, где он удовлетворяет этому диапазону. Положение указанной точки определяет реализованный коэффициент усиления выборки, т. е. ее порядок.

Пусть максимальная амплитуда $U_{\text{ВХ}}$ записываемых сигналов составляет 64 мВ. Установим компаратор в схеме ОП на диапазон напряжений 16–64 мВ. Каждой из точек схемы, откуда снимается напряжение, поставим в соответствие число n ($n = 3, 2, 1, 0$), определяющее порядок выборки. Для кодирования четырех значений n достаточно использовать два двоичных разряда. При $U_{\text{ВХ}} = 16–64$ мВ сигнал в ПАК поступает непосредственно с входа ОП ($n = 3$), при $U_{\text{ВХ}} = 4–16$ мВ сигнал поступает с выхода первого усилителя ($n = 2$), при $U_{\text{ВХ}} = 1–4$ мВ имеем $n = 1$, и при $U_{\text{ВХ}} = 0,25–1$ мВ сигнал поступает с выхода последнего усилителя ($n = 0$). Если, например, на вход ОП поступила выборка амплитудой $U_{\text{ВХ}} = 1,4$ мВ, то установленного на компараторе уровня напряжения она достигает после второй ступени усиления, когда станет равной $1,4 \times 4 \times 4 = 22,4$ мВ. Такой выборке присваивается порядок 1 (код порядка 01), т. е. ее амплитудный коэффициент равен $4^1 = 4$.

Выборку, поступающую из ОП в ПАК, кодируют двоичным числом путем квантования по уровню. Это делают методом поразрядного взвешивания (последовательного приближения) с помощью набора эталон-

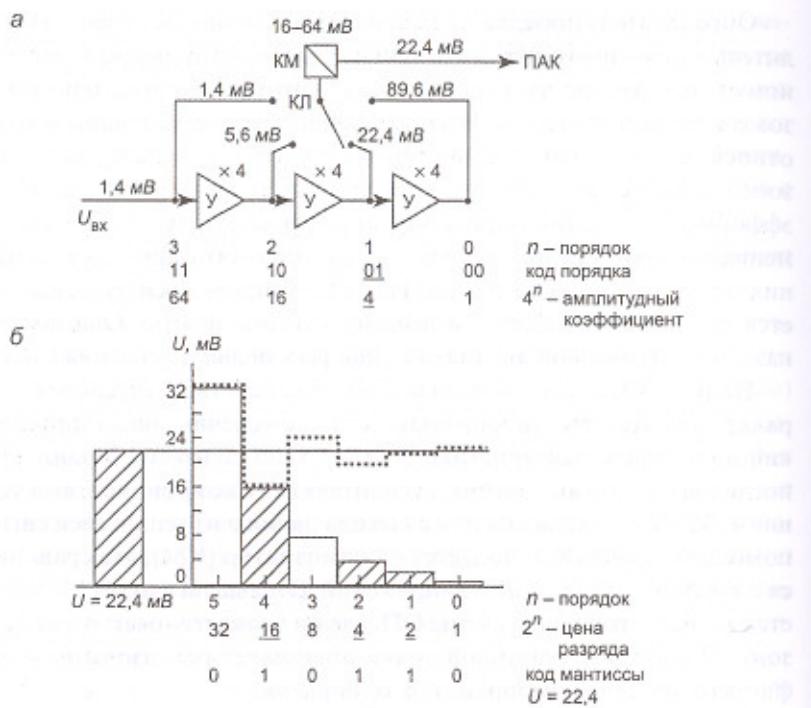


Рис. 7.3. Кодирование дискретной амплитуды в формате с плавающей запятой:
а – схема определения порядка; б – схема определения мантиссы

напряжений декодирующей линейки ПАК, на которой соседние эталоны отличаются ровно в 2 раза (на 6 dB). Если U_0 – максимальная допустимая амплитуда выборки, то эталонные уровни линейки образуют последовательность фиксированных напряжений величиной $U_0 2^{-1}, U_0 2^{-2}, \dots, U_0 2^{-l}$, где l – число разрядов мантиссы выборки. Каждому эталону декодирующей линейки отвечает соответствующий разряд мантиссы. По-разрядное взвешивание состоит в том, что подбирают комбинацию эталонов, в сумме равную измеряемой выборке – с точностью до половины уровня наименьшего эталона. Подбор выполняют шаг за шагом, начиная с самого высокого эталонного уровня, т. е. старшего разряда мантиссы. Очередной эталон включают в комбинацию и соответствующий разряд мантиссы получает значение 1, если при этом суммарный

уровень эталонов не превосходит измеряемого напряжения. В противном случае проверяемый эталон не включают в сумму, т. е. соответствующий разряд мантиссы остается нулевым. Этот процесс иллюстрирован на рис. 7.3, б, где показано кодирование выборки $U = 22,4 \text{ mV}$, полученной на выходе ОП в предыдущем примере. В нашем случае мантисса содержит 6 разрядов, т. е. имеет динамический диапазон 36 dB. При максимальной допустимой амплитуде сигнала $U_0 = 64 \text{ mV}$ старший эталонный уровень составляет 32 mV, а младший – 1 mV. Измеряемая выборка амплитудой 22,4 mV приравнена сумме эталонов разрядов 4, 2 и 1, что составляет $16 + 4 + 2 = 22 \text{ mV}$. При этом погрешность оцифровки (0,4 mV) не превышает половины младшего эталонного уровня (0,5 mV).

Наш пример демонстрирует аналого-цифровой преобразователь, полный динамический диапазон которого составляет 72 dB. Из них 36 dB обеспечено порядком числа и 36 dB – его мантиссой, определяющей мгновенный динамический диапазон. Для записи амплитуд колебаний в этом случае требуется 9 двоичных разрядов: 1 разряд для кодирования знака амплитуды (0 – положительный, 1 – отрицательный), 6 разрядов для мантиссы числа и 2 разряда для его порядка.

В лучшей сейсморазведочной аппаратуре, использующей формат цифровой записи с плавающей запятой, ОП имеет 7 ступеней усиления с шагом 12 dB и ПАК имеет 14 двоичных разрядов. Это дает формальные оценки динамических диапазонов обеих ступеней кодирования сигналов по 84 dB, т. е. всего 168 dB. Однако такие оценки не учитывают значительный уровень шумов подобной аппаратуры, в частности – из-за работы множества электронных ключей, а также существенную нелинейность многоразрядного ПАК. Реально такая система имеет полный динамический диапазон около 120 dB, но мгновенный диапазон не превышает 60 dB. Последнее обстоятельство ограничивает возможность записи слабых сигналов на фоне сильных помех, без чего трудно рассчитывать на повышение глубинности и детальности сейсмических исследований.

Существенное увеличение мгновенного динамического диапазона было достигнуто путем использования в АЦП нового способа оцифровки колебаний, называемого дельта-сигма модуляцией (ДСМ). Ее принципиальное отличие от вышеописанной импульсно-кодовой модуляции (ИКМ) заключается в следующем:

1. Производится измерение не всей величины амплитуды очередного дискрета, а только ее разницы («дельта») с суммой («сигма») предыдущих подобных разниц.

2. Используется очень высокая частота дискретизации, которая в сотни раз превосходит частоту дискретизации, достаточную для записи сейсмических колебаний.

3. Вышеуказанные факторы обусловливают настолько малое изменение сигнала за период дискретизации, что для кодирования амплитуд вполне достаточно одного разряда цифровой шкалы; это позволяет использовать одноразрядный АЦП, отличающийся очень высокой линейностью и обеспечивающий большую величину мгновенного динамического диапазона преобразователя.

4. Специальный цифровой фильтр нижних частот превращает высокочастотную однобитовую последовательность, выдаваемую дельта-сигма модулятором, в стандартный двоичный код высокоточных отсчетов амплитуд с обычным периодом дискретизации.

5. При сверхвысокочастотной дискретизации частота Найквиста столь велика, по сравнению со спектром сейсмических колебаний, что для решения проблемы зеркальных частот не требуется применения в аналоговой части сейсмозаписывающего канала столь сложных антиалайсинговых фильтров, как в ИКМ.

6. Аналогово-цифровые преобразователи на основе дельта-сигма модуляторов имеют сравнительно низкую стоимость, что обусловлено использованием в них главным образом цифровых структур, которые в производстве и применении проще и дешевле, чем аналоговые схемы.

Блок-схема простейшего АЦП с дельта-сигма модуляцией показана на рис. 7.4. Измеряемый аналоговый сигнал электрического напряжения $U_{\text{вх}}$ подается на плюсовой вход дифференциатора (1), где образуется его разность (Δ) с фиксированным опорным напряжением переменного знака $\pm U_0$, которое подается на минусовой вход дифференциатора от однобитового цифро-анalogового преобразователя (4). Разность указанных напряжений поступает в интегратор (2) и пополняет находящуюся там сумму (Σ) предыдущих поступлений. Обновленная сумма подается на компаратор (3), который работает со сверхвысокой тактовой частотой $v_k = kv_d$, где v_d – требуемая частота дискретизации сейсмических колебаний и k – коэффициент передискретизации, обычно равный нескольким сотням единиц. Компаратор с частотой v_k выдает однобитовый цифровой код: «1», если на его входе величина Σ положительна, или «0», если она отрицательна. Высокочастотная последовательность этих кодов из дельта-сигма модулятора поступает на вход сложного цифрового фильтра нижних

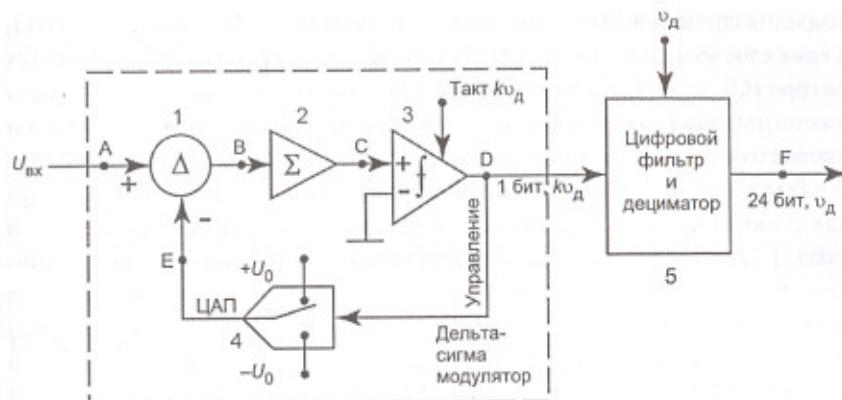


Рис. 7.4. Блок-схема АЦП с дельта-сигма модуляцией

частот (5), выполняющего также функцию **дециматора (разрезжителя)**. Эта схема управляется тактовой частотой v_d , причем цифровой фильтр из высокочастотной однобитовой последовательности путем ее осреднения формирует 24-разрядные коды амплитуд записываемого сигнала, а дециматор обеспечивает их поступление на выход АЦП с заданной частотой дискретизации v_d . В самом модуляторе последовательность единиц и нулей с выхода компаратора поступает в линию управления однобитовым цифро-аналоговым преобразователем, находящимся в петле отрицательной обратной связи. В ответ на код «1» ЦАП посылает на минусовой вход дифференциатора импульс напряжения $+U_0$, в ответ на код «0» – импульс напряжения $-U_0$. Тем самым замыкается рабочий цикл дельта-сигма модулятора.

С помощью простого численного примера нетрудно понять механизм работы рассматриваемой схемы АЦП. Пусть на ее входе аналоговый сигнал $U_{\text{вх}}$ последовательно принимает значения 6, 2, 0, 0, 0, ..., измеряемые в условных целочисленных единицах. Эта последовательность соответствует некоторой частоте дискретизации v_d , характерной для сейсморазведки. Для простоты расчетов используем небольшой коэффициент передискретизации $k = 5$. В таком случае цифровое кодирование каждого значения $U_{\text{вх}}$ выполняется пятью циклами дельта-сигма модулятора, следующими с частотой $v_k = 5v_d$. На схеме показаны 6 точек (A–F), в которых будем определять численные значения про-

ходящих сигналов. Эти точки контролируют вход (A) и выход (F) АЦП, а также выходы всех звеньев модулятора – дифференциатора (B), интегратора (C), компаратора (D) и ЦАП (E). Величину опорного напряжения на выходе ЦАП принимаем $U_0 = 10$, исходя из того, что оно должно превосходить максимально допустимый уровень входного сигнала.

Теперь проследим прохождение сигналов в последовательных циклах работы модулятора, вычисляя их величины и внося результаты в табл. 7.1. Каждому циклу соответствует строка таблицы, а каждой точ-

Таблица 7.1
График прохождения сигналов по схеме АЦП
с дельта-сигма модулятором
 $U_{\text{ВХ}} = 6, 2, 0, 0, 0, \dots U_0 = 10$

№ цикла	A	B	C	D	E	F_5	F_{10}
0	6	6	6	1	10	–	–
1	6	-4	2	1	10		
2	6	-4	-2	0	-10		
3	6	16	14	1	10		
4	6	-4	10	1	10		
5	6	-4	6	1	10	6	
6	2	-8	-2	0	-10		
7	2	12	10	1	10		
8	2	-8	2	1	10		
9	2	-8	-6	0	-10		
10	2	12	6	1	10	2	4
11	0	-10	-4	0	-10		
12	0	10	6	1	10		
13	0	-10	-4	0	-10		
14	0	10	6	1	10		
15	0	-10	-4	0	-10	-2	
16	0	10	6	1	10		
17	0	-10	-4	0	-10		
18	0	10	6	1	10		
19	0	-10	-4	0	-10		
20	0	10	6	1	10	2	0

ке наблюдения – ее столбец. Сначала рассмотрим только работу модулятора, где в одном цикле совершаются четыре последовательные операции, результаты которых наблюдаются в точках B, C, D, E и фиксируются в соответствующих столбцах таблицы. Все операции очень простые – вычисление разности Δ (B), суммы Σ (C) и альтернативный выбор между кодами «1» и «0» в компараторе (D) и между величинами +10 и -10 в ЦАП (E).

В исходном состоянии схемы сигнал от ЦАП отсутствует, а интегратор пуст, поэтому в стартовом, нулевом цикле $\Sigma = \Delta = U_{\text{ВХ}} = 6$, т. е. $C = B = A$. Поскольку $C > 0$, в этом цикле на выходе компаратора имеем $D = 1$ и на выходе ЦАП получаем положительный импульс $E = U_0 = 10$. В следующем, первом цикле эта величина будет вычтена из входного сигнала, и теперь модулятор работает в стационарном режиме. Последовательно, шаг за шагом, заполним все строки таблицы с учетом изменения величины входного сигнала (A).

Результат работы АЦП получается на его выходе (F) после прохождения сигналов от модулятора через цифровой фильтр и дециматор. В нашем случае простейшую низкочастотную фильтрацию и децимацию реализуем путем вычисления среднего арифметического значения по группам, состоящим из 5 последовательных кодов на входе цифрового фильтра (D). Первая группа включает результаты циклов 1–5, вторая – 6–10, третья – 11–15, четвертая – 16–20. Результат фильтрации вычисляется по формуле

$$F_5 = \frac{N_1 - N_0}{N_1 + N_0} U_0, \quad (7.4)$$

где N_1 – количество кодов «1» и N_0 – количество кодов «0» в группе из 5 кодов. Как видно, цифровая оценка F_5 точно совпала с величиной $U_{\text{ВХ}}$ двух первых отсчетов на входе АЦП – 6 и 2. Однако при $U_{\text{ВХ}} = 0$ разрешающая способность нашего АЦП оказывается недостаточной для точной оцифровки входного сигнала за время измерения пятью циклами. В последней колонке таблицы даны средние арифметические значения кодов модулятора F_{10} , вычисленные за время 10 циклов, т. е. показаны результаты более низкочастотной фильтрации. При этом первая группа из 10 кодов дает осредненное значение двух первых групп предыдущего варианта: $F_{10} = (6 + 2) / 2 = 4$. Зато последняя группа из 10 кодов точно определяет входной сигнал: $F_{10} = 0$. Этот

эффект демонстрирует принципиальное свойство АЦП на базе дельта-сигма модулятора: его разрешающая способность определяется количеством циклов кодирования, приходящихся на одну выборку входного сигнала. Эффективная разрядность двоичного числа, измеряющего амплитуду, определяется коэффициентом передискретизации k . Однако цена сверхразрешения достаточно высока, поскольку для ее увеличения на 1 бит (6 dB) необходимо увеличить k в 4 раза.

В последние годы в сейсморазведочной аппаратуре преимущественно используют 24-разрядные АЦП на основе дельта-сигма модуляторов. Они обеспечивают величину мгновенного динамического диапазона 120 dB , что удовлетворяет современным требованиям.

Численные значения дискретных отсчетов сейсмических колебаний с выхода АЦП поступают в цифровой регистратор, где фиксируются в двоичном коде на магнитном носителе с помощью того или иного записывающего устройства. Независимо от конструктивных особенностей этого устройства получаемая запись – цифровая сейсмограмма должна иметь определенную структуру, называемую **сейсмическим форматом записи**. В современных сейсмостанциях обычно предусмотрена возможность выбора одного из нескольких стандартных форматов записи, принятых в международной сейсморазведочной практике. Такая унификация позволяет единообразно считывать полевые записи, полученные на различных типах сейсмостанций.

До недавнего времени, когда в сейсморазведочной аппаратуре господствовала импульсно-кодовая модуляция (ИКМ), аналого-цифровые преобразователи были сложными и дорогостоящими устройствами. Это заставляло использовать один АЦП для обслуживания множества каналов записи. Такой подход оказался возможным по двум причинам. Во-первых, время оцифровки в АЦП одного отсчета измеряется микросекундами, т. е. в десятки раз меньше, чем обычный период дискретизации колебаний Δt . Это дает возможность за один период оцифровать отсчеты, взятые с многих каналов. Во-вторых, при ИКМ каждый отсчет измеряется и кодируется независимо своей полной величиной, что позволяет последовательно оцифровывать не связанные между собой амплитуды колебаний на разных каналах. Выполняемая за период дискретизации оцифровка колебаний на многих каналах с помощью одного АЦП называется **мультиплексной**. Она реализуется с помощью специального электронного коммутатора – **мультиплексора**, который поочередно подключает на вход одного

АЦП аналоговые сигналы ряда каналов сейсмостанции. В результате получается последовательность цифровых отсчетов, которая называется **кадром** и представляет собой как бы поперечное сечение (поперек оси времени) многоканальной сейсмограммы. Полная сейсмограмма образуется как последовательность этих кадров, число n которых зависит от длительности записи t_3 и периода дискретизации Δt : $n = t_3/\Delta t + 1$. Подобная структура полевой записи, называемая мультиплексным форматом, широко применялась в многоканальных сейсмостанциях.

Для визуализации и обработки волновой картины, записанной в мультиплексном формате, необходимо вернуться к естественной **трассопоследовательной** структуре сейсмограммы, при которой каждая серия последовательных отсчетов соответствует записи колебаний одного канала. Эта операция называется **демультиплексацией**. Она выполняется аппаратурно с помощью электронного коммутатора – **демультиплексора** или программно с помощью несложной сортировочной процедуры. **Трассопоследовательная структура многоканальной цифровой сейсмограммы называется демультиплексным форматом**.

В сейсмической аппаратуре последних лет применяют АЦП на базе дельта-сигма модуляции (ДСМ), и мультиплексные схемы оцифровки колебаний не используются, так как каждый канал записи имеет свой АЦП. Причина заключается в том, что при ДСМ последовательно измеряются не полные значения амплитуд колебаний, а их приращения от дискрета к дискрету. Эти приращения очень малы и могут кодироваться одним разрядом только для соседних отсчетов одной трассы. К тому же невысокая стоимость АЦП нового типа снимает проблему их многоканального использования. В современных сейсмостанциях полевые записи обычно получаются в демультиплексном (трассопоследовательном) формате.

В настоящее время наиболее широко используют демультиплексные форматы **SEG-D** и **SEG-Y**, ориентированные на запись цифровой информации 9-дорожечными магнитофонами. При этом 8 дорожек служат для **побайтовой** записи, т. е. параллельной записи 8 битов, а на 9-й дорожке фиксируется так называемый **бит четности**, используемый для контроля качества записи. Сейсмические форматы имеют однотипную структуру размещения данных на магнитной ленте. Информация, относящаяся к одной сейсмограмме, подразделяется на три

последовательные неравные части – заголовок сейсмограммы (ЗСГ), блок сейсмических данных (БСД) и метка конца файла (МКФ), которые разделены на ленте пустыми интервалами, называемыми *межблочными промежутками* (МБП). Такие же промежутки отделяют МКФ предыдущей сейсмограммы от ЗСГ последующей. Наличие МБП позволяет при обработке находить и считывать с носителя любую сейсмограмму целиком или по составным частям.

Различные форматы записи отличаются строением и размерами ЗСГ и БСД. В частности, наиболее популярный демультиплексный формат SEG-D известен в нескольких вариантах – с длиной слова, т. е. амплитудного отсчета, 2,5 байта (код формата 8015) и длиной слова 4 байта (2 модификации с кодами 8048 и 8058). Эти варианты имеют однотипный заголовок сейсмограммы, состоящий из 4 частей различного размера. Объем заголовка кратен 32 байтам. В нем закодирована обширная информация общего и частного характера: заказчик и исполнитель работ, время их проведения, исследуемая площадь, номер профиля, тип и номер сейсмостанции, количество рабочих и вспомогательных каналов, код формата записи, структура заголовка и размеры его частей, тип и параметры источника, номер сейсмограммы (файла), длина записи, шаг дискретизации, параметры использованных фильтров и т. п. ЗСГ имеет большое количество резервных ячеек, что позволяет при необходимости занести в него любую дополнительную информацию.

Блок сейсмических данных содержит в последовательном порядке информацию по всем трассам сейсмограммы. Запись каждой трассы состоит из двух частей – *заголовка сейсмопротяжки* (ЗСТ) и *матрицы сейсмических отсчетов* (МСО). В ЗСТ дублируются наиболее важные сведения, относящиеся ко всей сейсмограмме (номер файла, длительность записи, шаг дискретизации и др.), и указываются индивидуальные параметры данной трассы (ее номер в сейсмограмме, тип сейсмоприемника, коэффициент усиления и т. п.). После ЗСТ следует массив дискретных отсчетов трассы, закодированных определенным образом. Например, при 4-байтовом формате записи (код 8048 или 8058) на каждый отсчет отводится 32 бита: в первом из них закодирован знак отсчета (0 – положительный, 1 – отрицательный), следующие 7 бит первого байта отведены для записи порядка числа, далее 23 бита фиксируют мантиссу числа и последний 32-й бит остается неиспользованным.

7.2. Сейсмоприемники [9, 47, 59]

Сейсмоприемник является первым и наиболее специфичным звеном сейсморегистрирующего канала, преобразующим механические колебания частиц среды в электрические колебания, подлежащие записи. По существу сейсмоприемник работает как генератор электрических сигналов. В настоящее время при сейсморазведочных работах на суше преимущественно используют приемники индукционного типа, которые оказались наиболее эффективными по сравнению с другими электромеханическими преобразователями.

7.2.1. Теория индукционного сейсмоприемника

В индукционном сейсмоприемнике использованы явления инерции – для измерения механического движения и электромагнитной индукции – для преобразования его в электрический сигнал. Рассмотрим сначала идеальный приемник такого типа (рис. 7.5, а). Он состоит всего из двух частей – *корпуса К* и *инертной массы М*. Корпус установлен на поверхности исследуемой среды или внутри нее. Вместе с окружающей средой как единое целое он может двигаться в вертикальном направлении *x* под действием приходящих упругих волн. Обозначим функцию вертикального смещения корпуса во времени $u_K(t)$. Корпус приемника является *постоянным магнитом*, между полюсами которого расположена инерт-

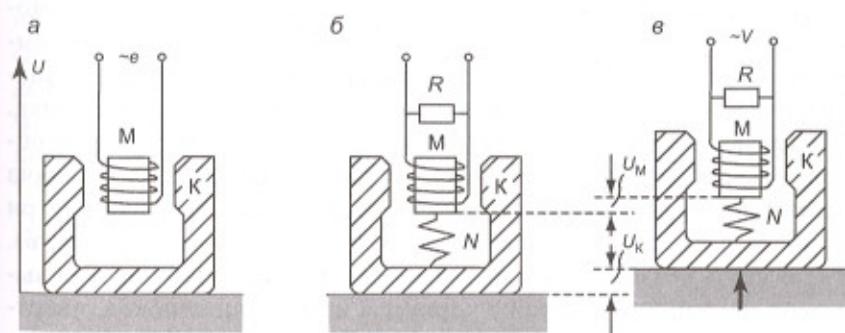


Рис. 7.5. Принцип действия инерционного сейсмоприемника электродинамического типа:
а – идеального; б, в – реального

ная масса в виде *индукционной катушки*. Идеальность сейсмоприемника заключается в том, что *инертная масса никак не связана с корпусом и сохраняет состояние покоя при любых перемещениях последнего*. Такой преобразователь обладает идеальной характеристикой, поскольку в принципе без искажений превращает механические перемещения корпуса приемника в электрический сигнал. Действительно, при колебаниях корпуса происходит пересечение витков провода неподвижной катушки магнитосиловыми линиями поля движущегося постоянного магнита. При этом на выводах катушки возникает *выходной сигнал приемника – э. д. с. электромагнитной индукции* $e(t)$, который прямо пропорционален *входному сигналу – скорости смещения корпуса приемника*:

$$e(t) = q \cdot g(t), \quad (7.5)$$

где $q = w d\Phi/dx$ – *коэффициент электромеханической связи (КЭМС)*, w – количество витков провода индукционной катушки, Φ – магнитный поток в межполюсном пространстве, $d\Phi/dx$ – вертикальный градиент (напряженность) магнитного потока, $g(t) = du_K(t)/dt$ – скорость смещения магнитного поля относительно неподвижной катушки, равная скорости смещения корпуса приемника. Следовательно, *электрический сигнал на выходе идеального сейсмоприемника точно воспроизводит механический сигнал на его входе*. (Это верно при условии, что $q = \text{const}$, т. е. напряженность магнитного потока остается неизменной во всем диапазоне смещений корпуса относительно катушки).

Идеальный инерционный сейсмоприемник, к сожалению, не может быть реализован, поскольку инертную массу приходится каким-либо образом поддерживать на весу внутри корпуса прибора и, значит, неизбежна некоторая связь между обеими частями приемника. Эта связь должна быть достаточно слабой, чтобы допускать необходимые смещения корпуса относительно инертной массы. Задача решается в *реальном сейсмоприемнике* креплением катушки внутри корпуса посредством достаточно мягкой пружины (рис. 7.5, б). Такая связь неизбежно создает колебательную систему: будучи выведена пружинной связкой с корпусом из состояния покоя, инертная масса совершает *собственные колебания*. Они возбуждают *дополнительную э. д. с. индукции*, тем самым искажая выходной сигнал реального приемника. Эти собственные колебания следует быстро прекратить, для чего система должна быть снабжена гасите-

лем колебаний – *демпфером*. В современных сейсмоприемниках механическое демпфирование не применяется, и гашение собственных колебаний осуществляется *электромагнитной силой Ленца*. Она представляет собой *тормозящую силу*, которая действует в магнитном поле на движущийся проводник с током. Достаточно замкнуть цепь катушки *шунтирующим резистором R*, чтобы в ней под действием э. д. с. индукции возник электрический ток. Тогда на движущуюся катушку будет действовать сила Ленца, пропорциональная силе тока.

Определим свойства рассматриваемого сейсмоприемника, для чего составим дифференциальное уравнение движения его электромеханической системы, имеющей одну степень свободы в вертикальном направлении x . Пусть в некоторый момент времени корпус приемника (вместе с поверхностью грунта) сместился из положения покоя на величину u_K (рис. 7.5, в). Индукционная катушка М *массой m* в этот же момент времени оказалась смещенной относительно исходного положения равновесия на величину u_C . Смещение u_C инертной массы относительно корпуса сейсмоприемника составляет

$$u_C = u_M - u_K. \quad (7.6)$$

Инертная масса присоединена к корпусу пружиной N с *коэффициентом упругости n*. В зависимости от их относительного смещения пружина сжимается ($u_C < 0$) или растягивается ($u_C > 0$).

В рассматриваемой системе одновременно действуют три переменные во времени силы – сила инерции F_M движения массы катушки М, сила упругости F_N пружины N и тормозящая сила Ленца F_D . Все силы действуют в направлении, обратном направлению движения инертной массы, и поэтому имеют отрицательный знак. Сила инерции пропорциональна массе тела и ускорению его движения. Отсюда имеем с учетом (7.6):

$$F_M = -m \frac{d^2 u_M}{dt^2} = -m \frac{d^2}{dt^2} (u_K + u_C) = -m \frac{d^2 u_C}{dt^2}. \quad (7.7)$$

Сила упругости пропорциональна жесткости пружины и величине изменения ее длины:

$$F_N = -nu_C. \quad (7.8)$$

Тормозящая электромагнитная сила Ленца пропорциональна силе тока i , протекающего в катушке, и КЭМС преобразователя:

$$F_D = -i q, \quad (7.9)$$

где величина q была определена в (7.5). Сила тока i прямо пропорциональна э. д. с. индукции e и обратно пропорциональна активному сопротивлению r замкнутой цепи катушки:

$$i = \frac{e}{r}, \quad (7.10)$$

где $e = q \cdot d u_C / dt$. Здесь мы пренебрегли величиной индуктивного сопротивления катушки, что не вносит больших погрешностей ввиду сравнительно низких частот сейсмических колебаний. Из (7.9) и (7.10) имеем

$$F_D = -\frac{q^2}{r} \frac{d u_C}{dt}. \quad (7.11)$$

Дифференциальное уравнение движения индукционного сейсмоприемника получаем, исходя из известного принципа, что сумма всех действующих в системе сил должна равняться нулю:

$$m \frac{d^2 u_C}{dt^2} + \frac{q^2}{r} \frac{d u_C}{dt} + n u_C = -m \frac{d^2 u_K}{dt^2}. \quad (7.12)$$

Это уравнение связывает величину u_K абсолютного смещения корпуса приемника с величиной u_C его смещения относительно инертной массы.

Измеряемым электрическим сигналом на выходе сейсмоприемника служит напряжение $v(t)$, которое снимается с активного сопротивления r_2 резистора R , шунтирующего индукционную катушку. Полное активное сопротивление r ее цепи складывается из сопротивления катушки r_1 и внешнего сопротивления r_2 :

$$r = r_1 + r_2. \quad (7.13)$$

Изменяя величину сопротивления r_2 шунта R , можно регулировать силу тока i в катушке и управлять ее демпфированием.

Из (7.10) и (7.13) получаем

$$v(t) = \frac{r_2}{r_1 + r_2} e(t) = \frac{r_2 q}{r_1 + r_2} \frac{d u_C}{dt}, \quad (7.14)$$

откуда

$$\frac{d u_C}{dt} = \frac{r_1 + r_2}{r_2 q} v(t). \quad (7.15)$$

Дифференцируя уравнение (7.12) по t и подставляя в него выражение (7.15), находим

$$m \frac{d^2 v}{dt^2} + \frac{q^2}{r_1 + r_2} \frac{dv}{dt} + nv = -\frac{m q r_2}{r_1 + r_2} \frac{d^3 u_K}{dt^3}. \quad (7.16)$$

Если в качестве функции на входе преобразователя рассматривать не смещение его корпуса $u_K(t)$, а скорость смещения $g(t) = du_K(t)/dt$, то, разделив это уравнение на величину m , имеем

$$\frac{d^2 v}{dt^2} + 2\alpha \frac{dv}{dt} + \omega_0^2 v = -a \frac{d^2 g}{dt^2}. \quad (7.17)$$

Здесь использованы обозначения:

$$2\alpha = \frac{q^2}{m(r_1 + r_2)}, \quad (7.18)$$

$$\omega_0^2 = \frac{n}{m}, \quad (7.19)$$

$$a = \frac{q r_2}{r_1 + r_2}. \quad (7.20)$$

Параметр a является коэффициентом пропорциональности между выходной $v(t)$ и входной $g(t)$ функциями, т. е. характеризует чувствительность сейсмоприемника. Физический смысл параметров α и ω_0 становится ясным при рассмотрении свободных колебаний системы, т. е. собственных колебаний сейсмоприемника. Они возникают в системе, выведенной из состояния покоя, при отсутствии внешнего воздействия на корпус прибора.

В отсутствие внешнего воздействия ($g \equiv 0$) из (7.17) получаем однородное дифференциальное уравнение второго порядка

$$\frac{d^2 h_C}{dt^2} + 2\alpha \frac{dh_C}{dt} + \omega_0^2 h_C = 0. \quad (7.21)$$

Здесь сделана замена обозначения выходного сигнала с функции $v(t)$ на функцию $h_C(t)$ с целью подчеркнуть то обстоятельство, что теперь рассматриваются собственные колебания сейсмоприемника. Функция $h_C(t)$ называется также временной характеристикой сейсмоприемника. Решение уравнения (7.21) получим известным путем с помощью соответствующего характеристического уравнения

$$\gamma^2 + 2\alpha\gamma + \omega_0^2 = 0, \quad (7.22)$$

которое имеет два корня γ_1 и γ_2 :

$$\gamma_1 = -\alpha + \sqrt{\alpha^2 - \omega_0^2}, \quad \gamma_2 = -\alpha - \sqrt{\alpha^2 - \omega_0^2}. \quad (7.23)$$

При $\alpha \neq \omega_0$ эти корни не являются кратными, и собственные колебания сейсмоприемника описываются формулой

$$h_C(t) = e^{-\alpha t} \left(C_1 e^{\sqrt{\alpha^2 - \omega_0^2} t} + C_2 e^{-\sqrt{\alpha^2 - \omega_0^2} t} \right). \quad (7.24)$$

Характер колебаний зависит от соотношения параметров α и ω_0 .

Если $\alpha < \omega_0$, то получаем из (7.24)

$$h_C(t) = e^{-\alpha t} (C'_1 \sin \omega_1 t + C'_2 \cos \omega_1 t) = e^{-\alpha t} C''_1 \sin(\omega_1 t + C''_2), \quad (7.25)$$

где $\omega_1 = \sqrt{\omega_0^2 - \alpha^2}$ и C'_1, C'_2, C''_1, C''_2 – константы. В этом случае наблюдаются **квазипериодические собственные колебания** в виде затухающей синусоиды с круговой частотой ω_1 (рис. 7.6, а). Константы C'_1 и C'_2 характеризуют амплитуду и начальную фазу колебаний. Параметр α является коэффициентом затухания сейсмоприемника и определяет быстроту прекращения его свободных колебаний. Теоретически при отсутствии затухания ($\alpha = 0$) колебания становятся истинно периодическими – незатухающими и совершаются с частотой ω_0 :

$$h_C(t) = C''_1 \sin(\omega_0 t + C''_2). \quad (7.26)$$

Параметр ω_0 является **собственной частотой сейсмоприемника**. В реальном приемнике неизбежны потери энергии при колебаниях, т. е. всегда $\alpha \neq 0$ и $\omega_1 < \omega_0$. Однако без специального демпфирования собственные колебания затухают слишком медленно, что препятствует удовлетворительной записи сейсмических волн, близких по времени прихода.

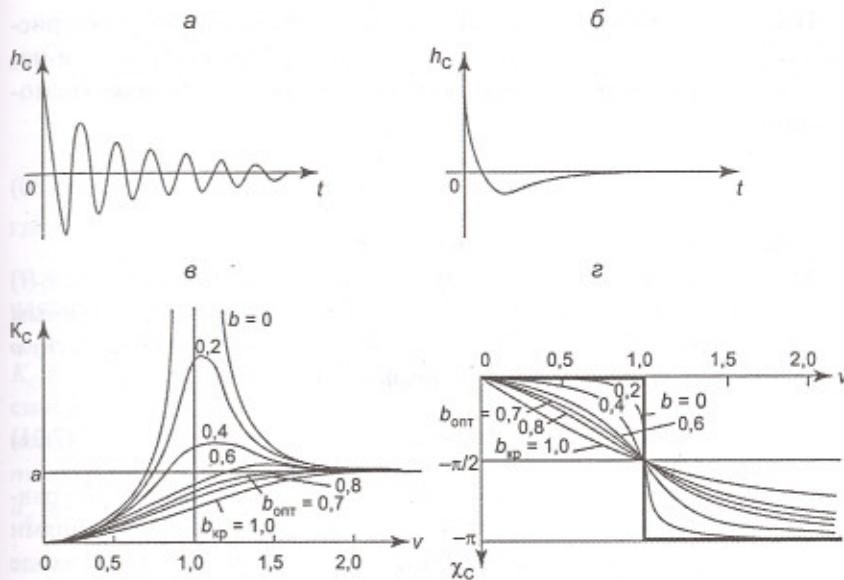


Рис. 7.6. Характеристики сейсмоприемника:
а, б – временные (собственные колебания); в – амплитудно-частотные;
г – фазово-частотные

Сейсмоприемник имеет благоприятный характер собственных колебаний, когда его коэффициент затухания находится в диапазоне

$$\frac{\omega_0}{\sqrt{2}} \leq \alpha \leq \omega_0. \quad (7.27)$$

Нижний предел этого диапазона называется **оптимальным коэффициентом затухания** $\alpha_{\text{опт}}$, верхний предел – **критическим коэффициентом затухания** $\alpha_{\text{кр}}$:

$$\alpha_{\text{опт}} = \frac{\omega_0}{\sqrt{2}}, \quad \alpha_{\text{кр}} = \omega_0. \quad (7.28)$$

Если $\alpha > \omega_0$, то получаем из (7.24)

$$h_C(t) = e^{-\alpha t} (C_1 e^{\omega_2 t} + C_2 e^{-\omega_2 t}), \quad (7.29)$$

где $\omega_2 = \sqrt{\alpha^2 - \omega_0^2}$. В этом случае происходят очень быстро затухающие **апериодические собственные колебания сейсмоприемника** (рис. 7.6, б).

При критическом коэффициенте затухания ($\alpha = \omega_0$) характеристическое уравнение (7.22) имеет двукратный корень ($\gamma_1 = \gamma_2$) и наблюдаются *границно-апериодические собственные колебания* сейсмоприемника.

$$h_C(t) = e^{-\omega_0 t} (C_1 + C_2 t), \quad (7.30)$$

которые по виду сходны с апериодическими.

Мы рассмотрели временную характеристику сейсмоприемника $h_C(t)$ при различных режимах затухания собственных колебаний. Прямым преобразованием Фурье функции $h_C(t)$ можно вычислить *комплексную частотную характеристику сейсмоприемника* $H_C(\omega)$

$$h_C(t) \leftrightarrow H_C(\omega), \quad (7.31)$$

однако проще найти ее непосредственно из дифференциального уравнения (7.17). Для этого воспользуемся известными соотношениями между спектрами функции и ее производных. Пусть функции на входе и выходе сейсмоприемника $g(t)$ и $v(t)$ имеют комплексные частотные спектры $G(\omega)$ и $V(\omega)$ соответственно:

$$g(t) \leftrightarrow G(\omega), \quad v(t) \leftrightarrow V(\omega). \quad (7.32)$$

Согласно свойствам спектральных преобразований Фурье справедливы следующие соотношения:

$$\begin{aligned} \frac{d^2 g(t)}{dt^2} &\leftrightarrow (j\omega)^2 G(\omega) = -\omega^2 G(\omega), \\ \frac{d v(t)}{dt} &\leftrightarrow j\omega V(\omega), \\ \frac{d^2 v(t)}{dt^2} &\leftrightarrow (j\omega)^2 V(\omega) = -\omega^2 V(\omega). \end{aligned} \quad (7.33)$$

Учитывая их, получаем для (7.17) эквивалентное уравнение в частотной области:

$$(-\omega^2 + 2j\alpha\omega + \omega_0^2)V(\omega) = a\omega^2 G(\omega). \quad (7.34)$$

Отсюда следует выражение для комплексной частотной характеристики сейсмоприемника

$$H_C(\omega) = \frac{V(\omega)}{G(\omega)} = \frac{a\omega^2}{\omega_0^2 - \omega^2 + 2j\alpha\omega} = \frac{a\rho^2}{1 - \rho^2 + 2jb\rho}, \quad (7.35)$$

где $\rho = \frac{\omega}{\omega_0}$ и $b = \frac{\alpha}{\omega_0}$ – относительные значения частоты гармонического колебания и коэффициента затухания по сравнению с собственной частотой.

Комплексная функция $H_C(\omega)$ имеет две составляющие. Ее модуль $K_C(\omega)$ называется *амплитудно-частотной характеристикой (АЧХ) сейсмоприемника*, а ее аргумент $\chi_C(\omega)$ – *фазово-частотной характеристикой (ФЧХ) сейсмоприемника*. АЧХ определяет зависимость от частоты отношения амплитуд гармонических колебаний на выходе a_v и входе a_g преобразователя:

$$K_C(\omega) = \text{mod } H_C(\omega) = \frac{a_v(\omega)}{a_g(\omega)} = \frac{a\rho^2}{\sqrt{(1-\rho^2)^2 + 4b^2\rho^2}}. \quad (7.36)$$

ФЧХ определяет зависимость от частоты разности фаз гармонических колебаний на выходе φ_v и входе φ_g преобразователя:

$$\chi_C(\omega) = \arg H_C(\omega) = \varphi_v(\omega) - \varphi_g(\omega) = \arctg \frac{-2b\rho}{1-\rho^2}. \quad (7.37)$$

На рис. 7.6, б, г изображены семейства амплитудных и фазовых частотных характеристик сейсмоприемника, соответствующих различным значениям относительного коэффициента затухания b .

Из (7.36) имеем

$$K_C(0) = 0, \quad K_C(\omega_0) = \frac{a}{2b}, \quad K_C(\infty) = a. \quad (7.38)$$

Это означает, что *сейсмоприемник по форме АЧХ эквивалентен фильтру верхних частот*. Экстремумы функции (7.36) найдем из условия $dK_C/d\rho = 0$. В начале координат при $\rho = \omega = 0$ АЧХ имеет минимум, при значении $\rho = 1/\sqrt{1-2b^2}$ – максимум. В отсутствие затухания ($b = \alpha = 0$) АЧХ достигает максимума на собственной частоте приемника

($\rho = 1$), где она теоретически неограниченно возрастает в результате резонанса колебательной системы. Функция $K_C(\rho)$ имеет максимум только при условии $b < b_{\text{опт}} = 1/\sqrt{2}$. Теперь становится понятным смысл оптимального затухания: начиная с него, график АЧХ не имеет положительного экстремума и является монотонной функцией частоты. При дальнейшем увеличении параметра b достигается уровень критического затухания ($b_{\text{кр}} = 1$).

Наклон графика $K_C(\rho)$ измеряется его логарифмической крутизной $s_C(\rho)$:

$$s_C(\rho) = \frac{d \ln K_C(\rho)}{d \ln \rho} = \frac{2\rho^2(2b^2 - 1) + 2}{(1 - \rho^2)^2 + 4b^2\rho^2}. \quad (7.39)$$

В начале координат ($\rho = 0$) имеем $s_C(0) = 2$, на собственной частоте ($\rho = 1$) — $s_C(1) = 1$ и на высоких частотах асимптотически ($\rho \rightarrow \infty$) — $s_C \rightarrow 0$. Учитывая, что в качестве входного сигнала сейсмоприемника рассматривается скорость смещения его корпуса $g(t)$, можно сделать вывод о том, какой физический смысл имеют электрические сигналы $v(t)$ на выходе прибора. На частотах, значительно меньших его собственной частоты ($\rho \ll 1$), где $s_C \approx 2$, выходной сигнал пропорционален второй производной функции $g(t)$, т. е. отображает скорость изменения ускорения движения корпуса $d^2g(t)/dt^2$. На частотах, близких к собственной частоте ($\rho \approx 1$), где $s_C \approx 1$, выходной сигнал отображает ускорение движения корпуса $dg(t)/dt$. На частотах, больших собственной частоты сейсмоприемника ($\rho > 1$), где $s_C \approx 0$, выходной сигнал $v(t)$ отображает скорость движения его корпуса $g(t)$. Именно эта область частотной характеристики является рабочим диапазоном сейсмоприемника, т. е. полосой пропускания того фильтра высоких частот, которым он является. Границная частота $\rho_{\text{гр}}$ всякого фильтра формально определяется по уровню $1/\sqrt{2} = 0,707$ от максимального значения его АЧХ. В нашем случае при затухании, большем оптимального, максимальное значение $K_{C_{\text{max}}} = a$. Отсюда при $b = b_{\text{опт}}$ имеем $\rho_{\text{гр}} = 1$ и при $b = b_{\text{кр}}$ имеем $\rho_{\text{гр}} = 1,56$. Поскольку в реальных сейсмоприемниках используют затухание, близкое к оптимальному, их рабочий диапазон частот начинается от собственной частоты. Верхним пределом этого диапазона является частота второго резонанса электромеханической системы сейсмоприемника. Он обусловлен реактивной компонентой сопротивления индуктивной катушки, которая начинает сказываться на более

высоких частотах. Конструктивные параметры реальных сейсмоприемников выбирают такими, чтобы частота второго резонанса находилась за пределами спектра полезных волн.

Рассматривая семейство фазово-частотных характеристик сейсмоприемника $\chi_c(\rho)$ с различными коэффициентами затухания b , определим их общие свойства:

$$\chi_c(0) = 0, \quad \chi_c(1) = -\frac{\pi}{2}, \quad \chi_c(\infty) = -\pi. \quad (7.40)$$

Как видно из рис. 7.6, *г*, чем больше величина b , тем ближе график ФЧХ к линейному, т. е. меньше отличие по форме выходного электрического сигнала $v(t)$ от входного механического сигнала $g(t)$. Отрицательные значения ФЧХ сейсмоприемника означают инвертирующий характер преобразователя: положительным значениям механического колебания его корпуса соответствуют отрицательные значения электрического колебания на выходе прибора. При внезапно начинаящемся движении корпуса приемника выходной сигнал $v(t)$ достигает своего экстремума-минимума раньше, чем входной сигнал $g(t)$ достигает своего экстремума-максимума.

7.2.2. Теория пьезоэлектрического сейсмоприемника

Пьезоэлектрические сейсмоприемники давления используют при работах на морских и пресноводных акваториях, а также при акустическом каротаже скважин. Этот тип приемников отличается простотой устройства, поскольку не содержит подвижных механических частей. Для преобразования движения частиц среды в электрический сигнал используется *прямой пьезоэффект*. Преобразователь представляет собой небольшой элемент из пьезокерамики в форме пластины, диска, цилиндра или шара, к противоположным сторонам которого прикреплены металлические контакты для снятия электрического сигнала.

В безграничной жидкой среде плотности ρ при прохождении упругой волны со скоростью v_p возникает переменное давление $p(t)$, пропорциональное скорости движения частиц жидкости $g(t)$:

$$p(t) = \rho v_p g(t). \quad (7.41)$$

Это давление деформирует пьезокерамический элемент, вызывая его изгибы, сжатия и растяжения. Из-за возникающих в элементе на-

пражений на его поверхности образуются электрические заряды, что приводит к появлению между противоположными сторонами элемента разности потенциалов электродвижущей силы $e(t)$, пропорциональной внешнему давлению:

$$e(t) = k p(t). \quad (7.42)$$

Коэффициент пропорциональности k зависит от свойств пьезокерамики, размеров и формы элемента и его электрической емкости.

Определим свойства сейсмоприемника, для чего рассмотрим эквивалентную схему, состоящую из самого пьезоэлемента и его внешней нагрузки (рис. 7.7). Пьезоэлектрический преобразователь (выделен на рисунке пунктиром) является генератором э. д. с. $e(t)$, обладающим собственной электрической емкостью C . Внешняя нагрузка с активным сопротивлением R включает трансформатор с индуктивностью L . Выходным сигналом приемника служит электрическое напряжение $v(t)$, снимаемое с индукционного сопротивления трансформатора. Обозначим силу токов в левом и правом контурах схемы через i_1 и i_2 . Составим уравнения гармонических контурных токов, исходя из требования, чтобы в каждом контуре сумма падений напряжения на элементах схемы (с учетом направления токов) была равна э. д. с. имеющейся в контуре источника:

$$\begin{aligned} i_1 \left(R + \frac{1}{j\omega C} \right) - i_2 R &= e, \\ i_1 R - i_2 (R + j\omega L) &= 0, \\ i_2 j\omega L &= v. \end{aligned} \quad (7.43)$$

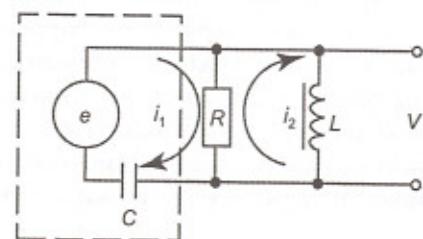


Рис. 7.7. Эквивалентная схема пьезоэлектрического сейсмоприемника

Исключив из этой системы уравнений переменные i_1 и i_2 с учетом (7.41) и (7.42), получаем

$$\left[(j\omega)^2 + j\omega \frac{1}{RC} + \frac{1}{LC} \right] v(t) = (j\omega)^2 k \rho v_p g(t). \quad (7.44)$$

Поскольку каждое умножение гармонической функции на $j\omega$ означает ее дифференцирование, это выражение можно представить в виде

$$\frac{d^2 v}{dt^2} + 2\alpha \frac{dv}{dt} + \omega_0^2 v = -a \frac{d^2 g}{dt^2}, \quad (7.45)$$

где $2\alpha = 1/RC$, $\omega_0^2 = 1/LC$, $a = k \rho v_p$.

Сравнивая уравнения (7.45) и (7.17), убеждаемся в их тождественности. Это означает, что *собственные колебания $h_C(t)$ и частотная характеристика $H_C(\omega)$ пьезоэлектрического сейсмоприемника точно такие, как у инерционного индуктивного сейсмоприемника*. При этом параметры преобразователей – коэффициент затухания α и собственная частота ω_0 для каждого из них определяются по-своему. Тождественность характеристик позволяет отнести к пьезоэлектрическому приемнику все выводы, полученные ранее для индукционного приемника.

Из идентичности сравниваемых характеристик следует, казалось бы, вывод, что сейсмические записи на акваториях, подобно записям на суше, в рабочем диапазоне частот ($\omega > \omega_0$) отображают функцию скорости смещения частиц среды, в данном случае – водной. Однако дело обстоит иначе. Уравнение (7.41), устанавливающее синхронность давления в жидкости со скоростью колебания ее частиц, справедливо только в безграничной среде. Но при работах на акваториях пьезоэлектрические приемники располагаются на небольшой глубине под поверхностью воды, которая является предельно сильной сейсмической границей с коэффициентом отражения, равным -1 . Здесь происходит интерференция двух равных по интенсивности колебаний – приходящего снизу и отраженного вниз с «потерей полуволны» (п. 2.1.1). В результате смещения частиц, как и их скорости, складываются синфазно, и амплитуда колебаний удваивается. В то же время напряжения в среде, вызванные обоими колебаниями, складываются противофазно, и на свободной поверхности давление становится нулевым. Для гармонического колебания это означает, что *возле поверхности воды функции скорости смещения ее частиц $g(t)$ и всестороннего давления $p(t)$ име-*

ют относительный сдвиг по фазе на 90° . Именно такой фазовый сдвиг существует для гармонического колебания между функциями его скорости и ускорения. Поэтому сейсмическая запись с пьезоэлектрическими приемниками давления, расположеными вблизи поверхности воды, отображает функцию ускорения колебаний ее частиц при прохождении упругих волн. Эту особенность следует учитывать при увязке сейсмических материалов на стыках морских и наземных профилей.

7.2.3. Характеристика направленности сейсмоприемника

Инертная масса индукционного сейсмоприемника перемещается только в одном направлении, называемым его осью чувствительности. Если вектор смещения корпуса (вместе с окружающей средой) \bar{u} имеет угол β с осью чувствительности приемника i , то прибор воспринимает составляющую \bar{u}_i вектора смещения в направлении этой оси:

$$\bar{u}_i = u_i \bar{i}, \quad (7.46)$$

где $u_i = i \cos \beta$. Зависимость чувствительности сейсмоприемника от направления смещения частиц среды называется его **характеристикой направленности 1-го рода**. Ее можно изобразить в пространстве в виде полярной диаграммы, откладывая в различных направлениях отрезки, пропорциональные чувствительности прибора. Для приемника с одной степенью свободы пространственная характеристика направленности образуется двумя сферами, соприкасающимися в точке наблюдения C . Прямая, соединяющая центры этих сфер, соответствует оси чувствительности сейсмоприемника. Она является также осью симметрии характеристики направленности. В сечении плоскостью, содержащей эту ось, характеристика изображается двумя соприкасающимися окружностями. На рис. 7.8 изображены такие сечения характеристик направленности вертикального (рис. 7.8, а) и горизонтального (рис. 7.8, б) инерционных приемников. Для некоторого вектора смещения корпуса приемника \bar{u} по характеристике направленности определен модуль смещения вдоль оси чувствительности u_i и показан вектор смещения \bar{u}_i , воспринимаемый прибором. В направлении, перпендикулярном к оси i , чувствительность инерционного сейсмоприемника равна нулю.

В сейсморазведке используют главным образом продольные волны, наблюдаемые на дневной поверхности. Они приходят сюда из

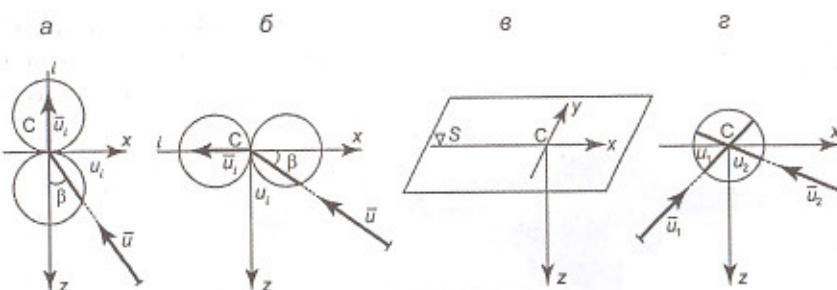


Рис. 7.8. Характеристики направленности сейсмоприемников:
а – инерционного вертикального; б – инерционного горизонтального; в – оси чувствительности трехкомпонентной вертикально-горизонтальной установки;
г – пьезоэлектрического приемника давления

глубины по направлениям, близким к вертикальному, если принять во внимание эффект преломления лучей на подошве ЗМС. Смещения, создаваемые такими волнами на поверхности земли, имеют почти вертикальные траектории, поэтому для их записи применяют вертикальные сейсмоприемники с соответствующей осью чувствительности. В тех же условиях поперечные волны, приходящие из глубины, имеют практически горизонтальные траектории колебаний частиц и для их записи применяют горизонтальные сейсмоприемники.

Для наблюдения полной пространственной траектории движения частиц твердой среды необходимо одновременно принимать колебания по трем направлениям. С этой целью используют трехкомпонентные сейсмоприемники – комбинацию трех чувствительных элементов, оси которых ориентированы взаимно ортогонально. Чаще используют вертикально-горизонтальные установки (рис. 7.8, в), в которых один приемник является вертикальным (z -компонентой) и два – горизонтальными (x - и y -компоненты). При этом x -компоненты ориентированы вдоль линии источник–приемник, а y -компоненты – перпендикулярно к ней. При наблюдениях волн на поверхности горизонтально-слоистой среды ситуация обычно такова: на z -компоненте записываются в основном продольные P -волны и поверхностные релеевские R -волны; на x -компоненте – поперечные волны SV и те же R -волны; на y -компоненте – поперечные волны SH и поверхностные волны Лява L . В некоторых случаях, особенно при наблюдениях в скважинах, используют симметричные установки трехкомпонентных приборов, когда ось каж-

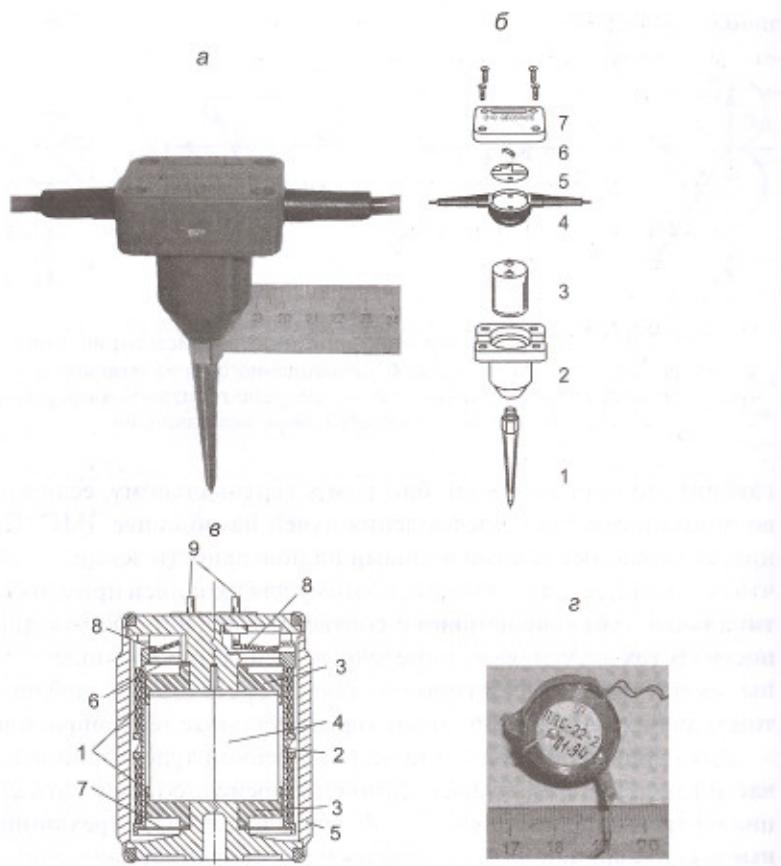


Рис. 7.9. Электродинамический сейсмоприемник GS-20DX:
а – внешний вид; б – комплектация; в – разрез чувствительного элемента;
г – пьезоблок морского сейсмоприемника давления ПДС-22

дого из взаимно ортогональных приемников ориентирована под углом около 55° к вертикалью.

Пьезоэлектрические сейсмоприемники, используемые на аквато-риях, воспринимают изменение всестороннего давления при прохождении продольной волны. Поэтому чувствительность пьезоприемни-ка не зависит от направления прихода волны, и его пространственная характеристика направленности изображается сферой с центром в

точке наблюдения С. В сечении любой плоскостью, проходящей че-рез эту точку, характеристика направленности является окружнос-тью (рис. 7.8, г).

7.2.4. Устройство и рабочие параметры сейсмоприемников

Современные электродинамические сейсмоприемники имеют одно-типную конструкцию. На рис. 7.9, а, б показаны внешний вид и комп-лекция вертикального электродинамического сейсмоприемника, при-меняемого для наблюдения продольных волн.

Главная часть приемника – чувствительный элемент, который зак-лючен в герметичную металлическую капсулу цилиндрической формы 3 с двумя выводами индукционной катушки. Капсула жестко закреплена внут-ри пластикового корпуса 2. Корпус имеет снизу резьбу для присоедине-ния опоры – заостренного штыря 1 или альтернативной площадки с тре-мя точками опоры (для установки прибора на жестких поверхностиах). Кожух 4 обеспечивает герметичное соединение выводов катушки с дву-мя проводниками-отводами, подключающими приемник к сейсмическо-му кабелю (косе). Шунтирующий катушку резистор 6 расположен на плате 5 под крышкой 7, которая винтами крепится к корпусу прибора.

Внутреннее устройство чувствительного элемента сейсмоприемни-ка представлено на рис. 7.9, в. Инертная масса – катушка индуктивнос-ти 1 намотана на легком каркасе 2 из диэлектрика или металла. Обмот-ка состоит из двух секций, расположенных в верхнем и нижнем зазорах между полюсными наконечниками 3 сильного постоянного магнита 4 и внешним магнитопроводом, которым служат стенки капсулы 5. Секции обмотки соединены последовательно так, чтобы их э. д. с. индукции складывались синфазно. В капсуле катушка крепится на двух плоских ирисовых пружинах – верхней 6 и нижней 7, которые прецизионно из-готовлены из специального сплава. Электрический сигнал от катушки через гибкие проводники 8 передается на контактные выводы 9.

Временную и частотную характеристики сейсмоприемника можно варьировать, изменения жесткость пружин и сопротивление шунтиру-ющего резистора r_2 . От этих параметров, согласно формулам (7.19) и (7.18), зависят собственная частота ω_0 и коэффициент затухания α при-емника. Затухание устанавливают близким к оптимальному. При этом рабочий диапазон его частотной характеристики типа ФВЧ начина-ется от собственной частоты $v_0 = \omega_0 / 2\pi$ [Гц].

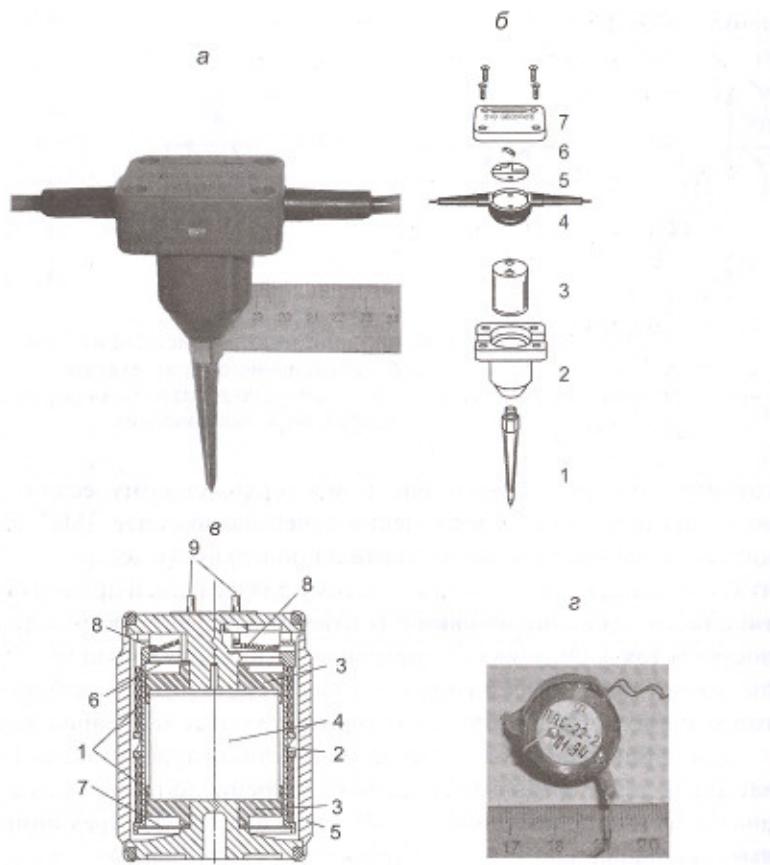


Рис. 7.9. Электродинамический сейсмоприемник GS-20DX:
а – внешний вид; б – комплектация; в – разрез чувствительного элемента;
г – пьезоблок морского сейсмоприемника давления ПДС-22

дого из взаимно ортогональных приемников ориентирована под углом около 55° к вертикалью.

Пьезоэлектрические сейсмоприемники, используемые на аквато-риях, воспринимают изменение всестороннего давления при прохождении продольной волны. Поэтому чувствительность пьезоприемни-ка не зависит от направления прихода волны, и его пространственная характеристика направленности изображается сферой с центром в

точке наблюдения С. В сечении любой плоскостью, проходящей че-рез эту точку, характеристика направленности является окружнос-тью (рис. 7.8, г).

7.2.4. Устройство и рабочие параметры сейсмоприемников

Современные электродинамические сейсмоприемники имеют одно-типную конструкцию. На рис. 7.9, а, б показаны внешний вид и комп-лекция вертикального электродинамического сейсмоприемника, при-меняемого для наблюдения продольных волн.

Главная часть приемника – чувствительный элемент, который зак-лючен в герметичную металлическую капсулу цилиндрической формы 3 с двумя выводами индукционной катушки. Капсула жестко закреплена внут-ри пластикового корпуса 2. Корпус имеет снизу резьбу для присоедине-ния опоры – заостренного штыря 1 или альтернативной площадки с тре-мя точками опоры (для установки прибора на жестких поверхностиах). Коэзух 4 обеспечивает герметичное соединение выводов катушки с дву-мя проводниками-отводами, подключающими приемник к сейсмическо-му кабелю (косе). Шунтирующий катушку резистор 6 расположен на плате 5 под крышкой 7, которая винтами крепится к корпусу прибора.

Внутреннее устройство чувствительного элемента сейсмоприемни-ка представлено на рис. 7.9, в. Инертная масса – катушка индуктивнос-ти 1 намотана на легком каркасе 2 из диэлектрика или металла. Обмот-ка состоит из двух секций, расположенных в верхнем и нижнем зазорах между полюсными наконечниками 3 сильного постоянного магнита 4 и внешним магнитопроводом, которым служат стенки капсулы 5. Секции обмотки соединены последовательно так, чтобы их э. д. с. индукции складывались синфазно. В капсуле катушка крепится на двух плоских ирисовых пружинах – верхней 6 и нижней 7, которые прецизионно из-готовлены из специального сплава. Электрический сигнал от катушки через гибкие проводники 8 передается на контактные выводы 9.

Временную и частотную характеристики сейсмоприемника можно варьировать, изменения жесткость пружин и сопротивление шунтиру-ющего резистора r_2 . От этих параметров, согласно формулам (7.19) и (7.18), зависят собственная частота ω_0 и коэффициент затухания α при-емника. Затухание устанавливают близким к оптимальному. При этом рабочий диапазон его частотной характеристики типа ФВЧ начи-нается от собственной частоты $v_0 = \omega_0 / 2\pi$ [Гц].

Типичным электродинамическим сейсмоприемником широкого назначения является прибор GS-20DX, выпускаемый совместным предприятием ОYO-GEO IMPULSE, Ltd (г. Уфа). Он имеет следующие технические характеристики:

– собственная частота, Гц	10
– максимальная частота пропускания, Гц	250
– чувствительность к скорости, В/м/с	28
– коэффициент нелинейных искажений, %	0,1
– коэффициент затухания (относительный)	0,7
– сопротивление катушки, Ом	395
– диаметр, мм	25
– масса, г	90

Для наблюдения поперечных волн используют *горизонтальные сейсмоприемники*, которые отличаются от вертикальных тем, что на их корпусах штыри для установки в грунт расположены перпендикулярно к оси чувствительности преобразователя.

Пьезоэлектрические сейсмоприемники имеют простую конструкцию, малые размеры и низкую стоимость, что является их очевидным достоинством. Примером такого преобразователя может служить приемник ПДС-22 (рис. 7.9, г). Его герметичный пьезоблок, помещенный в пластмассовый корпус, состоит из двух *пьезокерамических дисков*, которые установлены на *металлических мембранах*. Внешнее акустическое давление вызывает изгибную деформацию диска и создает разность потенциалов между его противоположными сторонами. Диски в блоке соединены таким образом, что их э. д. с. за счет вибрационных помех при буксировке приемного устройства взаимно компенсируются, а электрические сигналы за счет внешнего давления упругих волн складываются. *Буксируемое приемное устройство* представляет собой *пластиковый шланг*, заполненный легкой жидкостью (масло, керосин и т. п.), внутри которого расположены пьезоприемники и соединительные кабели.

Основные технические характеристики пьезоприемника ПДС-22:

– акустическая чувствительность, мкВ/Па	400
– чувствительность к ускорению, В/м/с ²	0,02
– электрическая емкость, мкФ	0,015
– рабочая глубина погружения, м	до 50
– диаметр, мм	38
– масса, г	25

7.2.5. Сейсмические акселерометры

В некоторых случаях предпочтительно, чтобы сигнал на выходе электромеханического преобразователя отображал не скорость, а ускорение движения его корпуса $dg(t)/dt$. Это означает, что в рабочем диапазоне частот логарифмическая крутизна АЧХ приемника должна быть равной единице (п. 7.2.1). Необходимую форму АЧХ можно получить путем увеличения коэффициента затухания преобразователя за пределы критического значения ($b > 1$). В таком случае сильно затягивается выход АЧХ на уровень максимальной чувствительности a , причем эта характеристика возрастает практически линейно с единичной крутизной. *Сейсмоприемник, выходной сигнал которого в рабочем диапазоне частот пропорционален ускорению движения корпуса, называется акселерометром*. Его назначение – повысить на приеме чувствительность регистрирующего канала к высокочастотным колебаниям: при дифференцировании функции времени ее амплитудный спектр умножается на величину соответствующей частоты, поэтому функция ускорения колебаний обогащена высокочастотными компонентами по сравнению с функцией скорости тех же колебаний.

Отечественными разработками акселерометров являются сейсмоприемники ускорения СПУ1 и СПУ2, созданные в институте ВНИИГеофизика. В производственной сейсморазведке акселерометры электродинамического типа до сих пор не нашли широкого применения, хотя повышение частотного спектра регистрируемых колебаний остается одной из наиболее актуальных задач развития метода. Причина, по-видимому, заключается в том, что дополнительные расходы, связанные с массовым переходом на этот вид преобразователей, обычно не сопровождаются существенным повышением качества полевых материалов нефтепоисковой сейсморазведки. К немногим примерам систематического использования акселерометров можно отнести сверхмалоглубинные (до 10–15 м) высокочастотные изыскания, выполняемые по методике «Сонар». Акселерометры находят также применение при контроле и коррекции свип-сигналов, генерируемых сейсмическими вибраторами.

В самые последние годы в сейсморазведке появились приемники совершенно нового типа, принципиально отличные от традиционных электродинамических приборов. Это – *цифровые акселерометры инерционно-емкостного типа*, созданные на основе новейших достижений микроэлектроники. Американская компания Input/Output, Inc. выпускает трехкомпонентные цифровые акселерометры *VectorSeis TrueDigital*.

Для каждой компоненты чувствительным элементом прибора служит миниатюрный датчик ускорения, изготовленный по технологии *MEMS* (микроэлектромеханические системы), размеры которого измеряются несколькими миллиметрами. Он представляет собой инертную массу в виде диэлектрической пластинки, металлизированной с обеих сторон, которая подвешена на тончайших пружинах в вакуумном пространстве между двумя металлизированными обкладками вмещающей капсулы. Такая конструкция образует конденсатор, емкость которого изменяется при смещениях пластиинки относительно капсулы, колеблющейся вместе с корпусом приемника. Работа чувствительного элемента управляется микроэлектронной интегральной схемой, содержащей около 40 000 транзисторов. Управляющая система реализует обратную связь, создающую электростатическую силу, которая возвращает инертную массу датчика в исходное нейтральное положение.

Рабочий диапазон регистрируемых частот расположен значительно ниже собственной частоты преобразователя (1000 Гц), и выходной сигнал пропорционален ускорению движения корпуса прибора в направлении оси чувствительности датчика. Пространственная ориентировка корпуса прибора определяется автоматически, поскольку каждым из трех ортогонально расположенных датчиков фиксируется соответствующая составляющая ускорения силы тяжести. Благодаря этому при установке приемника на почве допускается его произвольный наклон: полный вектор колебаний однозначно определяется по трем ортогональным компонентам известной ориентировки.

В корпусе акселерометра размещены аналого-цифровые преобразователи на основе дельта-сигма модуляции (п. 7.1.3). С их выходов цифровые коды трех компонент колебаний поступают в соответствующий операционный модуль телеметрической системы (п. 7.3.2), откуда после обработки передаются в сейсмостанцию. Отсутствие в такой схеме регистрации аналоговых линий передачи сигналов исключает искающее воздействие внешних электромагнитных полей. Для работы с акселерометрами нового типа фирма-изготовитель создала новую телеметрическую систему *Input/Output System Four*, которая стала очередным шагом в развитии сейсморазведочной техники для проведения детальных нефтегазопоисковых работ.

Цифровые акселерометры *VectorSeis TrueDigital* имеют очень высокий уровень технических показателей, отличающихся большой стабильностью. Амплитудно-частотная характеристика равномерна в

диапазоне 0–200 Гц, причем фазово-частотная характеристика здесь строго нулевая. Динамический диапазон регистрируемых ускорений достигает 140 дБ: $\pm(10^{-1} - 10^{-8})g$ относительно нормального значения ускорения силы тяжести 1 г. Коэффициент нелинейных искажений составляет всего 0,001%. Различие в чувствительности трех компонент не превышает 0,03%, а их взаимосвязь из-за неидеальной ортогональности не более 0,1%. Прибор имеет форму цилиндра высотой 17 см и диаметром 5–7 см, его масса составляет 0,4 кг. Он работоспособен при температуре окружающей среды от –40 до 75 °С и при погружении в воду на глубину до 10 м. Акселерометр питается постоянным током, получаемым от операционного модуля.

7.3. Сейсморазведочные станции [5, 47]

Ранее отмечалось, что полевая аппаратура записи упругих колебаний подразделяется на линейные и телеметрические сейсмостанции, предназначенные для 2D и 3D сейсморазведки соответственно. В настоящее время на производстве используется довольно много разновидностей сейсмостанций, созданных зарубежными и отечественными конструкторами. Стремительный прогресс измерительно-вычислительной техники и коммуникационных технологий обуславливает быструю сменяемость аппаратурных комплексов, которые морально стареют значительно быстрее, чем изнашиваются физически. Основная тенденция развития полевых систем сбора сейсмических данных заключается в миниатюризации и минимизации их аппаратной части за счет усиления и усложнения программного обеспечения. Этим достигается большая гибкость и высокая степень автоматизации управления системами при их настройке, контроле и работе.

7.3.1. Линейные сейсмостанции

В линейных сейсмостанциях из пяти последовательных устройств, образующих сейсморегистрирующий канал (п. 7.1.1), только сейсмоприемник вынесен за пределы полевой лаборатории, с которой он связан проводной линией. Разнообразие конструкций сейсмостанций, используемых на практике, не позволяет описать их одной общей схемой. Поэтому рассмотрим устройство современной линейной сейсмостанции на примере отечественной разработки «Интромарин L2»,

выполненной в конструкторском бюро АО «СИ Технолоджи» (г. Геленджик). Сейсмостанция производится в двух вариантах – стоечном (для размещения в кузове транспортного средства) и портативном (для работы в труднодоступной местности). Между ними нет принципиальных различий, и мы рассмотрим устройство портативного варианта, получившего название «Калипсо».

Сейсмостанция «Калипсо» выполнена в виде моноблока массой около 40 кг. Ее внешний вид показан на рис. 7.10. На лицевой панели аппаратуры отсутствуют привычные ручки и кнопки настройки и управления, нет также обычной клавиатуры или мыши для работы с компьютером. Все эти функции оператор сейсмостанции реализует с помощью сенсорного экрана своего монитора, расположенного на откидной крышке моноблока. Управление системой и задание ее параметров осуществляются легким нажатием на изображения кнопок на экране монитора.

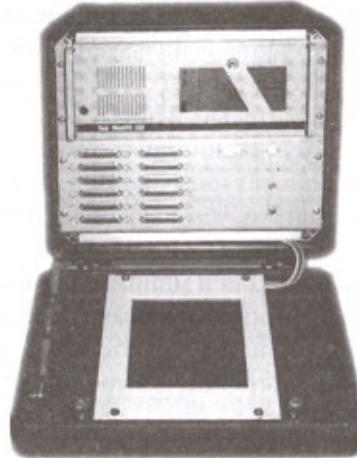


Рис. 7.10. Сейсмостанция «Калипсо» – внешний вид моноблока

Система «Интромарин L2» состоит из ряда аппаратурно-программных модулей, функции и взаимосвязь которых показаны на структурной блок-схеме (рис. 7.11). Конструктивно сейсмостанция включает: преобразователь аналоговый сейсмический многоканальный – на 128 ка-

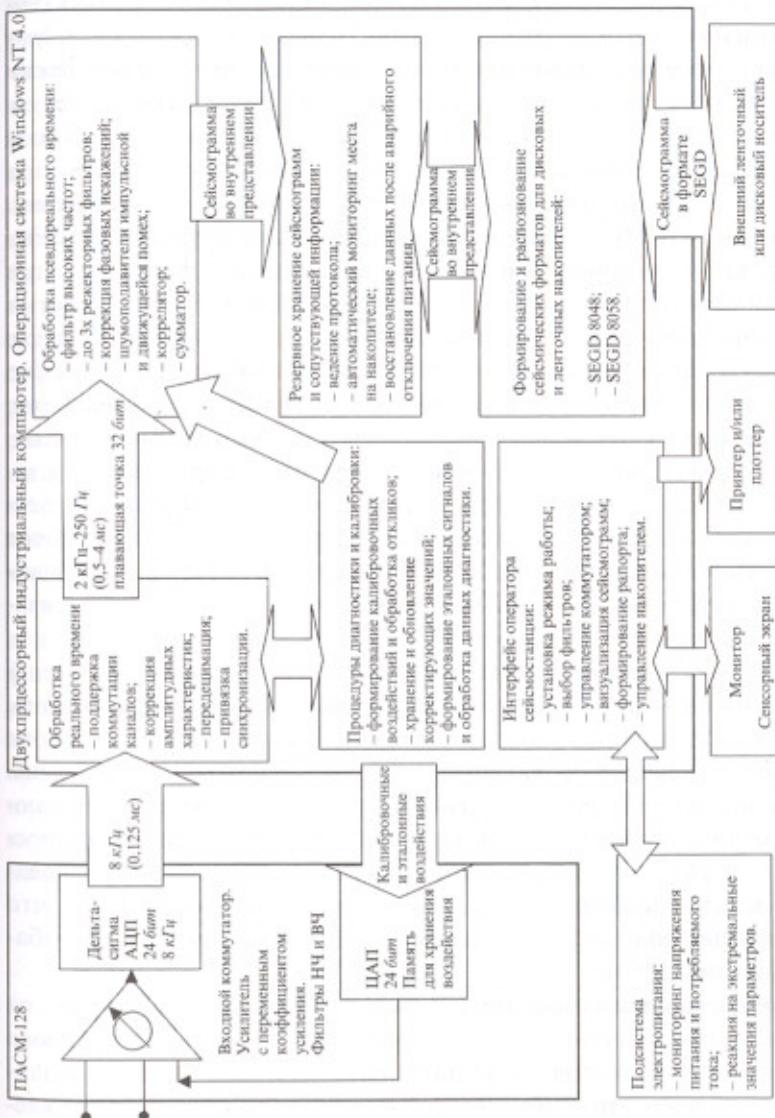


Рис. 7.11. Функциональная блок-схема сейсморегистрирующей системы «Интромарин-L2»

налов (ПАСМ-128), двухпроцессорный индустриальный компьютер Pentium Pro, монитор с сенсорным экраном, устройства распечатки сейсмограмм и репортов – принтер, плоттер, устройства хранения цифровых сейсмограмм на ленточных или дисковых носителях и подсистему электропитания. Кроме того, в схему сейсмостанции включен модуль синхронизации, который через стандартные внешние устройства управления сейсмическими источниками позволяет проводить работы как при импульсном, так и при вибрационном способе возбуждения колебаний.

Модуль ПАСМ-128 обеспечивает одновременную работу 120 сейсмических и до 5 вспомогательных каналов записи. Для реализации при полевых работах высокопроизводительной конвейерной технологии профилирования к сейсмостанции можно подключать вдвое большее количество сейсмических каналов – 240, из которых одновременно записываются сигналы только 120 каналов, называемых *активными*. С этой целью в каждом усилителе записи предусмотрен второй вход, который может активироваться вместо первого входа. Отбор для записи активных каналов из числа подключенных к сейсмостанции осуществляется *входным электронным коммутатором*, имеющим гибкое программное управление. Он позволяет осуществлять любые варианты систем наблюдений и контролировать правильность их реализации по заданной программе.

В ПАСМ сигналы активных каналов подвергаются предварительному усилению, фильтрации и аналого-цифровому преобразованию. Усилитель записи имеет 4 ступени усиления с шагом 12 dB в диапазоне 12–48 dB. Аналоговые фильтры высоких и низких частот снабжены электронным управлением, позволяющим устанавливать для них любую граничную частоту (в пределах полосы пропускания) с точностью 0,1 Гц. 24-разрядные аналого-цифровые преобразователи основаны на дельта-сигма модуляции с частотой дискретизации 8 кГц, что обеспечивает получение дискретных отсчетов сейсмических колебаний с шагом 0,125 мс.

В управляющем компьютере из массива данных, приходящих от ПАСМ, путем *многоступенчатой передецимации*, т. е. многократного разреживания дискретов, получают четырехбайтовые отсчеты с заданным шагом дискретизации – 0,5, 1, 2 или 4 мс, что соответствует частоте дискретизации в пределах от 2 кГц до 250 Гц. Эти операции выполняются в режиме *обработки реального времени*, т. е. без какой-либо задержки массива дискретов, поступающих в компьютеры. В таком

же режиме производится коррекция амплитудных характеристик записывающих каналов и фазовых сдвигов синхронизации записи относительно отметки момента возбуждения. Обычно качество полевого материала страдает из-за неидентичности каналов, неравномерности их АЧХ, смещений нуля. В сейсмостанции «Калипсо» реализована цифровая коррекция записываемых сигналов, позволяющая существенно уменьшить негативное влияние указанных факторов. Для этого непосредственно перед каждой записью из управляющего компьютера производятся калибровочные и эталонные воздействия на входы всех 24-разрядных цифро-аналоговых преобразователей (ЦАП), находящихся в модуле ПАСМ. С выходов ЦАП аналоговые контрольные сигналы поступают на специальные входы соответствующих усилителей записи. Приходящие из ПАСМ в компьютер отклики на контрольные сигналы сопоставляются по всем каналам и вычисляются их расхождения. Они запоминаются в качестве корректирующих значений и в процессе последующей записи исправляют приходящие сигналы, компенсируя неидентичность каналов. Такой метод коррекции обеспечивает очень высокую идентичность каналов при регистрации сейсмических колебаний, не достижимую в аналоговой аппаратуре.

С помощью *программного модуля диагностики и калибровки* производится *тестирование всех каналов аппаратуры*. При этом оценивается фактическое значение следующих параметров: динамический диапазон, уровень входных шумов, амплитудная неидентичность, взаимные влияния, коэффициент гармоник. Кроме того, определяется омическое сопротивление всех каналов косы вместе с сейсмоприемниками и уровень шумов (микросейсм) на них. Результаты тестирования выводятся на монитор и могут быть распечатаны. Сейсмостанция «Калипсо» имеет следующие номинальные значения вышеуказанных параметров:

- мгновенный динамический диапазон – от 118 до 104 dB при изменении коэффициента усиления от 12 до 48 dB;
- уровень шумов, приведенных к входу в диапазоне 8–105 Гц, – от 1,4 до 0,12 мкВ при изменении коэффициента усиления от 12 до 48 dB;
- неидентичность усиления каналов – 0,05%;
- коэффициент взаимных влияний каналов – менее –100 dB;
- коэффициент гармоник – менее 0,001%.

Полоса пропускания сейсмостанции на открытом канале ограничена снизу частотой 3 Гц, сверху – граничной частотой антиалийсин-

гового фильтра, которая составляет 94, 188, 375 и 750 Гц при шагах дискретизации 4, 2, 1 и 0,5 мс соответственно. Подавление на частоте Найквиста достигает -106 дБ.

Преобразование сейсмических колебаний, оцифрованных с заданным шагом дискретизации, происходит в компьютере сейсмостанции в режиме обработки псевдореального времени, т. е. с некоторой задержкой после завершения записи, необходимой для выполнения многочисленных и сложных процедур с большим массивом числовых данных. Эти процедуры включают высокочастотные и режекторные фильтрации, коррекцию фазовых искажений, подавление помех, а также корреляцию виограмм и суммирование воздействий, которые выполняются при работе с виброисточниками.

Преобразованные сейсмотрассы вместе с сопутствующей информацией, включающей протокол (листинг) записи, хранятся в памяти компьютера. При этом формат записи колебаний является специфичным для данной сейсмостанции, т. е. образуется сейсмограмма во внутреннем представлении. Вывод сейсмограммы из сейсмостанции при ее записи на внешний ленточный или дисковый носитель выполняется после преобразования из внутреннего представления в один из стандартных сейсмических форматов (SEG-D 8048/8058 или SEGY).

Специальный программный модуль управляющей системы реализует интерфейс оператора сейсмостанции. Он обеспечивает установку режима работы, выбор фильтров, управление коммутатором, управление накопителем, а также визуализацию сейсмограмм и формирование рапорта оператора с помощью печатающих устройств. Как уже отмечалось ранее, все функции управления, настройки и тестирования аппаратуры осуществляются оператором сейсмостанции посредством сенсорного экрана его монитора.

Отдельным модулем сейсмостанции является подсистема электропитания, контролирующая режим снабжения аппаратуры постоянным током от внешнего источника напряжением от 21 до 30 В. Потребляемая мощность составляет 180 ВА.

7.3.2. Телеметрические сейсмостанции

Принципиальной особенностью сейсмических телеметрических систем является то, что аналоговые сигналы от сейсмоприемников поступают в полевые модули, где подвергаются преобразованиям и оциф-

ровке и откуда цифровые массивы данных передаются для записи на центральную аппаратуру сейсмостанции. Телеметрическая система сбора информации построена как локальная компьютерная сеть, объединяющая центральный компьютер сейсмостанции с периферийными компьютерами полевых модулей. По существу эти модули служат миниатюрными малоканальными линейными сейсмостанциями, выполняющими практически все их функции, иногда – вплоть до консервации цифровых сейсмограмм в твердотельной памяти большой емкости.

Рассмотрим устройство телеметрической системы на примере одной из разработок фирмы Input/Output, Inc. (США), сейсмостанции которой широко используются на территории нашей страны. Аппаратура Input/Output Image System (сокращенно – I/O) вобрала в себя многие достижения радиоэлектроники и программного управления. Она позволяет при необходимости в полевых условиях реализовать большую часть цикла сейсморазведочного производства – от планирования наблюдений до предварительной обработки материалов с построением сейсмических разрезов. Внешний вид комплекта основных блоков аппаратуры I/O показан на рис. 7.12. Система обеспечивает полную интеграцию *кабельной и радиотелеметрии* и через спутниковую связь может осуществлять *телеприсутствие* – дистанционный доступ к

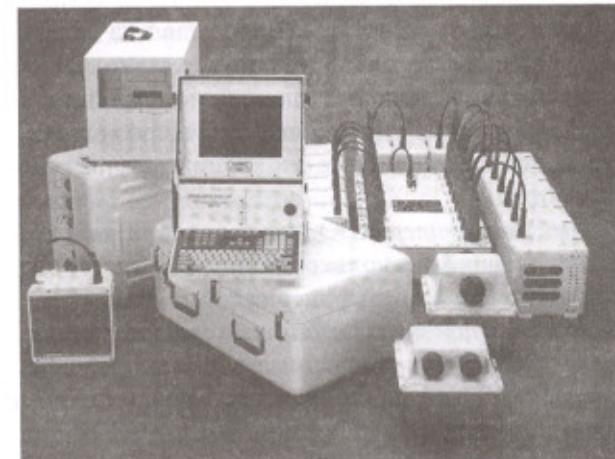


Рис. 7.12. Внешний вид основных блоков телеметрической аппаратуры Input/Output

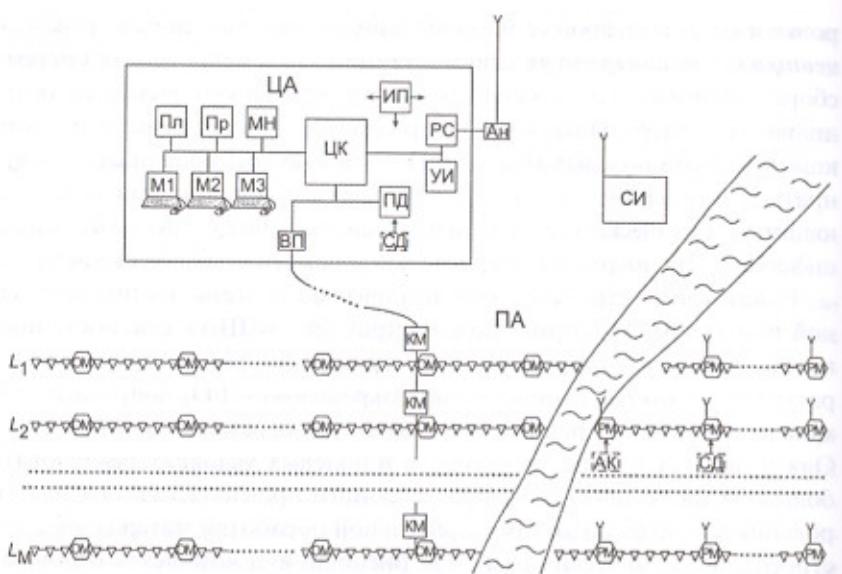


Рис. 7.13. Схема развернутой на местности телеметрической системы Input/Output Image System

управлению полевыми работами и контролю их качества. Блок-схема развернутой на местности системы I/O представлена на рис. 7.13.

Центральная аппаратура (ЦА) системы, установленная в салоне (кузове) сейсмостанции, включает следующие устройства:

- источник питания (ИП), получающий электроэнергию от дизель-генератора и снабжающий все блоки аппаратуры током необходимого номинала;
- центральный компьютер (ЦК), управляющий работой всей системы и содержащий несколько мощных процессоров с устройствами интерфейса и контроллерами;
- управление источником (УИ), устанавливающее режим работы и параметры источника и синхронизирующее с ним начало записи;
- радиостанция (РС), осуществляющая двустороннюю связь с сейсмическим источником (СИ) и полевыми радиоуправляемыми модулями через наружную антенну (Ан);
- входная панель (ВП), через которую к сейсмостанции подключается кабельная телеметрическая сеть;

- приемопередатчик данных (ПД), служащий для приема и преобразования к стандартному формату массивов сейсмических данных, собранных с радиоуправляемых модулей;
- магнитный накопитель (МН), являющийся сдвоенным магнитофоном и обеспечивающий дублированную запись цифровых сейсмограмм;
- мониторы (М1, М2, М3) графического интерфейса оператора, снаженные клавиатурой и мышью, которые позволяют управлять работой системы, планировать и контролировать ее качество, анализировать исходные сейсмограммы и результаты их экспресс-обработки;
- плоттер (Пл) и принтер (Пр) для распечатывания сейсмограмм, протоколов и других графических и текстовых материалов.

Развернутая на исследуемой площади периферийная аппаратура может одновременно осуществлять кабельную и радиотелеметрию. Обе они реализуют единую систему наблюдений, обеспечивая необходимое расположение пунктов приема в условиях, когда часть из них может быть недоступной для проводной связи с сейсмостанцией.

Основой *кабельной телеметрии* служат полевые *операционные модули* (ОМ), имеющие фирменное обозначение MRX. Их выставляют на приемных линиях *L*, где каждый ОМ обслуживает 6 последовательных пунктов приема, из которых 3 пункта находятся на профиле до места установки ОМ и 3 – после. Все модули одной линии соединены секциями *телеметрического кабеля*, который имеет боковые контакты, расположенные с шагом пунктов приема. К каждому из них подключается группа сейсмоприемников, работающая на один канал записи. Телеметрический кабель содержит одну жилу силового корда, обеспечивающую механическую прочность, и 8 пар изолированных проводов. Из них три пары передают аналоговые сигналы от трех групп приемников с каждой стороны ОМ, одна пара служит для прохождения цифровой командной информации от сейсмостанции, три пары – для передачи массива цифровых сейсмических данных в обратном направлении, и последняя пара проводов может использоваться для телефонной связи. С целью ослабления наводок от внешних электромагнитных полей проводники в телеметрическом кабеле выполнены в виде *витых пар*. Важно отметить, что операционные модули обеспечивают не только преобразование и передачу сигналов от своих сейсмоприемников, но также поддерживают транзит

информации, которая проходит через них от более удаленных ОМ этой же приемной линии.

Все приемные линии объединены в одну сеть с помощью телеметрического кабеля, подключающего площадную сейсмическую расстановку к сейсмостанции. Каждая линия соединяется с этим секционированным кабелем посредством полевого коммутационного модуля (КМ), имеющего в системе I/O фирменное обозначение MLX. Эти устройства позволяют реализовать самые разнообразные конфигурации площадных баз приема, обеспечивая гибкую адресную связь между центральным компьютером и всеми операционными модулями. Кроме того, КМ выполняют функции линейного повторителя в этой связи.

Для обслуживания периферийной части системы кабельной телеметрии предназначен набор компьютеризированных приборов и инструментов, составляющих *вспомогательное оборудование* сейсмостанции: дистанционный диагностический комплекс RTS, модуль контроля расстановки LCM, портативное тестирующее устройство ННТ. С их помощью можно без участия центральной аппаратуры тестировать все полевые модули, сейсмоприемники и соединительные кабели по множеству параметров, а также устранять выявленные неисправности путем замены дефектных деталей или программной настройки.

Радиотелеметрия позволяет избежать сложностей, возникающих при раскладывании кабельной сети в неблагоприятных поверхностных условиях. Она выполняется с помощью полевых радиооперационных модулей (PM), обозначаемых в системе как RSR. Они обладают теми же возможностями обработки аналоговых сигналов от сейсмоприемников и командной информации от ЦК, что и ОМ в кабельной телеметрии. По существу эти модули имеют два принципиальных отличия – в способе связи с сейсмостанцией и способе вывода сейсмической информации. Связь полевых радиомодулей с центральной аппаратурой обеспечивается их приемопередатчиками, имеющими небольшие телескопические антенны. Связь осуществляется на множестве частот в диапазоне 216–230 МГц, что позволяет с высокой стабильностью управлять работой каждого PM, устанавливая требуемые параметры преобразования сейсмических колебаний и проверяя фактические значения различных характеристик модулей и сейсмоприемников. Если устойчивость радиосвязи оказывается недостаточной (из-за резкого рельефа, залесенности, интенсивных помех и пр.), то на площади работ устанавливают ретрансляторы.

Важнейшая особенность радиооперационного модуля RSR состоит в том, что он не передает в центр по радиоканалу массив оцифрованных амплитуд сейсмических колебаний, а записывает его в свою энергонезависимую память объемом до 192 МБ, где одновременно могут храниться до нескольких тысяч шестиканальных сейсмограмм. Такое решение задачи вполне объяснимо: надежная пересылка столь обширной информации по радиоканалу потребовала бы снабдить каждый РМ значительно более мощным передатчиком с высоким энергопотреблением, а необходимость повторения этой процедуры со многими десятками РМ обернулась бы чрезмерно большими затратами рабочего времени.

Следует учитывать, что *энергопитание всех полевых модулей происходит автономно от аккумуляторных батарей*, которые в благоприятных погодных условиях дополняются подзаряжающими их солнечными батареями. Но даже в таких случаях ресурс энергопитания остается довольно ограниченным, что стимулирует применение полевой аппаратуры, наиболее экономичной в этом отношении. В комплект сейсмостанции I/O входят *автоматизированные зарядные устройства*, одновременно обслуживающие до 16 аккумуляторов.

Из памяти РМ сейсмическая информация перекачивается в портативное устройство *сбора данных* (СД), обозначаемое как DCU. Оно снабжено высокоскоростным интерфейсом и двумя параллельными жесткими дисками, что обеспечивает быстрое и надежное (за счет дублирования) выполнение процедуры. С этим прибором помощник оператора периодически объезжает полевые радиомодули, а затем доставляет его на сейсмостанцию. Здесь прибор подключают к специальному блоку *приемопреобразователя данных* (ПД), который имеет обозначение DTU. Он преобразует доставленный материал в сейсмограммы стандартного формата, которые записываются на магнитофон в таком же виде, как сейсмограммы, полученные кабельной телеметрией.

Еще одним портативным прибором для обслуживания полевых радиомодулей является устройство *адресации каналов* (АК), называемое RDT. Используя его, помощник оператора задает фактическое местоположение каждого РМ на местности. Этот же прибор позволяет всесторонне тестировать полевой модуль и его группы сейсмоприемников.

Оперативное взаимодействие между работниками сейсмического отряда в процессе выполнения полевых наблюдений обеспечи-

вается с помощью миниатюрных радиостанций двусторонней связи. При наличии кабельной сети можно использовать телефонную связь; в полевых модулях имеются гнезда для подключения переговорного устройства.

Отличительной особенностью телеметрической системы I/O является большой набор частотных фильтров, которые можно использовать при записи колебаний. Помимо традиционных фильтров (верхних частот, антиалийсинговых, режекторных) здесь имеются спектральные формирующие фильтры (СФФ), призванные в какой-то степени скомпенсировать потерю высокочастотных компонент сейсмических волн из-за их избирательного поглощения в процессе распространения. В этих фильтрах логарифмическая АЧХ линейно возрастает на заданную величину (12, 18 или 24 dB) в установленном диапазоне частот. Для каждой величины возрастания АЧХ диапазон частот, где действует СФФ, может быть выбран из трех фиксированных значений. Например, при возрастании АЧХ на 12 dB предусмотрены диапазоны частот 10,7–37,4, 17,2–60,5 и 28,0–98,3 Гц, из которых оператор может выбрать наиболее подходящий.

Режекторные фильтры операционных модулей способны ослаблять не только наводки от токов промышленной частоты и их гармоник (50, 100 Гц), но и настраиваться для одновременного подавления синхронных помех на любых трех частотах. При этом точность настройки достигает 0,01 Гц, а глубина подавления – 80 dB.

В телеметрической сейсмостанции I/O осуществляется систематический автоматизированный контроль режимов работы и фактических характеристик – как в целом всей системы, так и ее составных частей. Перечислим лишь наиболее важные из них:

- амплитудная идентичность каналов;
- фазовая идентичность каналов;
- динамический диапазон;
- уровень внутренних шумов;
- степень нелинейности;
- взаимное влияние каналов;
- целостность кабельных линий;
- сопротивление групп сейсмоприемников;
- параметры сейсмоприемников;
- уровни предусиления и дрейф нуля;

- частотные характеристики фильтров;
- точность АЦП;
- температура и влажность полевых модулей;
- режимы питания аппаратурных блоков и модулей.

Полный список процедур контроля, калибровки и тестирования значительно шире приведенного перечня. Все проверяемые параметры выводятся на монитор оператора и фиксируются соответствующими протоколами в памяти системы.

Сейсмостанция снабжена системой спутниковой навигации GPS, обеспечивающей на площади полевых работ высокоточную плановую и высотную привязку к земной поверхности всех полевых модулей и сейсмических источников.

Реализованное в системе телеприсутствие позволяет в реальном времени выполнять средствами спутниковой связи управление и контроль за получением полевого материала, а также проводить телеконференции для оперативного решения возникающих проблем. Из весьма удаленного центра можно следить за работой оператора и всей аппаратуры и в случае необходимости брать на себя управление и получать доступ к полевым данным.

Приведем основные технические характеристики телеметрической системы Input/Output Image System:

– количество каналов	до 6000
– количество линий приема	до 120
– количество вспомогательных каналов	6
– длина записи, с	до 99
– шаг дискретизации, мс	0,5, 1, 2, 4
– коэффициенты предусиления, dB	12, 24, 36 и 48
– АЦП – дельта-сигма модуляция, бит	24
– мгновенный динамический диапазон, dB	до 120
– полный динамический диапазон, dB	140
– уровень входного шума, мкВ	0,15
– коэффициент нелинейных искажений, %	0,02
– амплитудная неидентичность, %	0,1
– уровень взаимного влияния каналов, dB	-95
– граничные частоты антиалийсинговых фильтров относительно частоты Найквиста, %	0,54 и 0,80
– уровень подавления на частоте Найквиста, dB	-135

– граничные частоты ФВЧ записи	32 значения
	в диапазоне 3–90 Гц
– крутизна ФВЧ записи, дБ/окт	12
– настраиваемые режекторные фильтры	имеются
– фиксированные спектральные формирующие фильтры	имеются
– запись на магнитную ленту	сейсмограммы, виброграммы или коррелограммы, до или после суммирования, с накоплением и без него, с различными видами редактирования
– формат записи	демультиплексный SEGD 8058 или SEGY
– графический интерфейс оператора	3 цветных жидкокристаллических монитора размером 20 дюймов
– потребляемая мощность, включая периферию, кВт	до 1,2
– температурный режим полевых модулей, $^{\circ}\text{C}$	от –40 до 50
– масса полевого модуля, кг	7

7.4. Сейсмические источники [17, 47, 51, 59]

В этом разделе дается краткая характеристика технических средств, наиболее часто используемых для возбуждения упругих колебаний в наземной и морской сейсморазведке.

7.4.1. Взрывы зарядов ВВ

Ранее отмечалось (п. 3.1.5), что основным видом взрывного возбуждения колебаний является подрыв заряда конденсированного взрывчатого вещества (ВВ) в специально пробуренной скважине. Взрывчатым материалом обычно служит тротил в виде шашек массой 0,2 и 0,4 кг или цилиндрических отливок массой около 2,5 кг. Средством взрыва служат электродетонаторы мгновенного действия, время срабатывания которых не превышает 10–15 мс. Подрыв заряда разрешается только с помощью специального устройства, на-

зывающегося взрывной машинкой. В сейсморазведке применяют взрывные машинки конденсаторного типа, которые обеспечивают *отметку момента взрыва*, а также проверку (с помощью миллиамперметра) проводимости электрических цепей при подготовке заряда. Самое главное, конструкция взрывной машинки должна гарантировать *безопасность выполнения взрывов* и невозможность их случайного инициирования, для чего предусмотрен замок, блокирующий кнопку «Взрыв». За счет низковольтного питания от гальванических элементов или аккумулятора в машинке с помощью преобразователя напряжения и накопительного конденсатора создается высоковольтный источник постоянного напряжения (500–600 В), мощность которого достаточна для одновременного срабатывания многих десятков электродетонаторов.

Пара проводов, соединяющая взрывную машинку с электрической цепью зарядов, называется *боевой линией (магистралью)*. При групповых взрывах детонаторы отдельных зарядов обычно соединяют между собой последовательно. Прохождение через детонатор тока силой более одного ампера вызывает в нем мгновенное накаливание никромового проводника (мостика), окруженного веществом специального *воспламенительного состава*. Его вспышка взрывает инициирующее ВВ капсуля, который в свою очередь взрывает *близкотное ВВ заряда*. При этом разрывается цепь боевой линии, создавая *экстраток размыкания*, импульс которого служит *отметкой фактического момента взрыва*. По *телефонной линии* или *радиоканалу* отметка момента передается от взрывной машинки на сейсмостанцию, где фиксируется одним из вспомогательных каналов записи.

Цифровая запись сейсмических колебаний требует применения системы радиоуправления источником. Таковой является *система синхронизации возбуждения (ССВ)*. Она обеспечивает связь по радиотелефону оператора сейсмостанции и взрывника на взрывункте, синхронизацию срабатывания источника с запуском сейсмостанции, формирование на пункте взрыва сигналов отметки момента и *вертикального времени* (времени пробега прямой волны вдоль взрывной скважины) и передачу их для записи на сейсмостанцию. В комплект ССВ входят *шифратор*, устанавливаемый на сейсмостанции, и *дешифратор* с встроенной взрывмашинкой, устанавливаемый на автомашине взрывункта. Связь между ними осуществляется с помощью *приемопередающих радиостанций*. Когда обе стороны готовы к работе, с

шифратора передается закодированный сигнал «начало отсчета». Как только он опознается дешифратором, на обоих устройствах запускаются точные кварцевые часы, управляющие их работой. Шифратор переключает свою радиостанцию с передачи на прием, а дешифратор выполняет обратную операцию и инициирует источник. Сигналы отметки момента взрыва и вертикального времени в закодированном виде передаются от дешифратора на шифратор, где выделяются и направляются в сейсмостанцию. После завершения рабочего цикла шифратор и дешифратор возвращаются в режим двусторонней связи.

7.4.2. Гидравлические вибраторы

Этот тип источников (п. 3.1.5) преобладает в невзрывной сейсморазведке на суше благодаря своим выигрышным свойствам – стабильности и хорошей управляемости амплитудных и фазовых характеристик в широком частотном диапазоне, высокой точности синхронизации и сравнительно малым энергопотреблением на единицу излучаемой мощности.

Основным рабочим узлом источника является *вибровозбудитель* (рис. 7.14). Это – *инерционная масса* в виде тяжелого рабочего цилиндра 1 двухстороннего действия, внутри которого перемещается *поршень* 2, жестко соединенный с *опорной плитой* 3. Плита весом всей установки прижимается к поверхности земли. При подаче и сливе масла попеременно в *верхнюю* 4 и *нижнюю* 5 полости гидроцилиндра поршень под высоким давлением (~20 МПа) совершает возвратно-поступательные движения, возбуждающие упругие знакопеременные колебания в грунте. Управление потоками масла осуществляется с помощью двухкаскадного электрогидравлического преобразователя, в котором давление масла в несколько раз меньше, чем в рабочем цилиндре. На катушку *соленоида* 6 подается переменный ток, соответствующий форме заданного *спин-сигнала*. Перемещение стержня соленоида приводит в движение золотник 7 первого каскада преобразователя, который направляет жидкость низкого давления то в верхнюю, то в нижнюю полости золотника 8 второго каскада. Его движение поочередно соединяет рабочие полости 4 и 5 гидроцилиндра с напорной линией высокого давления 9, идущей от гидронасоса, или с линией слива масла. Такая система управления позволяет поддержи-

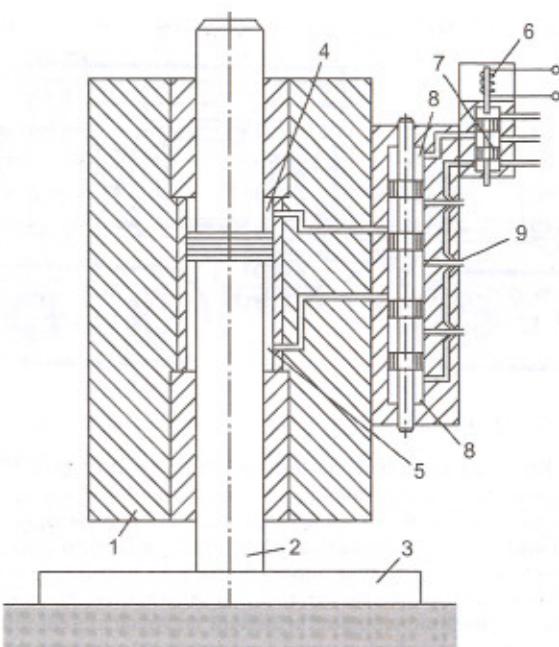


Рис. 7.14. Схема сейсмического гидравлического вибровозбудителя

вать относительное постоянство пиковых значений силового действия вибратора в широком частотном диапазоне. При этом амплитуда смещений опорной плиты зависит от частоты вибраций.

В сейсморазведке используют много разновидностей электрогидравлических вибраторов отечественного и зарубежного производства. Последние представлены преимущественно разнообразной продукцией фирм Input/Output (США) и Sersel (Франция). В ряду отечественной техники следует назвать сейсмические вибраторы марок СВ-5/150, СВ-10/100, СВ-20/150, СВ-27/150, СВ-30/120 и др. фирм «Точмашприбор», «Сейсмотехника», «Геосвип». В обозначениях вибраторов первое число указывает максимальное толкающее усилие (в тоннах), второе – максимальную генерируемую частоту (в герцах). На рис. 7.15 показана конструкция гидравлического вибратора СВ-27/150 БКГ фирмы «Геосвип», смонтированного на колесно-гусеничном шасси типа багги. По жесткому

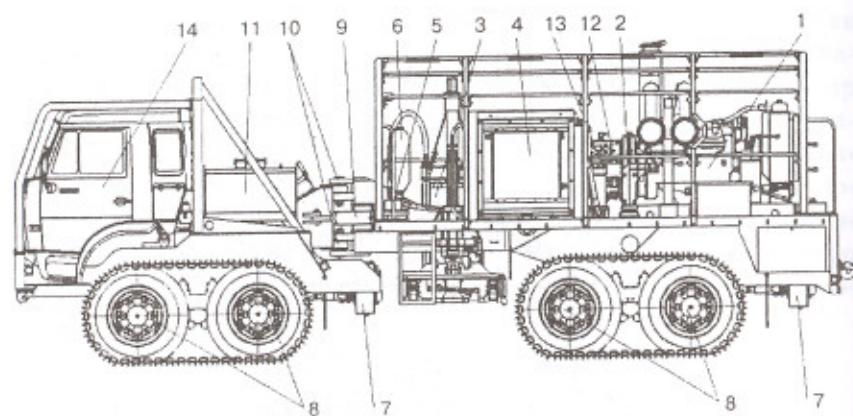


Рис. 7.15. Конструкция сейсмического вибратора СВ-27/150 БКГ:

- 1 – двигатель насосной установки; 2 – редуктор насосной установки;
- 3 – вибровозбудитель; 4 – маслоохладитель; 5 – коллекторы высокого и низкого давления; 6 – гидропневмоаккумуляторы высокого и низкого давления; 7 – передняя и задняя коробки передач с гидромоторами;
- 8 – передняя и задняя пары мостов; 9 – гидроцилиндры поворота;
- 10 – шарниры сочленения передней и задней полурам; 11 – топливный бак;
- 12 – гидронасос вибрационной установки; 13 – гидронасосы транспортной базы; 14 – кабина

грунту и дорогам машина идет на колесах со скоростью до 45 км/ч. Для движения по зыбучим пескам, заболоченному грунту, глубокому снегу на колесные пары надевают четыре гусеницы, позволяющие передвигаться со скоростью до 20 км/ч.

Основные технические характеристики вибратора СВ-27/150 БКГ:

– толкающее усилие, кН	275
– реактивная масса, кг	3445
– максимальное перемещение реактивной массы, мм	76
– активная масса опорной плиты, кг	1550
– площадь опорной плиты, м ²	2,5
– полная масса, кг	28 000

Система управления вибраторами обеспечивает синхронный запуск их группы по закодированной радиокоманде от сейсмостанции и параллельную отработку свип-сигналов по заранее выбранной программе. Эти системы реализуют также весьма сложные функции компьютерного контроля и диагностики различных параметров и режимов

работы источников. Примерами могут служить зарубежные аппараты фирм Pelton, Sersel и др. Они обеспечивают возбуждение различных модификаций управляющих сигналов – как линейных, так и нелинейных (степенные, логарифмические, кусочно-непрерывные и другие функции) – в диапазоне частот до 250 Гц длительностью до одной минуты. Эти системы с помощью нескольких акселерометров, установленных на рабочей плате, инерционной массе и золотнике электрогидравлического преобразователя, позволяют непрерывно в процессе полевой записи следить за состоянием и характеристиками каждого вибратора и документировать весь режим его работы. В частности, выполняются следующие операции:

- контроль соответствия возбуждаемого сигнала заданному образцу и непрерывная высокоточная коррекция его фазы;
- диагностика блока управления вибратором с фиксированием сбоев и повреждений;
- запись параметров вибратора и возбуждаемого сигнала – развиваемое усилие, фазовый сдвиг, нелинейные искажения и пр.;
- текущий расчет силы, прикладываемой к поверхности земли, и ее корректировка в случае опасности повреждения вибратора из-за слишком жесткого грунта;
- имитационное моделирование работы вибратора в различных режимах с целью исчерпывающей проверки его работоспособности и тренировки операторов для отработки нештатных ситуаций;
- высокоточное определение пространственных координат вибратора с помощью спутниковой системы геопозиционирования GPS.

Компьютерные системы управления и контроля вибрационных источников постоянно совершенствуются, обеспечивая получение полевых материалов все более высокого качества даже в неблагоприятных поверхностных и глубинных сейсмогеологических условиях.

7.4.3. Пневматические источники

Среди различных типов сейсмических излучателей в водной среде наибольшее применение получили достаточно мощные пневматические источники, называемые *воздушными пушками* (п. 3.1.5). Они генерируют упругие колебания путем выхлопа в воду воздуха, находящегося в камерах под очень высоким давлением порядка 15 МПа (150 бар).

На рис. 7.16 показана принципиальная конструкция воздушной пушки. Сжатый воздух из магистрали высокого давления 1 поступает во вспомогательную камеру 2, откуда попадает в рабочую камеру 3 по сквозному каналу в штоке поршня 4. В заряженном (заполненном) состоянии пушки поршень находится в крайнем нижнем положении (как показано на рисунке), будучи прижат ко дну вспомогательной камеры: хотя давление в обеих камерах одинаковое, но площадь верхнего фланца поршня (в камере 2) больше, чем площадь нижнего фланца поршня (в камере 3), благодаря чему на поршне создается направленная вниз сила прижима. Для срабатывания пушки импульсом тока в обмотке соленоидного клапана 5 открывается канал 6 и сжатый воздух направляется под низ верхнего фланца поршня при одновременном открытии в камере 2 выпускного канала 7. В результате поршень быстро поднимается вверх и открывает выпускные отверстия 8 в корпусе рабочей камеры. Через них основной объем сжатого воздуха за несколько миллисекунд выхлопы-

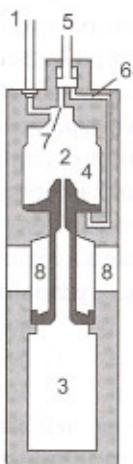


Рис. 7.16. Схема устройства сейсмического пневматического источника

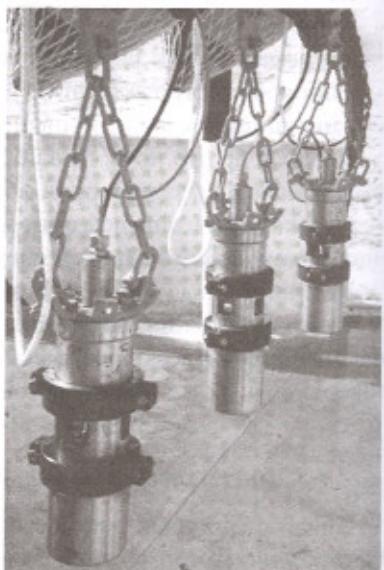


Рис. 7.17. Группа пневматических источников на борту судна

вается в окружающую воду, создавая мощный акустический импульс. Всплывающий воздушный пузырь может сильно пульсировать, производя повторные удары, увеличивающие длительность излучаемого импульса. Для ослабления силы схлопывания пузыря полную разгрузку рабочей камеры специально затягивают тем или иным способом. При закрытом соленоидном клапане процесс зарядки пушки возобновляется и через 5–10 с она готова к работе.

Как правило, используют не одну, а группу воздушных пушек (рис. 7.17), которые могут отличаться по своим объемам и срабатывать как одновременно, так и с заданными временными задержками. Это позволяет в известных пределах управлять формой и спектром излучаемого сигнала, в значительной степени подавляя повторные импульсы. Воздушные пушки, собранные в группу линейной или площадной конфигурации, подвешиваются за бортом геофизического судна или буксируются за его кормой. Функционирование пневмоисточников и синхронизация циклов возбуждения с работой сейсмостанции осуществляются компьютерными системами управления и контроля, которые подобны аналогичным устройствам, применяемым в сухопутной сейсморазведке.

Пневмоисточники отечественного производства представлены разнообразными конструкциями серий ПИ, «Импульс», «Сигнал», «Пульс». Из воздушных пушек зарубежного производства наиболее известны марки PAR, Sleeve Gun, GI GUN и др., выпускаемые фирмами США.

Контрольные вопросы

- Перечислите устройства, составляющие сейсморегистрирующий канал современной аппаратуры, и укажите их назначение.
- В чем заключается принципиальное преимущество цифровой записи колебаний перед их аналоговой записью?
- Что такое полный динамический диапазон сейсморегистрирующего канала и как он должен соотноситься с естественным динамическим диапазоном наблюдаемого волнового поля?
- Что такое мгновенный динамический диапазон сейсморегистрирующего канала и какими свойствами аппаратуры он ограничивается?

5. Какую величину мгновенного динамического диапазона реально обеспечивает современный сейсморегистрирующий канал и чем обусловлено ограничение этого показателя?
6. Объясните, каким образом формируется частотная характеристика сейсморегистрирующего канала и чем ограничена его полоса пропускания со стороны низких и высоких частот?
7. Какие параметры сейсморегистрирующего канала могут регулироваться при записи колебаний?
8. Укажите уровень допустимой амплитудной и фазовый неидентичности сейсморегистрирующих каналов – без сейсмоприемников и с установленными на почве сейсмоприемниками?
9. Что определяет теорема Котельникова и каково ее значение для выбора параметров цифровой записи сигналов?
10. Объясните происхождение помех, называемых зеркальными частотами, и как обеспечивается их подавление при записи сигналов.
11. В чем заключается импульсно-кодовая модуляция сигналов на основе мгновенной автоматической регулировки усиления и поразрядного взвешивания?
12. Объясните схему дельта-сигма модуляции сигналов и укажите ее принципиальные преимущества перед импульсно-кодовой модуляцией.
13. Чем различаются мультиплексный и демультиплексный форматы сейсмической записи и какова структура цифровой сейсмограммы в типовых форматах записи?
14. Какие силы определяют движение колебательной системы электродинамического сейсмоприемника?
15. От чего зависят собственная частота и коэффициент затухания электродинамического сейсмоприемника?
16. Какому типу фильтра эквивалентен электродинамический сейсмоприемник и где расположен рабочий диапазон его частотной характеристики?
17. Каков физический смысл сейсмической записи, т. е. какие функции колебаний частиц среды она отображает?
18. Какому типу фильтра эквивалентен пьезоэлектрический сейсмоприемник и где расположен рабочий диапазон его частотной характеристики?

19. По какой причине наблюдается фазовый сдвиг в четверть периода между записями одних и тех же упругих волн, полученными на суше и на акватории?
20. Изобразите характеристики направленности вертикального и горизонтального инерционных сейсмоприемников смещения и пьезоприемника давления.
21. Каковы преимущества сейсмических акселерометров перед обычными сейсмоприемниками и как устроен цифровой акселерометр инерционно-емкостного типа?
22. В чем заключается принципиальное отличие телеметрических сейсмостанций от линейных?
23. Какие функции в телеметрических регистрирующих системах осуществляют периферийная аппаратура, а какие – центральная?
24. Опишите устройство заряда ВВ и схему его подрыва при возбуждении упругих волн.
25. Назовите основные характеристики сейсмических гидравлических вибраторов и укажите их типичные значения.
26. С какой целью при возбуждении упругих волн на акваториях используют группы воздушных пушек?

Глава 8. Методика полевых сейсморазведочных работ

В понятие методики полевых работ включают такие элементы сейсморазведки, как системы наблюдений, сети профилей, условия возбуждения и приема колебаний, параметры их записи.

8.1. Системы наблюдений [1, 5, 15, 28, 30, 55]

Системой наблюдений (СН) называют взаимное расположение пунктов возбуждения (ПВ) и пунктов приема (ПП) колебаний. Она образуется при последовательном перемещении базы наблюдений, которая состоит из сейсмической расстановки и сейсмических источников. Сейсмическая расстановка – это совокупность всех пунктов (точек) приема, в которых одновременно записывают колебания от единого источника. Поскольку источники и приемники приурочены к отдельным точкам пространства, общим свойством систем наблюдений является их дискретность.

8.1.1. Разновидности и параметры систем наблюдений

Системы наблюдений различаются по ряду показателей – размерности, компонентности, полноте, регулярности, конфигурации, кратности и др.

Размерность системы наблюдений определяется пространством размещения ПВ и ПП. Когда они расположены вдоль одной линии (профиля), имеет место двумерная сейсморазведка, которую называют линейной, или профильной. Такое профилирование выполняется сравнительно просто и экономично, благодаря чему оно до сих пор преобладает в сейсморазведочной практике несмотря на его принципиальный недостаток: в общем случае по линейным наблюдениям объемного сейсмического поля исследуемого объекта невозможно однозначно определить его пространственное положение. Эта задача успешно решается трехмерной сейсморазведкой, которую называют площадной, пространственной, или объемной. Здесь пункты возбуждения и приема располагают на дневной поверхности таким образом, чтобы с необходимой детальностью наблюдать объемное волновое поле в его горизонтальном се-

чении. Площадные СН обходятся дороже линейных, но высокая информативность и достоверность получаемых результатов делает их применение экономически оправданным при детальных исследованиях сложных и перспективных геологических объектов.

В сейсморазведке принята индексация систем наблюдений, характеризующая их размерность (D) и компонентность (c). 1D сейсморазведка означает наблюдение при совмещении пункта приема колебаний с пунктом их возбуждения, т. е. одноточечную регистрацию нормально отраженных волн. 2D сейсморазведка означает профильные наблюдения с многоканальной приемной расстановкой. 3D сейсморазведка означает площадные системы наблюдений, реализуемые телеметрическими средствами регистрации. В обозначении 4D сейсморазведка дополнительной размерностью является фактор времени. Здесь площадные наблюдения повторяют на одном и том же объекте через некоторые интервалы времени при неизменной системе наблюдений. Такие исследования, называемые сейсмическим мониторингом, проводят с целью изучения динамики некоторых процессов, происходящих в горных породах – движения флюидов при эксплуатации нефтегазовых залежей, заполнения и расходования газа в подземных пластовых газохранилищах, изменения напряженного состояния пород в подземных выработках и т. п.

Компонентность наблюдений упругих колебаний обозначается следующим образом. 1с – одна компонента, чаще всего – вертикальная z , что характерно для большинства производственных работ на продольных волнах. 2с – две компоненты (из трех возможных), например, вертикальная z и продольная горизонтальная x , что используют при совместных наблюдениях продольных и обменных поперечных волн типа SV . 3с – все три компоненты (x, y, z), что реализуется, например, в поляризационной модификации ВСП. Наконец, существует вариант 4с, осуществляемый при *дональных наблюдениях на акваториях*, когда трехкомпонентная приемная установка инерционных сейсмоприемников дополняется пьезоэлектрическим датчиком давления в водной среде.

Индексация системы наблюдений может указывать компонентность не только приема колебаний, но и их возбуждения. В твердой среде сейсмический источник способен генерировать как односторонние колебания, ориентированные по оси x , y или z , так и любые комбинации этих воздействий. Поэтому в самом общем случае компонентность системы возбуждения-приема колебаний может достигать величины $3 \times 3 = 9$, что обозначается как 9с.

По степени **полноты** различают два основных вида СН – **непрерывное профилирование и точечное зондирование**. Непрерывное профилирование является основной методикой сейсморазведки, однако оно не всегда реализуемо в труднодоступной местности. Здесь приходится выполнять изолированные наблюдения – сейсмические зондирования, позволяющие оценивать геологическое строение объекта по отдельным его фрагментам. К зондированиям прибегают также при рекогносцировочных работах, когда необходимо в короткие сроки провести исследования обширных территорий.

Регулярность системы наблюдений – это постоянство ее геометрии. Обычно проектируют **регулярные СН**, которые технологичны и обеспечивают равномерную плотность исследований. Однако в процессе реализации проекта или еще на стадии проектирования не всегда удается избежать более или менее существенных нарушений регулярности, что порождает **нерегулярные СН**. При работах на суше это обусловлено недоступностью некоторых участков местности из-за наличия водоемов, болот, резких форм рельефа, сельхозугодий, дорог, застроек и т. п. При работах на море, выполняемых в движении судна, регулярность СН нарушается флуктуациями его курса и скорости, воздействиями течений и волнений воды на буксируемую приемную линию.

Конфигурация системы наблюдений зависит от взаимного расположения и количества пунктов возбуждения и приема, а реализуемая ею **кратность перекрытия** определяется характером их перемещения на профиле или площади. Разнообразие возможных комбинаций здесь весьма велико, особенно для площадных СН.

В сейсморазведке часто используют **группирование источников и приемников колебаний** с целью повышения отношения сигнал/помеха на полевых записях. Следует иметь в виду, что **группа синхронно действующих источников и группа соединенных между собой сейсмоприемников рассматриваются как один пункт возбуждения и один пункт приема соответственно**, причем координаты ПВ и ПП определяются расположением центров групп.

8.1.2. Линейные системы наблюдений 2D сейсморазведки

В 2D сейсморазведке применяют продольное и непродольное профилирование. В первом случае пункты возбуждения расположены на одной линии с пунктами приема, во втором случае источники находятся на линии, которая смещена относительно линии приема в попечном направлении. На практике абсолютно преобладает продольное профилирование как более универсальное и технологичное. Оно выполняется путем перемещения по профилю линейной базы наблюдений. На рис. 8.1 показана одна из возможных конфигураций такой базы, которая состоит из сейсмической расстановки, включающей N пунктов приема, и одного пункта возбуждения.

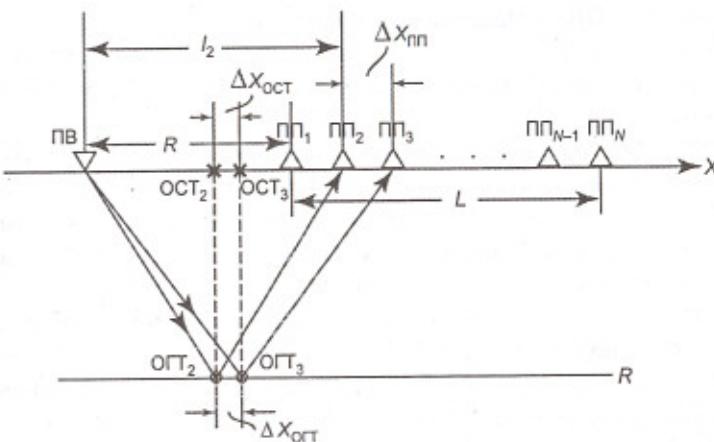


Рис. 8.1. Параметры базы наблюдений линейного продольного профилирования

Расстояние от пункта приема до пункта возбуждения называется дистанцией (удалением). На прямолинейном продольном профиле x величина дистанции l равна

$$l = x_{\text{пп}} - x_{\text{пв}}, \quad (8.1)$$

где $x_{\text{пв}}$ и $x_{\text{пп}}$ – координаты источника и приемника соответственно. Как правило, используют **равномерные расстановки**, имеющие **постоянный шаг (интервал) пунктов приема $\Delta x_{\text{пп}}$** . Для продольного профиля это означает постоянный шаг дистанций $\Delta l = \Delta x_{\text{пп}}$. **Длиной расстановки L , содержащей N пунктов приема, является расстояние между крайними ПП:**

$$L = (N-1)\Delta x_{\text{пп}}. \quad (8.2)$$

Расстановку отрабатывают с одного или нескольких пунктов возбуждения. Если при профилировании положение каждого ПВ относительно расстановки неизменно, то база наблюдений является *стационарной*. Положение ПВ в базе наблюдений можно определять параметром P – *удалением источника от центра расстановки*. Наиболее часто используют следующие конфигурации линейной базы наблюдений:

- *центральный ПВ – симметричная расстановка*: $P = 0$;
- *фланговый ПВ – фланговая расстановка*: $P = L/2$;
- *выносной ПВ – удаленная расстановка*: $P > L/2$.

Расстояние R от ПВ до ближайшего ПП удаленной расстановки называют выносом пункта возбуждения: $R = P - L/2$. Величина выноса обычно кратна шагу пунктов приема.

Различают *однонаправленные* и *встречные* системы наблюдений. В первых сейсмическая расстановка расположена по одну сторону от источников, во вторых – по обе стороны от них. Встречные системы могут содержать *взаимные точки*, в которых пункты возбуждения и приема меняются местами. Такие СН имеют определенные преимущества, позволяя использовать принцип взаимности при обработке и анализе наблюдаемого волнового поля.

В сейсморазведке МОВ преимущественно применяют методику *многократных перекрытий* (ММП) как средство прослеживания полезных волн в неблагоприятных условиях наложения интенсивных помех. Эта методика ориентирована на получение множества отражений от одних и тех же точек сейсмических границ, которые называют *общими глубинными точками* (ОГТ). В горизонтально-слоистой среде с однородными слоями проекция такой точки на линию наблюдений имеет координату $x_{\text{ост}}$, которая совпадает с серединой дистанции:

$$x_{\text{ост}} = \frac{1}{2}(x_{\text{ПВ}} + x_{\text{ПП}}) = x_{\text{ост}}, \quad (8.3)$$

где $x_{\text{ост}}$ – координата *общей средней точки* дистанции для различных пар ПВ–ПП. Реальная сейсмогеологическая среда, как правило, отличается от такой простой модели из-за угловых несогласий границ и скоростных неоднородностей. При этом горизонтальные координаты точек отражения не совпадают с центрами дистанций. Поэтому правильнее говорить об *общей средней точке*, которая всегда имеет место как геометрический фактор на поверхности наблюдений, не зависящий от глубинного строения разреза.

При рассмотрении систем наблюдений следует учитывать важное соотношение: *шаг средних точек (точек отражения) по координате x всегда вдвое меньше шага пунктов приема и не зависит от других параметров СН* (рис. 8.1):

$$\Delta x_{\text{ост}} = \Delta x_{\text{ПП}} = \frac{1}{2} \Delta x_{\text{ПР}}. \quad (8.4)$$

Для многократного перекрытия отражающих границ базу наблюдений, т. е. источники вместе с расстановкой как единое целое, перемещают по профилю x с относительно небольшим *шагом базы*, который обозначим $\Delta x_{\text{ПВ}}$. Если количество источников в стационарной базе наблюдений равно m , то *кратность K* перекрытия сейсмических границ определяется формулой:

$$K = \frac{m N}{2 d}, \quad (8.5)$$

где $d = \Delta x_{\text{ПВ}} / \Delta x_{\text{ПР}}$ – относительный шаг базы наблюдений. Значения параметров N и d в этой формуле должны быть такими, чтобы обеспечивать целочисленную величину *кратности K*.

В МОВ чаще всего работают с одним источником ($m = 1$), положение которого фиксировано относительно расстановки, причем шаг $\Delta x_{\text{ПВ}}$ кратен шагу $\Delta x_{\text{ПР}}$, т. е. параметр d – целое число. В таком случае кратность перекрытия определяется простым соотношением

$$K = \frac{N}{2 d}. \quad (8.6)$$

Максимальная степень перекрытия $K_{\max} = N/2$ достигается при минимальных сдвигах базы ($d_{\min} = 1$). Минимальная степень перекрытия $K_{\min} = 1$ реализует однократное непрерывное профилирование (ОНП) при максимальных сдвигах базы, равных половине длины расстановки ($d_{\max} = N/2$).

Номинальная (полная) кратность перекрытия, определяемая формулой (8.5), не обеспечивается на краях сейсмического профиля, где расположены начальные и конечные расстановки. Здесь образуются *краевые неполикратные зоны*, в которых фактическая кратность линейно снижается от K до 1. Протяженность краевой зоны равна половине длины расстановки, т. е. $L/2$.

Наглядное графическое изображение систем наблюдений помогает их проектированию и практической реализации. При малом количестве пунктов возбуждения и приема их проще всего изобразить непосредственно на линии профиля x . На рис. 8.2, а даны 3 пары точек возбуждения-приема (ПВА–ППВ, ПВА'–ППВ' и ПВС–ППС) и показаны траектории соответствующих лучей отраженной волны. Источники и приемники расположены таким образом, что все 3 наблюдения имеют общую среднюю точку дистанций С. При этом одно из наблюдений выполнено по *центровому* лучу, т. е. при совмещении источника и приемника в точке С.

На рис. 8.2, б показаны для примера два соседних положения 6-канальной расстановки, выполняющей профилирование с выносным источником. Когда источник расположен в ПВА, запись колебаний проводят на интервале профиля В–Г. Затем расстановку вместе с источником перемещают на величину шага каналов, и при ПВА' выполняют запись на интервале В'–Г'. При этом общей средней точке Н в первой расстановке отвечает наблюдение ПВА–ППГ, а во второй расстановке – наблюдение ПВА'–ППЕ'. Как видно, непосредственно на линии профиля трудно разборчиво изобразить последовательность перекрывающихся сейсмических расстановок даже при небольшом числе их каналов.

Более наглядно изображение СН на *развернутом профиле*, когда координаты приемников и источников указывают по отдельности на двух ортогональных осях – $x_{\text{пп}}$ и $x_{\text{пв}}$. Рис. 8.2, в представляет точками на развернутом профиле те же 3 наблюдения, что рис. 8.2, а. При совмещенных позициях ПП и ПВ наблюдение изображается точкой, лежащей на биссектрисе прямого угла между осями координат. Наблюдения, относящиеся к одной ОСТ, изображаются точками, которые расположены на одной прямой, перпендикулярной биссектрисе. В данном примере все 3 наблюдения относятся к ОСТ С.

Рис. 8.2, г демонстрирует на развернутом профиле ту же СН, что рис. 8.2, б. Наблюдения, относящиеся к ОСТ Н, представлены точками, которые расположены на прямой $x_{\text{ост}} = \text{Н}$. Такой способ изображения перемещающейся по профилю многоканальной расстановки несложен, однако для протяженного профиля изображение СН оказывается громоздким, поскольку площадь графика возрастает пропорционально квадрату длины профиля.

В отечественной сейсморазведке системы наблюдений принято изображать на *обобщенной плоскости*, которую получают из развернутого

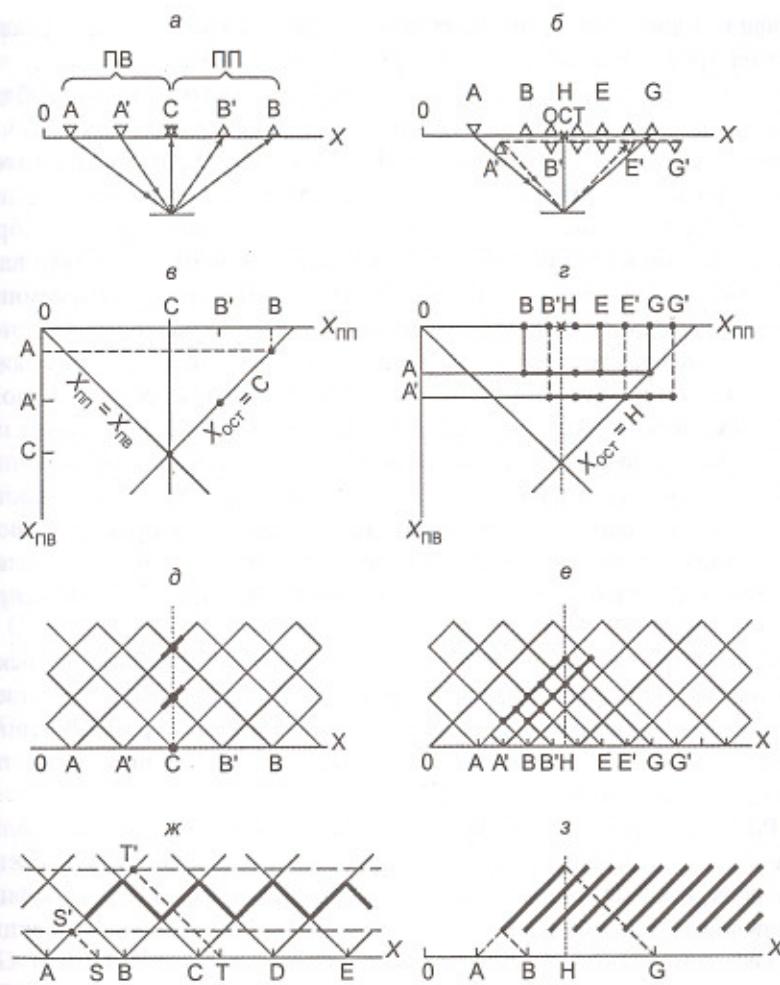


Рис. 8.2. Изображение линейных систем наблюдений

профиля путем поворота его осей координат на 45° . Такое представление СН отличается наглядностью и компактностью (рис. 8.2, д, е). Ортогональная координатная сетка обобщенной плоскости построена под углом 45° к горизонтальной линии профиля. Всякое сейсмическое наблюдение здесь изображается точкой, которая имеет две проекции на

профиль x вдоль координатных линий. Одна из этих проекций указывает на профиле положение ПВ, другая – положение ПП.

На рис. 8.2, δ представлены на обобщенной плоскости те же 3 наблюдения, относящиеся к ОСТ С, что на рис. 8.2, a , b . Как видно, все 3 точки расположены на одной вертикали, проходящей через ОСТ С. При этом высота расположения точки над линией профиля равна половине дистанции. В случае совмещенной позиции ПВ и ПП наблюдение изображается точкой на линии профиля x . Следует особо отметить, что паре взаимных наблюдений, когда меняются местами источник и приемник, на обобщенной плоскости соответствует одна и та же точка. С одной стороны, такое свойство удобно, т. к. является графическим выражением принципа взаимности, используемого для отождествления волн на сейсмических записях. С другой стороны, это свойство может порождать неоднозначность в определении местонахождения источника и приемника по изображению точки на обобщенной плоскости. Такую неоднозначность легко устранить, используя простое дополнительное обозначение: черточка, проходящая через точку, указывающая направление той ее проекции на линию профиля, которая фиксирует положение ПВ (рис. 8.2, δ).

Линейная база наблюдений изображается на обобщенной плоскости наклонным отрезком, на котором расположены точки, соответствующие отдельным каналам. Продольная проекция отрезка на линию профиля указывает положение источника, поперечная проекция – положение сейсмической расстановки.

Рис. 8.2, e представляет на обобщенной плоскости те же два наблюдения с 6-канальной расстановкой, что рис. 8.2, b , g . Они изображены двумя отрезками, продольные проекции которых на линию профиля указывают положение ПВ (точки А и А'), а поперечные проекции – размещение соответствующих расстановок ПП (интервалы В–Г и В'–Г'). Каналы расстановок, относящиеся к ОСТ Н (ППГ и ППЕ), расположены на вертикальной линии, проходящей через эту точку.

Рис. 8.2, z показывает на обобщенной плоскости регулярную систему наблюдений, образованную многократным перемещением по профилю этой же 6-канальной расстановки. При данных параметрах СН ($N = 6$, $\Delta x_{\text{ПВ}} = \Delta x_{\text{ПП}}$) обеспечивается трехкратное перекрытие ($K = 3$). Графически кратность перекрытия определяется количеством пересечений, которые вертикальная линия через данную ОСТ имеет с изображением системы наблюдений. Отметим, что рис. 8.2, z дает упрощенное изоб-

ражение СН, когда обозначен только интервал расстановки без указания отдельных пунктов приема. Такой лаконичный способ изображения регулярных систем наблюдений часто используют на практике.

На обобщенной плоскости удобно конструировать систему наблюдений. Пусть при расположении источника в точке А интересующая нас волна имеет зону прослеживаемости на интервале профиля ST (рис. 8.2, $ж$). Проецируя этот интервал на координатную линию, исходящую из А, найдем точки S' и T'. Проходящие через них горизонтальные линии ограничивают полосу, которая на обобщенной плоскости указывает зону прослеживаемости волны. Изображение проектируемой СН должно располагаться внутри этой полосы. Здесь показан возможный вариант СН, когда база приема выбрана на интервале BC и обеспечено непрерывное однократное прослеживание целевой волны: на базе BC наблюдения выполняют с ПВ А и ПВ D, на соседней базе CD – с ПВ В и ПВ Е и т. д. При этом наблюдения на разных базах увязаны между собой во взаимных точках. Ими являются угловые точки ломаной линии, изображающей систему наблюдений. Выбранная СН имеет на профиле пары взаимных точек: А и С, В и С, В и D, С и D и т. д.

Рассмотрим подробнее линейные системы продольного профилирования по методике многократных перекрытий, преобладающей в МОВ. Рис. 8.3, a показывает на обобщенной плоскости систему 6-кратного перекрытия, реализуемую 24-канальной расстановкой с одним выносным источником. Шаг каналов расстановки равен 2 единицам ($\Delta x_{\text{ПП}} = 2$ ед.), т. е. общие средние точки следуют с шагом $\Delta x_{\text{ОСТ}} = 1$ ед. При длине расстановки $L = 46$ ед. вынос ПВ составляет $R = 8$ ед. Шаг перемещения расстановки по профилю $\Delta x_{\text{ПВ}} = 4$ ед. Изображение СН на обобщенной плоскости дополнено вертикальной шкалой, с помощью которой легко определять номер n любого канала каждой расстановки, т. е. любой трассы полевой сейсмограммы. Если профиль отрабатывают, начиная с ПВ0 (ПП 8 – 54), то полнократное (6-кратное) перекрытие обеспечено, начиная с ОСТ 24. На рис. 8.3, a в качестве примера выделены каналы (трассы), относящиеся к ОСТ 28, и для них дана схема лучей отраженной волны. Как видно, к ОСТ 28 относятся трассы 21, 17, 13, 9, 5, 1 полевых записей с пунктов возбуждения 4, 8, 12, 16, 20, 24 соответственно. Трем последующим ОСТ отвечают другие трассы тех же полевых записей: для ОСТ 29 – трассы 22, 18, 14, 10, 6, 2; для ОСТ 30 – трассы 23, 19, 15, 11, 7, 3; для ОСТ 31 – трассы 24,

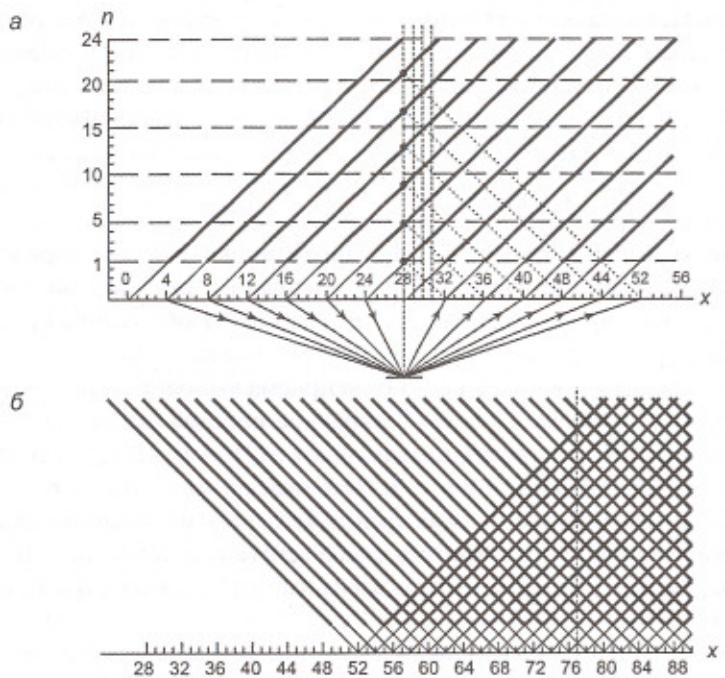


Рис. 8.3. Примеры линейных систем наблюдений многократных перекрытий:
а – односторонняя 6-кратная; б – встречная 24-кратная

20, 16, 12, 8, 4. Таким образом, данная система наблюдений образует 4 разновидности общих средних точек, различающиеся номерами трасс, т. е. дистанциями пунктов приема. ОСТ каждого вида следуют по профилю с шагом 4 ед.

Встречная система 24-кратного перекрытия представлена на рис. 8.3, б. Ее можно реализовать 24-канальной расстановкой с двумя выносными источниками или симметричной 48-канальной расстановкой с одним центральным источником, имеющим такой же вынос внутри расстановки. Второй вариант на практике более rationalен. Сдвиг расстановки по профилю равен шагу каналов: $\Delta x_{\text{ПВ}} = \Delta x_{\text{ПП}} = 2$ ед., вынос источника $R = 3\Delta x_{\text{ПП}} = 6$ ед. Согласно схеме, работа на профиле начинается с ПВ 52 при расположении пунктов приема 48-канальной расстановки на интервалах 0–46 и 58–104. Полнократное (24-кратное) пере-

крытие начинается с ОСТ 77. При этом нечетные и четные средние точки различаются номерами относящихся к ним каналов (трасс).

Методика многократных перекрытий, разработанная для МОВ, вышла за его рамки и стала иногда использоваться в МПВ, позволяя путем суммирования целевых волн от общих глубинных площадок (ОГП) повышать надежность построения преломляющих границ. Однако традиционные системы наблюдений МПВ не отличаются высокой кратностью. Для систем наблюдений МПВ характерны две особенности – значительные выносы источников и их симметричное расположение с обеих сторон расстановки, обеспечивающее получение встречных наблюдений. Причина в том, что оптимальные дистанции, где преломленные волны можно наблюдать в области первых вступлений, обычно значительно превосходят глубины соответствующих границ. Это предопределяет использование выносных источников. Встречные системы наблюдений необходимы для надежного построения преломляющих границ. Нередко на одной расстановке проводят наблюдения при нескольких парах ПВ, что позволяет параллельно прослеживать на оптимальных дистанциях преломленные волны от нескольких целевых границ. Кроме того, такие СН обеспечивают получение нагоняющих гидографов, которые нужны при интерпретации волновой картины в МПВ: с их помощью устанавливают природу волн, отождествляют преломляющие границы, оценивают эффект проницания.

На рис. 8.4, а изображена встречная система наблюдений для прослеживания двух преломленных волн в областях их первых вступлений. Каждую расстановку длиной $L = 1$ ед. отрабатывают с 4-выносами ПВ, расположенных симметрично с обеих сторон с выносами $R_1 = 2L$ и $R_2 = 4L$. На профиле соседние расстановки располагаются встык. Рис. 8.4, б показывает систему, в которой встречные наблюдения дополнены нагоняющими. Расстановки длиной $L = 1$ ед. располагают на профиле встык и отрабатывают поочередно с 4 или 2 ПВ: нечетные расстановки имеют выносы источников $R_1 = L$ и $R_2 = 3L$, четные – $R_3 = 2L$. Рис. 8.4, в демонстрирует одностороннюю СН, которая обеспечивает прослеживание преломленной волны с помощью нагоняющих гидографов. Расстановку длиной $L = 3$ ед. отрабатывают с одного выносного ПВ при $R = L$ и перемещают по профилю на 1/3 ее длины.

На этапе опытных исследований, предваряющих производственные работы сейсмического профилирования, могут выполняться наблю-

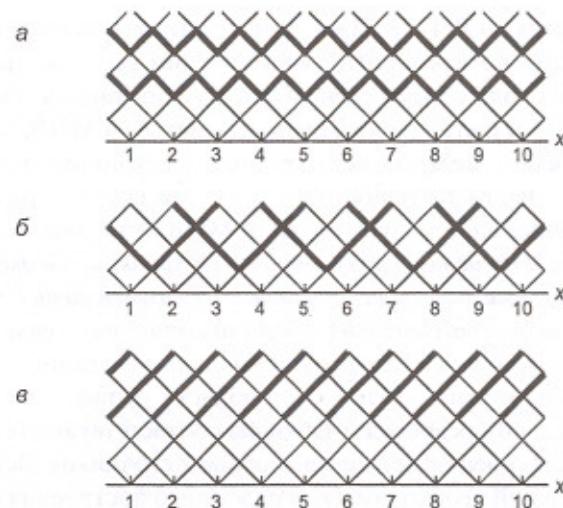


Рис. 8.4. Системы наблюдений метода преломленных волн:
а – встречная (для двух горизонтов); б – встречно-нагоняющая;
в – нагоняющая

дения на коротких прямолинейных интервалах, известные как *линейные сейсмозондирования*. Рис. 8.5, а показывает СН *волнового зондирования*, которое служит для детального изучения регистрируемого поля в широком диапазоне дистанций. Записи получают на фиксированной расстановке с малым шагом каналов из последовательных ПВ, удаляющихся от нее с шагом, равным длине расстановки L . Эти записи объединяют в одну составную сейсмограмму, называемую *волновым зондом*, которая дает полное представление о свойствах полезных и мешающих волн.

Другой вид наблюдений – *зондирование общей глубинной площадки* представлено на рис. 8.5, б. Здесь сейсмическую расстановку и источник перемещают навстречу друг другу таким образом, чтобы получать отражения от одного и того же участка границы. В данном примере расстановку длиной $L = 8$ ед., расположенную на интервале ПП 0–8, отрабатывают из ПВ 20; затем ее, сдвинув по профилю на половину длины, отрабатывают из ПВ 16 и т. д. Последнюю, пятую позицию на интервале ПП 16–24 отрабатывают из ПВ 4. В результате все на-

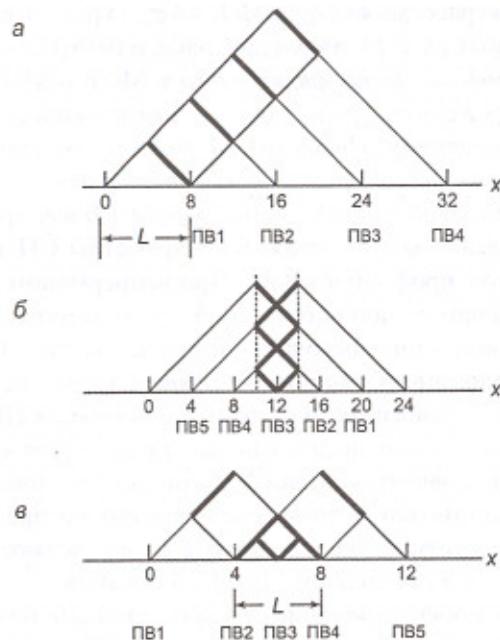


Рис. 8.5. Системы наблюдений волновых зондирований,

предназначенные для:
а – изучения волнового поля; б – определения эффективных скоростей;
в – изучения ЗМС

блуждения, будучи увязаны между собой во взаимных точках, относятся к общей отражающей площадке, расположенной под интервалом профиля 10–14. Такие зондирования проводят для изучения целевых отражений и оценки их эффективных скоростей в тех случаях, когда глубинные сейсмогеологические условия благоприятны только на ограниченных, непротяженных участках профилей.

Для изучения верхней части разреза с целью расчета статических поправок по сейсмическим профилям выполняют специальные *зондирования ЗМС*, используя расстановку с малым шагом каналов. Наряду с прямой волной, распространяющейся в зоне малых скоростей, по встречной и нагоняющей системе наблюдают волну, преломленную на ее подошве. Рис. 8.5, в показывает схему такого зондирования, ког-

да фиксированную расстановку длиной $L = 4$ ед. отрабатывают из пяти ПВ – двух выносных ($R = L$), двух фланговых и центрального.

Системы непродольного профилирования в МОВ и МПВ применяют значительно реже, чем продольного и, как правило, – в качестве дополнения к последнему. *Принципиальной особенностью непродольного профилирования является боковой вынос источников относительно сейсмических расстановок*, величину которого D выбирают в зависимости от решаемых задач. Остальные параметры СН здесь те же, что и в продольном профилировании. При непрерывном непродольном профилировании линию наблюдений, где находятся ПП, располагают параллельно линии источников, где находятся ПВ. В таком случае ОСТ расположены на линии, проходящей посередине между профилями ПП и ПВ. В зависимости от того, как проекция ПВ на линию наблюдений расположена относительно расстановки, последняя может быть симметричной, фланговой или удаленной. Соотношение между канальностью расстановки N , шагом ее смещения по профилю $\Delta x_{\text{ПВ}}$, шагом каналов и кратностью перекрытия K определяются теми же формулами, что и для продольного профилирования.

Непродольное профилирование со значительными боковыми выносами источников применяют в случаях, когда желательно регистрировать целевые волны при относительно малых изменениях дистанции наблюдений. Это бывает вызвано ограниченностью диапазона дистанций, на которых полезные волны имеют благоприятное соотношение сигнал/помеха. К непродольному профилированию прибегают также при необходимости изучить сейсмические границы вдоль линии, недоступной для размещения источников и приемников. Тогда ПП и ПВ располагают по двум профилям, параллельным этой линии и отстоящим от нее на расстояние $\pm D/2$. Величину D выбирают такой, чтобы обеспечить оптимальные условия наблюдения целевых отражений.

До того, как на основе телеметрической техники в сейсморазведку пришла настоящая 3D съемка, непродольное профилирование с использованием линейных сейсмостанций применяли в качестве палиативного средства площадных исследований. Наибольшую известность получили системы наблюдений, называемые *широким профилем*. Они представляли собой различные сочетания нескольких параллельных линий источников и приемников, что обеспечивало получение точек отражения в пределах узкой полосы исследования. Принципиальным

недостатком этих систем является их существенная пространственная неоднородность из-за большого различия величин дистанций вдоль и поперек широкого профиля. В настоящее время такие системы практически не применяются.

В 2D сейсморазведке площадные исследования выполняют по сети профилей. Расположение и густота сейсмических профилей определяются решаемыми геологическими задачами и сейсмогеологическими особенностями изучаемого разреза. Большое значение имеет правильная оценка предшествующих геолого-геофизических исследований в районе работ. По их результатам можно составить представление о наиболее вероятном расположении тектонических элементов, размерах и амплитудах искомых структур, углах наклона геологических границ. Эти сведения во многом определяют выбор сети профилей.

Обычно площадная сеть состоит из *основных и связующих профилей*, образующих *замкнутые контуры*, которые позволяют контролировать правильность прослеживания сейсмических волн и надежность построения соответствующих границ. *Основные профили*, как правило, прокладывают *вкrest простирации* целевых горизонтов, а более редкие *связующие профили* – *вдоль их простирации*. Отклонения от этого общего правила могут быть обусловлены топографическими условиями или поверхностными сейсмогеологическими особенностями. При наличии глубоких скважин следует связать с ними сеть профилей.

Густота сети профилей зависит от геологической задачи, размеров и амплитуд изучаемых структур, а также степени их сложности и ожидаемого качества сейсмических материалов. Плотность сети профилей должна обеспечить построение структурной карты (схемы) заданного масштаба и требуемой точности. *В сейсморазведке нет жесткой связи между густотой сети и масштабом съемки*.

Весьма желательно, чтобы профили не проходили по участкам, заранее неблагоприятным для возбуждения и приема упругих колебаний. Конфигурация фактической сети профилей зависит от характера путей сообщения, наличия водных препятствий, доступности площадей, занятых населенными пунктами и сельскохозяйственными угодьями и т. п. Сети профилей имеют свои особенности при региональных, поисковых и детализационных сейсморазведочных работах, которые будут рассмотрены позднее (п. 17.2–4).

8.1.3. Площадные системы наблюдений 3D сейсморазведки

Площадные СН, реализующие 3D сейсморазведку МОВ, характеризуются значительно большим числом параметров, чем линейные, поскольку могут иметь самые разнообразные конфигурации.

Наиболее часто используют регулярные системы наблюдений *крестового типа*, в которых приемники и источники расположены на взаимно ортогональных линиях. Обычно координатную ось x ориентируют вдоль *линий приема (приемников)*, тогда координатная ось y направлена вдоль *линий возбуждения (источников)*. Площадную базу наблюдений называют блоком. Он включает многоканальную сейсмическую расстановку приемников – *базу приема* и совокупность источников, используемых при этой расстановке, – *базу возбуждения*. Рассмотрим особенности площадной СН крестового типа на примере одного из ее возможных вариантов (рис. 8.6). На схеме изображены два блока, смежных по оси y .

Сейсмическая расстановка состоит из n параллельных линий, на каждой из которых с шагом $\Delta x_{\text{пп}}$ размещаются N пунктов приема. Канальность H такой расстановки прямоугольной конфигурации равна $H = nN$. В нашем примере $n = 6$, $N = 24$ и $H = 144$. Расстояние между линиями приема, т. е. их шаг по оси y , определяется параметром $\Delta y_{\text{пп}}$. Прямоугольная H -канальная приемная расстановка имеет длину $L_{x_{\text{пп}}} = (N - 1)\Delta x_{\text{пп}}$ и ширину $L_{y_{\text{пп}}} = (n - 1)\Delta y_{\text{пп}}$.

В общем случае блок содержит m линий источников, на каждой из которых расположены M пунктов возбуждения с шагом $\Delta y_{\text{пв}}$. Расстояние между соседними линиями возбуждения обозначим $\Delta x_{\text{пв}}$. Прямоугольная база возбуждения имеет размеры $L_{y_{\text{пв}}} \times L_{x_{\text{пв}}}$, где $L_{y_{\text{пв}}} = (M - 1)\Delta y_{\text{пв}}$ и $L_{x_{\text{пв}}} = (m - 1)\Delta x_{\text{пв}}$. В нашем примере $m = 1$ и $M = 9$. Взаимное расположение баз возбуждения и приема задается двумя параметрами – P_x и P_y . Они определяются в координатах x и y смещение центра базы возбуждения относительно центра базы приема. Наиболее часто применяют площадные блоки с одной линией источников, как на рис. 8.6, причем база возбуждения по направлению y центрирована относительно базы приема ($P_y = 0$).

В площадных системах наблюдений дистанция характеризуется не только величиной расстояния l от ПП до ПВ, но и своим направлением на плоскости (x, y) , т. е. дистанция является вектором \vec{l} . Это обстоятельство имеет важное значение, определяя как свойства площа-

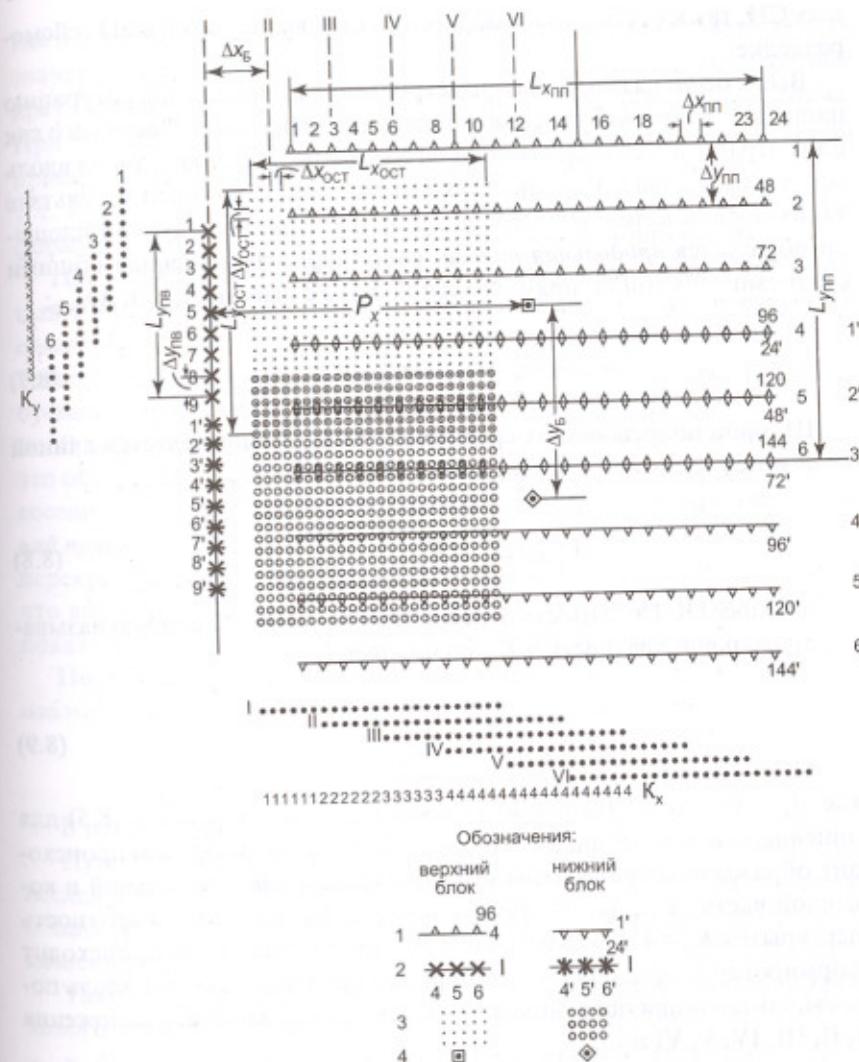


Рис. 8.6. Пример площадной системы наблюдений крестового типа:
1 – линии и пункты приема (ПП) с номерами; 2 – линии и пункты возбуждения (ПВ) с номерами; 3 – общие средние точки;
4 – центры баз приема

ных СН, так и особенности обработки полевых записей в 3D сейсморазведке.

Выше были названы 10 параметров, определяющих конфигурацию площадной базы наблюдения (блока) крестового типа. После того как блок отработан, его перемещают на соседнюю позицию, сдвигая вдоль оси x на интервал Δx_B – шаг продольного сдвига блока. В результате таких последовательных перемещений блока на исследуемой площади образуется *продольная полоса*, равномерно заполненная общими средними точками по прямоугольной сетке с шагом $\Delta x_{\text{ост}}$ и $\Delta y_{\text{ост}}$:

$$\Delta x_{\text{ост}} = \frac{1}{2} \Delta x_{\text{пп}}, \quad \Delta y_{\text{ост}} = \frac{1}{2} \Delta y_{\text{пп}}. \quad (8.7)$$

Ширина полосы общих средних точек $L_{y\text{ост}}$ определяется длиной базы возбуждения $L_{y\text{пп}}$ и шириной базы приема $L_{y\text{пп}}$:

$$L_{y\text{ост}} = \frac{1}{2} (L_{y\text{пп}} + L_{y\text{пп}}). \quad (8.8)$$

В полосе ОСТ кратность перекрытия вдоль оси x , которую называют *продольной кратностью* K_x , составляет:

$$K_x = \frac{N}{2 d_x}, \quad (8.9)$$

где $d_x = \Delta x_B / \Delta x_{\text{пп}}$. Эта формула аналогична соотношению (8.5) для линейных систем наблюдений. Также аналогичным образом происходит образование *краевых зон неполной кратности* в начальной и конечной частях полосы. В примере на рис. 8.6 продольная кратность перекрытия $K_x = 4$. У нижнего края рисунка показано, как происходит формирование продольного перекрытия при сдвигах блока вдоль полосы, когда линия источников последовательно занимает положения I, II, III, IV, V, VI и т. д.

Кратность перекрытия в полосе вдоль оси y , которую называют *поперечной кратностью* K_y , зависит от числа M источников в линии возбуждения, количества n линий приема и их относительного шага d_y :

$$K_y = \min \left\{ \frac{M}{d_y}, n \right\}, \quad (8.10)$$

где $d_y = \Delta y_{\text{пп}} / \Delta y_{\text{ПВ}}$. Величина K_y определяется минимальным из двух значений, указанных в скобках. Очевидно, что величина поперечной кратности в полосе не может превосходить количество линий приема. При этом $K_y < n$, если $d_y > M/n$, т. е. если относительный шаг линий приема достаточно велик. В нашем примере $M = 9$ и $d_y = 3$ при $n = 6$, т. е. $K_y = 3$. У левого края рисунка показано, как в полосе происходит формирование поперечного перекрытия за счет линий приема.

После завершения одной продольной полосы площадной блок смешают в поперечном направлении на величину Δy_B – шаг поперечного сдвига блока и выполняют наблюдения на соседней полосе, параллельной предыдущей. Шаг Δy_B должен обеспечивать постоянство требуемой величины кратности K_y для всех ОСТ на исследуемой площади. В зависимости от конфигураций базы приема и базы возбуждения это обычно достигается применением одной из двух схем перекрытия соседних полос – *перекрытия линий возбуждения* или *перекрытия линий приема*. На рис. 8.6 представлена вторая схема – соседние полосы перекрываются по трем линиям приема, обеспечивая значение $K_y = 3$, что видно на схеме формирования поперечного перекрытия, которая показана у левого края рисунка.

Полная (двумерная) кратность перекрытия K в площадной системе наблюдений равна произведению продольной и поперечной составляющих:

$$K = K_x \cdot K_y. \quad (8.11)$$

В нашем примере $K = 4 \times 3 = 12$.

Путем многократных боковых сдвигов последовательных полос вся исследуемая площадь покрывается регулярной ортогональной сетью общих средних точек с шагами $\Delta x_{\text{ост}}$ и $\Delta y_{\text{ост}}$, определяемыми соотношениями (8.7).

Таким образом, регулярная площадная система наблюдений крестового типа полностью определяется 12 параметрами:

- $n, N, \Delta x_{\text{пп}}, \Delta y_{\text{пп}}$ – параметры базы приема (расстановки приемников);
- $m, M, \Delta y_{\text{пп}}, \Delta x_{\text{пп}}$ – параметры базы возбуждения (расстановки источников);
- P_x, P_y – параметры сдвига центра базы ПВ относительно центра базы ПП;
- $\Delta x_B, \Delta y_B$ – параметры продольного и поперечного сдвигов блока.

В реальных условиях проведения полевых работ 3D сейсморазведчики далеко не всегда удается обеспечить абсолютно регулярное расположение точек возбуждения и приема. В результате нарушается строгая равномерность сети общих средних точек, что создает определенные трудности при обработке и анализе сейсмических материалов. Для преодоления этих осложнений выполняют регуляризацию сети ОСТ, называемую *бинированием*. При этом на исследуемой площади создается регулярная сеть элементарных прямоугольных площадок – бинов. Как правило, размеры бина по осям x и y равны плановому шагу точек ОСТ по соответствующим направлениям, т. е. значениям $\Delta x_{ОСТ}$ и $\Delta y_{ОСТ}$ из соотношений (8.7). *Все фактические средние точки, попадающие на площадку одного бина, относятся к ее центру, который считается для них общей средней точкой.* При этом максимальное удаление фактических точек от их формального центра не превышает величины $b = \sqrt{\Delta^2 x_{ОСТ} + \Delta^2 y_{ОСТ}} / 2$, что считается допустимой погрешностью. Для каждого бина фактическая кратность перекрытия определяется количеством попавших в него средних точек. При существенных отступлениях реализованной на практике системы наблюдений от ее регулярного проекта фактическая кратность перекрытия в различных бинах может значительно отличаться от номинальной как в сторону занижения, так и в сторону завышения.

Площадные системы наблюдений типа «крест» применяют наиболее широко благодаря простоте их геометрии и технологичности реализации. Однако в ряде случаев при сложных поверхностных или глубинных условиях и ограниченной доступности участков исследуемой площади используют неортогональные и неравномерные СН, называемые «кирпич», «зигзаг», «радиальная» и др. соответственно особенностям их конфигурации.

8.1.4. Выбор параметров системы наблюдений

Вид системы наблюдений и количественные значения ее параметров определяются множеством взаимосвязанных факторов – решаемой геологической задачей, применяемым сейсмическим методом, требуемой точностью результатов, глубинными и поверхностными сейсмогеологическими условиями, свойствами полезных волн и волн-помех, используемой сейсмостанцией, экономическими показателями и пр.

Общий принцип проектирования рациональной системы наблюдений – обеспечение достаточной информативности полевых записей при минимальных затратах на их получение. Эти затраты нетрудно учесть, но значительно сложнее оценить количественной мерой геологическую информативность наблюданной волновой картины. Основным критерием здесь служит качество прослеживаемости целевых волн, которое прямо зависит от стабильности их кинематических и динамических свойств и превышения амплитуд над уровнем помех. Нередко полезные волны наблюдаются только совместно с интенсивными мешающими колебаниями. Когда амплитудное отношение сигнал/помеха не превосходит величины 1–1,5, на полевых сейсмограммах трудно обнаружить полезные волны. Тогда их выделяют и прослеживают после надлежащей обработки исходных записей с применением фильтрации, накопления и т. п. В любом случае изучение условий прослеживаемости целевых волн – основа выбора рациональной СН. С этой целью на площади предстоящих исследований выполняют волновые зондирования, а также делают модельные расчеты волновых полей по имеющимся материалам вертикального сейсмического профилирования. Комплекс таких исследований, наряду с результатами предшествующих опытных и производственных работ, позволяет установить зону прослеживаемости каждой целевой волны, т. е. интервал дистанций с наиболее благоприятными условиями наблюдения.

При работах МОВ полезные волны желательно наблюдать возможно ближе к источнику. Здесь на сейсмограммах отражения от близких границ наиболее разрешены между собой, а лучевые траектории при малых углах падения минимально отличаются от прямолинейных, что благоприятно для точности структурных построений. Однако при работе с поверхностными источниками, когда на пункте возбуждения возникают очень сильные волны-помехи, приходится прибегать к достаточно большим выносам ПВ. Увеличенные дистанции используют также для того, чтобы при обработке полевых записей обеспечить подавление мешающих многократных отражений, которые вблизи источника практически неотличимы от полезных волн. К тому же наблюдения отраженных волн на больших дистанциях обеспечивают высокую точность оценки сейсмических скоростей, без чего невозможна достоверная интерпретация полевых материалов. Вместе с тем следует учитывать, что в реальных тонкослоистых средах с увеличением дистанции возрастает интерференционный характер полезных волн,

снижается стабильность их кинематических и динамических параметров и повышается относительная интенсивность преломленных и отраженно-преломленных волн-помех. В МОВ зоны прослеживаемости полезных волн редко выходят за пределы дистанций, равных одной – полутора глубинам целевых горизонтов.

Обратимся к рис. 6.1 главы 6, где была приведена кинематическая схема типичной волновой картины, наблюдаемой на поверхности земли при горизонтально-слоистой модели среды. Пусть объектом исследований является интервал разреза, включающий отражающие границы 4–6. Если поверхностные волны не могут быть в достаточной степени ослаблены средствами полевой методики и последующей обработки (группированием сейсмоприемников, частотной фильтрацией, вычитанием волн-помех), то зоны прослеживаемости вблизи источника соответствуют интервалам от SA до SB для однократных отражений от целевых границ 4–6, соответственно. С внешней стороны веера низкоскоростных помех зоны прослеживаемости начинаются в интервале CD, а их дальние пределы зависят от интенсивности доминирующих на больших дистанциях многократных отраженно-преломленных волн, связанных с ВЧР. Возможность наблюдения в дальней зоне прослеживаемости особенно важна для целевого отражения от границы 5, поскольку одновременно с ним приходит помеха в виде двукратного отражения от границ 4 и 2. Для ее подавления при последующей обработке необходима регистрация колебаний на достаточно больших дистанциях, где гидографы обеих волн заметно различаются.

В качестве реального примера на рис. 6.2 был представлен волновой зонд. Если целевыми здесь являются отражения в интервале времен 2–3 с, то ближние зоны их прослеживаемости ограничены дистанциями 0,4–0,5 км, а дальние зоны от дистанций 0,8–1,2 км простираются до 2–2,5 км, где полезные волны становятся неотличимыми от среднескоростных волн-помех.

В МПВ необходим особенно тщательный анализ волновой картины во избежание грубых ошибок при прослеживании волн, поскольку в условиях горизонтально-слоистых разрезов не всегда легко обнаружить на сейсмограммах смену преломленных волн от соседних границ с близкими значениями граничных скоростей. Наиболее точный анализ природы волн возможен при их записи в первых вступлениях, когда помехами являются только микросейсмы. Как правило, в качестве

зон прослеживаемости преломленных волн выбирают области их первых вступлений, которые могут находиться на дистанциях, превосходящих глубины соответствующих границ в 5–10 раз и более. На рис. 6.1 в первые вступления после прямой волны последовательно выходят три преломленные волны – от подошвы ЗМС и двух границ в ВЧР – с зонами прослеживаемости АС, СЕ и на больших дистанциях соответственно. Если здесь основным объектом исследований является преломленная волна от границы 3, то на интервале ее первых вступлений можно попутно наблюдать преломленную волну от границы 2 в области последующих вступлений. На реальном сейсмическом материале (рис. 6.2) области первых вступлений преломленных волн были указаны при описании волнового зонда (п. 6.1.3).

Установив зоны прослеживаемости целевых волн, выбирают подходящие параметры системы наблюдений. При самой распространенной методике 2D сейсморазведки – непрерывном продольном профилировании ими являются: длина сейсмической расстановки, шаг пунктов приема, количество источников в базе наблюдений, их расположение относительно расстановки, кратность перекрытия.

По методическим и экономическим соображениям обычно выгодны расстановки большой длины, максимально использующие протяженность зон прослеживания целевых волн. Длина расстановки L , согласно (8.2), определяется канальнойностью сейсмостанции N и шагом пунктов приема $\Delta x_{\text{пп}}$. Современные линейные сейсмостанции имеют до 100–200 каналов и более, что удовлетворяет требованиям рациональной методики исследования средних и больших глубин. При этом длина приемной расстановки составляет обычно от 1,5–2 до 4–5 км. Для малоглубинных изысканий, например, при решении задач инженерной геологии, бывает достаточным применение записывающей аппаратуры, имеющей 24 или даже 12 каналов.

При выборе шага каналов приходится учитывать противоречивые обстоятельства. С одной стороны, чем больше величина $\Delta x_{\text{пп}}$, тем длиннее расстановка, т. е. выше производительность работ и ниже стоимость сейсмического профилирования. С другой стороны, с увеличением шага каналов снижается надежность прослеживания полезных волн в присутствии помех и уменьшается разрешающая способность метода при исследовании сложных геологических объектов. При хорошей стабильности формы и достаточном превышении над помехами амплитуд полезных волн их уверенное отождествление в соседних

пунктах приема возможно, если разница времен прихода не превосходит половины видимого периода колебаний T_b . Это означает, что шаг каналов не должен превышать половины кажущейся длины волны λ_k :

$$\Delta x_{\text{пп}} < \lambda_k / 2 = v_k T_b / 2. \quad (8.12)$$

Отсюда видно, что переход к регистрации более высоких частот требует пропорционального сокращения шага каналов. Это необходимо также при наблюдении отражений от крутопадающих границ, отличающихся пониженными значениями кажущихся скоростей v_k .

Выбирая шаг каналов, нельзя игнорировать техническую сторону дела. Даже небольшие изменения этого параметра требуют изготовления нового комплекта сейсмического кабеля (косы), что влечет значительные материальные затраты. Поэтому в производственных условиях стремятся сохранять величину апробированного шага каналов, не варьируя ее без крайней необходимости.

В среднечастотной сейсморазведке МОВ шаг каналов составляет от 15–20 до 60–70 м. Наиболее распространена величина $\Delta x_{\text{пп}} = 50$ м, при которой шаг глубинных точек отражения вдоль профиля формально равен 25 м. Такую плотность прослеживания глубинных сейсмических объектов считают достаточной при решении широкого круга геологических задач. В то же время при малоглубинных изысканиях инженерно-геологического характера, когда можно наблюдать отражения на частотах до 200 – 300 Гц и выше, шаг пунктов приема уменьшают до 2–5 м.

Наблюдения на вертикальных профилях (ВСП, сейсмокаротаж) выполняют с шагом от 5–10 до 40–50 м, в зависимости от глубинности и детальности исследований.

В МПВ для изучения средних глубин применяют тот же шаг каналов, что в среднечастотной сейсморазведке МОВ. При наблюдениях волн, преломленной на подошве ЗМС, которые проводят на профилях МОВ для изучения строения ВЧР, шаг сейсмоприемников составляет 5–10 м, причем для повышения точности результатов точки приема, близайшие к ПВ, сгущают до интервалов 2–3 м. Профилирование МПВ в целях глубинных исследований выполняют с увеличением шага каналов до 100 – 200 м. На профилях ГСЗ пункты приема могут располагаться через 3–5 км и более. В таких случаях реализация многоканальной расстановки возможна только с применением автономных регистрирующих приборов дистанционного управления.

Количество источников, действующих с одной расстановкой, зависит прежде всего от применяемого сейсморазведочного метода. В МОВ работают, как правило, с одним источником, положение которого фиксировано относительно расстановки и определяется расположением зон прослеживаемости целевых волн. При их частичном несовпадении неизбежны компромиссные варианты, когда выбранная база приема в неодинаковой степени благоприятна для записи различных волн. Обычно удается найти подходящий интервал дистанций – с учетом возможностей подавления помех при обработке полевых записей. Тем самым фиксируется положение пункта возбуждения, который может находиться внутри расстановки, на ее фланге или за ее пределами. В МПВ для наблюдения нескольких целевых волн в области их первых вступлений приходится применять системы с несколькими парами выносных источников. Каждая их пара расположена симметрично с обеих сторон базы приема, обеспечивая получение встречных гидографов преломленной волны, что необходимо для надежного построения соответствующей сейсмической границы.

Методику многократных перекрытий применяют для ослабления регулярных и нерегулярных волн-помех. Кратность перекрытия выбирают, исходя из величины отношения сигнал/помеха на полевых записях и необходимой степени его повышения при обработке материалов по методу общей глубинной точки (п. 13.2.5). Максимальная кратность перекрытия ограничена канальностью приемной расстановки N и при работе с одним источником достигает, согласно (8.6), величины $K_{\max} = N/2$. При производственных работах МОГТ кратность перекрытия обычно составляет не менее 12–16, чаще она равна 24–30, нередко возрастает до 48–60 и в некоторых случаях бывает большей.

В 3D сейсморазведке параметры площадных СН выбирают в основном из тех же соображений, что и в 2D сейсморазведке. Это относится к определению зон прослеживаемости целевых волн, выбору оптимальных дистанций, канальности расстановки, шага пунктов приема и пунктов возбуждения, определению рациональной кратности перекрытия. Приемные линии площадной расстановки целесообразно ориентировать вкрест простирания целевых горизонтов, как это делают при линейном профилировании.

Особенность двумерных СН состоит в том, что удаления приемников от источников характеризуются не только своими величинами, но

и направлениями, т. е. дистанции являются векторами \vec{l} . Величина (модуль) дистанции l определяется выражением

$$l = \sqrt{(x_{\text{пп}} - x_{\text{ПВ}})^2 + (y_{\text{пп}} - y_{\text{ПВ}})^2} = \sqrt{l_x^2 + l_y^2}. \quad (8.13)$$

Двумерные системы наблюдений обладают пространственной направленностью, которая характеризуется спектрами дистанций для общих средних точек (бинов) исследуемой площади. Спектр дистанций можно изобразить на плане съемки в виде пучка прямолинейных отрезков с общим центром в ОСТ. Каждый отрезок по направлению и величине характеризует дистанцию соответствующей сейсмической трассы. В рациональной системе наблюдений общие средние точки (центры бинов) должны равномерно покрывать исследуемую площадь и быть достаточно однородными по спектрам дистанций в отношении их азимутов и диапазона величин. Выполнение этих требований создает наилучшие условия для обработки и интерпретации полевых материалов, обеспечивая высокую разрешенность и точность сейсмических построений. В практике 3D сейсморазведки максимальные значения дистанций варьируют, как и в 2D сейсморазведке, в пределах от 1,5–2 до 4–5 км, причем наиболее типичны значения $l_{\max} \approx 2\text{--}3$ км.

Площадные СН, как и профильные, чаще всего отрабатывают с шагом пунктов приема $\Delta x_{\text{пп}} = 50$ м. При этом шаг пунктов возбуждения $\Delta y_{\text{ПВ}}$ по линиям источников обычно составляет 50, 75 или 100 м. В результате образуются сетки ОСТ (бины) следующих типовых размеров: 25×25 , $25 \times 37,5$ или 25×50 м. Высокая плотность сейсмических данных необходима для детального исследования сложных структурных планов, трассирования тектонических нарушений, выявления локальных ловушек углеводородов, а также для эффективности процедуры миграции крутопадающих горизонтов.

Иногда для снижения стоимости 3D съемки плотность наблюдений уменьшают, например, вдвое увеличивая расстояния между линиями приема. Такие варианты могут быть приемлемы, однако при обработке их полевых материалов необходимо прибегать к дополнительной процедуре пространственной интерполяции исходных сейсмических трасс, которая требует предварительного анализа регистрируемой волновой картины.

Увеличение канальности площадных расстановок повышает производительность полевых работ и снижает стоимость 3D сейсмораз-

ведки за счет большего количества N параллельных линий приема, число которых может достигать 10–12. Во многих случаях целесообразно использовать базы приема, имеющие до 1000 каналов и более.

Полная кратность перекрытия K в площадной СН образуется как произведение продольной K_x и поперечной K_y составляющих. Для лучшего подавления волн-помех различных направлений подхода к пунктам приема необходимо организовать такую систему наблюдений, чтобы значения K_x и K_y были возможно более близкими. Например, для обеспечения $K = 24$ можно запроектировать $K_x = 6$ и $K_y = 4$, а для $K = 30$ — $K_x = 6$ и $K_y = 5$.

В общем случае, чем ближе между собой характеристики площадной системы наблюдений по осям x и y , тем она благоприятнее для получения высококачественных результатов съемки.

Опыт сейсморазведки свидетельствует, что при одинаковой кратности перекрытия площадная СН за счет двумерности своей характеристики направленности обеспечивает лучшее подавление различных волн-помех, чем линейная СН. Это позволяет в 3D съемках получать требуемое отношение сигнал/помеха при меньшей кратности перекрытия по сравнению с 2D съемками.

8.2. Возбуждение и прием упругих волн [17, 26, 51, 53]

Правильный выбор средств и условий возбуждения и приема упругих колебаний во многом обеспечивает получение полевых материалов, качество которых соответствует решаемым геологическим задачам.

8.2.1. Применение взрывных источников

В наземной сейсморазведке классическим источником, до сих пор зачастую не превзойденным по качеству получаемых материалов, является взрыв заряда ВВ в специально пробуренной скважине ниже подошвы ЗМС. Такой источник отличается простотой реализации, большой мощностью излучения, сравнительно высокочастотным спектром возбуждаемых колебаний и низким уровнем поверхностных волн-помех. Сейсмический эффект взрыва увеличивают путем укупорки заряда в скважине, заполняя ее водой или грунтом (шламом).

При взрывах в достаточно однородных коренных породах свойства реальных источников неплохо согласуются с теоретическими зависимостями для идеального сферического излучателя продольных волн (п. 1.1.2) и основными закономерностями, рассмотренными ранее (п. 3.1.5). В частности, амплитуда излучаемых колебаний только при самых слабых взрывах (десятки и первые сотни грамм ВВ) прямо пропорциональна массе заряда. По мере увеличения массы заряда Q рост амплитуды a полезных волн все более замедляется, и для больших взрывов (десятки и сотни килограмм ВВ) зависимость $a(Q)$ описывается квадратным или даже кубическим корнем из массы заряда. Преобладающая частота возбуждаемых взрывом колебаний обратно пропорциональна кубическому корню из массы заряда, что также свидетельствует в пользу применения, по-возможности, малых взрывов, генерирующих более высокочастотный спектр упругих колебаний. Снижение сейсмической эффективности крупных одиночных зарядов ВВ делает целесообразным группирование зарядов меньшей массы.

Следует отметить, что в обычных условиях проведения сейсморазведки, когда полезные волны наблюдаются на больших удалениях от источника, зависимость их спектра от величины заряда в значительной степени нивелируется из-за поглощающих свойств горных пород, ослабляющих преимущественно высокочастотные колебания. Тем не менее в благоприятных сейсмогеологических условиях удавалось с помощью сверхмалых зарядов (десятки грамм ВВ) получать при нефтепоисковых работах высокочастотные (около 100 Гц) отражения с глубины нескольких километров.

Взрыв компактного заряда ВВ в однородной среде образует простой по форме и довольно короткий (1–1,5 видимых периодов) импульс упругих колебаний, который распространяется во все стороны в качестве прямой продольной волны. Проникая в глубину разреза, он порождает вторичные полезные волны (отраженные, преломленные) такой же простой формы, что благоприятно для интерпретации наблюдаемого сейсмического поля. Однако в реальных условиях вблизи очага взрыва почти всегда присутствуют сейсмические границы, на которых первичный импульс испытывает отражения в непосредственной близости от места своего образования. Наиболее резкой границей является подошва ЗМС, отличающаяся очень большим перепадом скоростей и создающая интенсивную волну, называемую спутником. Сильные отражения могут также наблюдаваться от дневной поверхности и

от контрастных литологических контактов в верхней части разреза. Эти отражения образуются с очень небольшими временными сдвигами, не превосходящими длительности первичного импульса. В результате вместо него в качестве падающей волны вниз уходит значительно более протяженное интерференционное колебание, порождающее вторичные волны подобного же характера. Это обстоятельство ставится учитывать при выборе глубины погружения заряда под ЗМС. Если расположить его на четверть длины волны ниже подошвы зоны, то возникающая здесь волна-спутник будет запаздывать на половину периода относительно исходного импульса и сложится с ним синфазно, поскольку из-за «потери полуволны» спутник имеет обратную полярность.

Изложенные выше соображения служат теоретическими ориентирами при решении задачи оптимизации параметров взрывного источника, которую приходится решать на каждой новой площади проведения сейсморазведочных работ. Из-за сложности и изменчивости поверхностных сейсмогеологических условий эту задачу решают путем выполнения серии опытных наблюдений волнового поля при варьировании глубины взрыва h_B и величины заряда Q . В качестве оптимальных принимают такие значения h_B и Q , при которых наблюдаются полезные волны, наиболее простые по форме и интенсивные относительно волн-помех.

Масса зарядов, применяемых в сейсморазведочной практике, варьирует в широких пределах. В МОВ она обычно составляет от 0,2–0,4 до 10–20 кг, в МПВ заряды могут быть значительно больше, достигая сотен килограмм при проведении глубинных сейсмических зондирований. Изготавливая заряды, следует придавать им, по-возможности, компактную изометрическую форму. Заряды, вытянутые по стволу скважины, ухудшают качество источника продольных волн и создают более интенсивные поверхностные помехи.

Для улучшения качества регистрируемой волновой картины применяют группирование источников, т. е. одновременный взрыв n зарядов, размещенных вдоль одной линии или на некоторой площади. Соответственно различают линейные (продольные или поперечные) и площадные группы источников. Они создают ряд полезных эффектов:

1. Эффект направленности интерференционной системы источников, избирательно усиливающий или ослабляющий регулярную волну в зависимости от соотношения ее кажущейся длины и длины базы групп-

пы (п. 13.2.3). В МОВ линейные продольные группы источников используют для подавления среднескоростных волн-помех, а линейные поперечные группы – для ослабления боковых волн-помех.

2. *Статистический эффект группы источников*, повышающий интенсивность регулярных полезных волн относительно уровня нерегулярных и случайных волн-помех (п. 13.2.3). Этот эффект пропорционален \sqrt{n} , и для существенного ослабления случайных помех необходимо большое количество зарядов, компактное размещение которых обеспечивает площадное группирование.
3. *Амплитудный сейсмический эффект группирования*, вызванный нелинейной зависимостью интенсивности полезных волн от массы заряда: значительное увеличение заряда вызывает сравнительно малый прирост амплитуды колебаний. Поэтому деление одного большого заряда на n малых должно давать тем больший амплитудный эффект, чем дальше от линейной функции зависимость $a(Q)$ в области исходного заряда и чем больше величина n . Однако следует учитывать, что для каждого заряда в группе необходимо бурить отдельную скважину.
4. *Частотный сейсмический эффект группирования*, обусловленный повышением преобладающей частоты колебаний с уменьшением массы единичного заряда. Вследствие частотно-избирательного поглощения в горных породах этот эффект обычно слабо проявляется при наблюдениях на больших удалениях от источников. К тому же он может компенсироваться *эффектом низкочастотной фильтрации*, который создает группа источников при нарушении синфазности излучаемых колебаний из-за локальных неоднородностей ВЧР и неровностей рельефа.
5. *Эффект осреднения условий возбуждения*, благодаря которому при групповых источниках амплитудные и частотные характеристики излучаемых волн оказываются более стабильными, чем при одиночных взрывах. Этот фактор благоприятен для совместной обработки множества наблюдений, получаемых при сейсмической съемке.

Группируемые заряды располагают настолько близко друг от друга, чтобы образующиеся при взрыве зоны разрушения и остаточных деформаций не соприкасались. В противном случае эффект группирования может существенно снизиться. Это обстоятельство следует учитывать при выборе расстояний между соседними зарядами в группе. Также необходимо учитывать, что увеличение числа зарядов в группе приводит к

возрастанию объемов бурения и замедлению работ на профиле. Иногда увеличение объема буровых работ может быть отчасти скомпенсировано уменьшением глубины взрывных скважин. Однако в большинстве случаев группирование взрывов влечет за собой значительное удорожание работ, вследствие чего его применяют тогда, когда иные средства улучшения качества записи оказываются недостаточными.

Помимо скважин для взрывного возбуждения волн используют неглубокие *шпуры* и *шурфы*. Иногда применяют *накладные заряды на поверхности земли* и *воздушные взрывы подвесных зарядов*. Обычно использование этих источников вынуждено отсутствием средств бурения или сложными условиями проходки взрывных скважин – каменистые плато, песчаные пустыни и т. п. Такие взрывы порождают очень сильные звуковые и поверхностные волны и имеют сравнительно низкий сейсмический эффект, поскольку очень малая доля энергии источника идет на возбуждение полезных волн.

Стремление избавить взрывную сейсморазведку от необходимости дорогостоящего бурения скважин привело к использованию *непрерывных рассредоточенных источников*, каковыми являются, в частности, взрывы линий детонирующего шнура (ЛДШ). Каждая линия может содержать несколько ниток детонирующего шнура и иметь протяженность в десятки метров. Один метр нитки ДШ содержит 10–15 г ВВ бризантного типа. Обычно ЛДШ располагают в приповерхностном слое – в специально прорезанной щели глубиной около 0,5 м. У такого источника малая плотность воздействия на среду компенсируется его большой поверхностью, в результате чего общий эффект взрыва оказывается значительным. ЛДШ является *линейным источником*, обладая, как и групповые взрывы, пространственной характеристикой направленности. Взрывы ЛДШ из-за сильных звуковых и поверхностных волн требуют применения систем наблюдений с выносными пунктами возбуждения. Оптимальные параметры источников, использующих ЛДШ, подбирают путем опытных работ, варьируя длину линии, количество ниток в ней, иногда – глубину укладки шнура в грунт.

Рассмотренные выше взрывные источники различных типов возбуждают не только продольные волны *P*, но и поперечные волны типа *SV*, поляризованные в вертикальной плоскости. Для возбуждения горизонтально поляризованных поперечных волн типа *SH* источник должен производить одностороннее горизонтальное воздействие на

вмещающую среду. Асимметрию взрывного источника волн *SH* создают, помещая небольшой заряд у одной стенки шурфа и засыпая рыхлым грунтом весь его объем до противоположной стенки с тем, чтобы на нее воздействие взрыва оказалось минимальным. Подобным же образом в траншее с использованием ЛДШ устраивают распределенный источник волн *SH*. Однако такие взрывы порождают не только поперечные, но и продольные волны сопоставимой интенсивности, мешающие прослеживанию целевых волн *SH*. Чтобы избавиться от этих помех, применяют простой и эффективный способ вычитания записей разнополарных воздействий источника. Для этого при одной расстановке горизонтальных у-сейсмоприемников записывают два взрыва с зарядами, расположенными у противоположных боковых стенок шурфа (траншеи). На получаемых сейсмограммах волны *SH* имеют взаимно противоположные фазы, в то время как у волн *P* фазы колебаний не изменяются. При вычитании одной сейсмограммы из другой поперечные волны *SH*, складываясь синфазно, вдвое усиливаются, а продольные волны *P*, складываясь противофазно, обнуляются. Если же произвести суммирование обеих сейсмограмм, то эффект будет обратным – поперечные волны обнуляются, а продольные, складываясь синфазно, удваиваются по амплитуде.

8.2.2. Применение невзрывных источников

Высокая опасность и экологическая ущербность взрывов вынуждают искать им подходящую замену. Альтернативные средства возбуждения упругих колебаний получили название *невзрывных источников*. На акваториях сейсморазведку проводят только с такими источниками, на сущее их доля в объеме полевых работ составляет около 50%. Применяют два типа невзрывных источников – импульсного и вибрационного действия (п. 3.1.5).

В сухопутной сейсморазведке для импульсного возбуждения колебаний были разработаны газодинамические установки, смонтированные на базе автомобиля или трактора (ГСК-6, ГСК-6М, ГСК-10, СИ-32, СИ-64). Энергия взрыва газовой смеси (пропана или бензина с кислородом) в рабочем цилиндре передается на грунт через поршень с ударной плитой. Такого типа установки имеют от одного до четырех излучателей, обеспечивая энергию воздействия до 100 кДж при диапазоне частот 10–60 Гц.

Сейсмическую эффективность импульсных поверхностных источников оценивают тротиловым эквивалентом – массой заряда *ВВ*, дающего полезную энергию той же величины при взрыве в скважине на оптимальной глубине. Даже для наиболее мощных невзрывных источников тротиловый эквивалент редко превышает 20–30 г, что недостаточно для записи полезных волн от глубоких горизонтов. Поэтому используют линейную или площадную группу из 4–6 и более идентичных установок и при этом осуществляют синхронное накапливание многократных воздействий группового источника – от 4–8 до нескольких десятков ударов. В результате обычно удается получать сейсмический материал, который по интенсивности полезных волн не уступает взрывному возбуждению, хотя нередко отличается от последнего более низкочастотным спектром колебаний.

Работа газодинамических установок затруднена при низких отрицательных температурах. В этих условиях имеют преимущество пневматические (ГСК-10С) и гидропневматические (ГПИ-2, ГПИ-3) источники, использующие энергию сжатого воздуха и экологически более чистые. Для импульсного воздействия были разработаны также другие типы источников – электродинамические, реализующие энергию мощного электрического разряда в систему статор-якорь («Сейсмодин»), механические, использующие воздействие падающего груза (ПГЭ-5) и др.

При наземных сейсморазведочных работах импульсные невзрывные источники применяются теперь в небольших объемах, уступив место более эффективным источникам вибрационного действия. С их внедрением возникла вибрационная сейсморазведка, имеющая свои принципиальные, технические и методические особенности (п.п. 3.1.5 и 7.4.2).

Принцип вибрационной сейсморазведки иллюстрируется на рис. 8.7, где в соответствии с формулой (6.2) построена синтетическая трасса. Здесь дана модель импульсной трассы $\tilde{a}(t)$, на которой зафиксированы времена прихода t_k и относительные амплитуды a_k нескольких отраженных волн. Модель виброграммы $y(t)$ получена сверткой импульсной трассы с линейно-частотно-модулированным (ЛЧМ) свинцом $f(t)$ и представляет собой наложение колебаний этой формы, амплитуды и временные сдвиги которых определены импульсной трассой:

$$y(t) = \tilde{a}(t) * f(t). \quad (8.14)$$

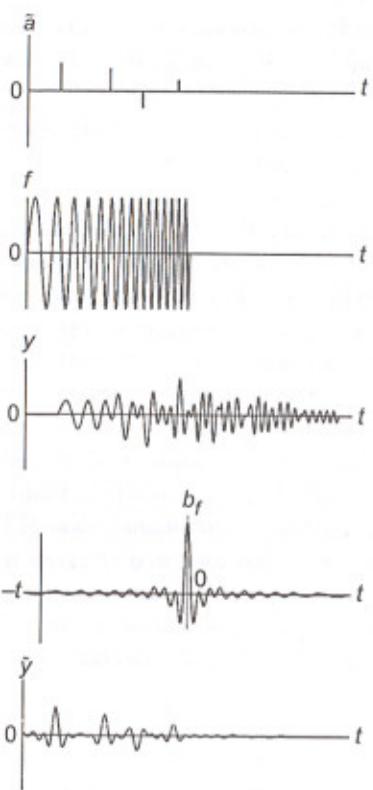


Рис. 8.7. Принцип действия вибрационной сейсморазведки

На виброграмме невозможно визуально выделить составляющие волны из-за их тесной интерференции. Для решения этой задачи вычисляют коррелограмму – функцию взаимной корреляции $\tilde{y}(t)$ между виброграммой $y(t)$ и свип-сигналом $f(t)$. Поскольку процедура взаимной корреляции эквивалентна ретросвертке, т. е. свертке с обращенной во времени функцией, то имеем

$$\tilde{y}(t) = y(t) * f(-t) = \tilde{a}(t) * f(t) * f(-t) = \tilde{a}(t) * b_f(t), \quad (8.15)$$

где $b_f(t) = f(t) * f(-t)$ – автокорреляционная функция (АКФ) свип-сигнала. Как видно, коррелограмма оказывается последовательностью

сравнительно коротких сигналов формы $b_f(t)$, местоположение и амплитуда которых соответствуют импульсной сейсмограмме $\tilde{a}(t)$. Особенностью нульфазовой функции автокорреляции является то, что она симметрична относительно своего центра, где ее амплитуда достигает максимального значения.

Полная длительность АКФ свип-сигнала равна удвоенной протяженности последнего, причем основная энергия колебаний сосредоточена в средней части АКФ – в области ее главного максимума. Однако колебания в ее периферийных частях могут создавать на коррелограмме заметный фон помех для соседних волн, называемый *корреляционным шумом*. Он препятствует обнаружению слабых полезных волн в соседстве с наиболее сильными волнами. *Корреляционные шумы ограничивают динамический диапазон вибрационной сейсморазведки* и требуют учета при выборе параметров свип-сигнала: чем короче во времени главный максимум его АКФ и относительно слабее последующие ее экстремумы, тем больше временная и амплитудная разрешенность получаемой волновой картины и выше ее геологическая информативность.

ЛЧМ-сигнал развертки представляет собой квазигармоническое колебание $f(t)$ постоянной амплитуды a , частота ν которого в течение времени излучения θ изменяется с постоянной скоростью c от начального значения ν_H до конечного значения ν_K :

$$f(t) = a \cos [2\pi\nu(t)t + \varphi], \quad (8.16)$$

где $\nu(t) = \nu_H + ct$, $c = \Delta\nu/\theta = (\nu_K - \nu_H)/\theta$, φ – начальная фаза. В процессе развертки частота колебаний может возрастать (*развертка вверх*) – $\nu_H = \nu_{\min}$, $\nu_K = \nu_{\max}$ или убывать (*развертка вниз*) – $\nu_H = \nu_{\max}$, $\nu_K = \nu_{\min}$. Длительность свип-сигнала достигает 10–20 с и более при частотном диапазоне вибрации от 5–10 до 150–250 Гц. Поскольку длительность колебаний примерно на два порядка превышает их периоды, форма амплитудного спектра ЛЧМ-сигнала близка к прямоугольной, т. е. спектр практически равномерен в диапазоне $\nu_{\min} - \nu_{\max}$.

Нормированная автокорреляционная функция ЛЧМ сигнала с достаточной точностью выражается формулой

$$b_f(\tau) = \frac{\sin \pi \Delta \nu \tau}{\pi \Delta \nu \tau} \cos 2\pi \nu_{cp} \tau, \quad (8.17)$$

где $\nu_{cp} = (\nu_{\min} + \nu_{\max})/2$ – средняя частота сигнала. Эта функция представляет собой амплитудно-модулированное гармоническое колеба-

ние. Первый сомножитель описывает его огибающую, второй – несущую гармонику. При нулевом аргументе ($\tau = 0$) функция имеет максимальное значение – главный максимум $b_{f \max} = b_f(0) = 1$. С увеличением τ амплитуда периферийных экстремумов линейно убывает.

В области главного максимума видимый период T_b колебаний импульса (8.17) определяется средней частотой v_{cp} свип-сигнала: $T_b = 1/v_{cp}$. Интенсивность главного максимума, по сравнению с уровнем боковых экстремумов, тем выше, чем шире спектральный диапазон свип-сигнала Δv . Согласно теоретическим расчетам и экспериментальным данным, для получения удовлетворительных по разрешенности коррелограмм частотный диапазон свип-сигнала должен составлять не менее двух октав, т. е. $v_{\max} \geq 4v_{\min}$. Для ЛЧМ-сигналов предельная величина отношения $\Delta v/v_{cp}$ равна 2. В практике вибрационной сейсморазведки используют сигналы, для которых это отношение варьирует в интервале 0,6–1,6.

При резком начале и резком окончании ЛЧМ-сигнала на краях его частотного диапазона возникают специфические искажения, нарушающие равномерность спектра. Эти искажения устраняют путем плавного наращивания и плавного снижения амплитуды свип-сигнала на его краях, где огибающая приобретает коническую форму.

Форма возбуждаемых вибратором упругих колебаний определяется не только свип-сигналом, но и фильтрующим действием механической системы излучатель-грунт. Аналогично рассмотренному ранее импульсному возбуждению здесь также существует *собственная частота колебаний* $\omega_0 = 2\pi v_0$, которая зависит от упругих свойств среды и участвующих в движении масс рабочей плиты и присоединенного грунта. В результате спектр возбуждаемых в грунте колебаний приобретает резонансный характер в окрестностях частоты, которая большей частью находится в пределах 25–35 Гц.

Другой причиной существенного отличия приходящих из глубины волн от исходного свип-сигнала является частотнозависимое поглощение колебаний в реальной геологической среде, особенно – в верхней части разреза. Из-за этого амплитуды наблюдаемых колебаний систематически уменьшаются с увеличением частоты. В результате функция их взаимной корреляции с исходным сигналом развертки может заметно отличаться от функции автокорреляции последнего, что ухудшает качество коррелограмм.

Существует возможность корректировать спектр возбуждаемых колебаний, увеличивая излучаемую энергию на тех частотах, которые сильнее поглощаются средой. При стандартных источниках ЛЧМ-сигналов желаемый эффект можно получить путем добавления к исходному свип-сигналу еще одного или нескольких свип-сигналов в диапазоне частот, требующих усиления. Такой сигнал называют *комбинированным*, или *комби-свипом*. Используют также *нелинейные свип-сигналы*, в которых амплитуда колебаний так или иначе возрастает с частотой.

Из-за неупругих деформаций среды механическая система плитагрунт проявляет заметную нелинейность: наряду с задаваемыми колебаниями вибратор излучает паразитные колебания кратных частот. При корреляции полевых виброграмм с исходным свип-сигналом эти высокочастотные компоненты создают на коррелограммах специфические помехи в виде цуга сравнительно слабых волн, которые называют *гармониками*. Расположение паразитных гармоник относительно соответствующей реальной волны зависит от направления развертки свип-сигнала. При развертке вниз гармоники появляются после реальной волны и могут мешать обнаружению более слабых полезных волн, приходящих в это время. При развертке вверх гармоники возникают на коррелограмме раньше соответствующей реальной волны и не создают столь серьезных осложнений волновой картины. По этой причине *на практике обычно применяют развертку вверх*, которая к тому же оказывается более благоприятной для работы гидросистемы вибратора и его взаимодействия с грунтом.

С целью увеличения мощности и создания направленного излучения *вибрационные источники, как и импульсные, применяют группами с синхронным накоплением многократных воздействий.* Это позволяет получать материалы, которые по качеству часто не уступают взрывной сейсморазведке, а иногда и превосходят ее. При использовании невзрывных источников наиболее технологичны и производительны линейные группы, когда генерирующие колебания установки перемещаются по профилю в один ряд. Из-за высокой стоимости этих установок их количество N , работающее с одной сейсмостанцией, весьма ограничено – как правило, не более 4–5.

Теория группирования сейсмических источников и приемников излагается ниже (п. 13.2.2-3), здесь же мы отметим лишь некоторые моменты, специфичные для методики невзрывной сейсморазведки. Параметрами группирования источников являются количество элемен-

тов группы n и их шаг по профилю δl . Они определяют длину базы группирования $L = (n - 1)\delta l$. Для увеличения суммарной энергии колебаний при записи одной сейсмограммы каждый источник производит m синхронных воздействий, количество которых на одной точке обычно составляет от 4–6 до 10–12. Увеличение m ограничено прежде всего тем, что пропорционально возрастает время записи каждой сейсмограммы и снижается производительность работ.

Если для получения сейсмограмм требуемого качества достаточна группа, в которой число элементов n не превосходит количества N одновременно работающих источников, то используют *однопозиционную методику* их группирования: каждый источник отрабатывает пункт возбуждения на одной точке, не меняя своего положения. При этом расстояние Δl между соседними вибраторами на профиле равно необходимому шагу δl элементов группы ($\Delta l = \delta l$). На рис. 8.8, *a* показан пример конфигурации такой линейной группы при $n = N = 4$ с длиной базы $L = 3\Delta l = 3\delta l$. Координатой ПВ на профиле является центр базы группы.

Если требуется группа с количеством элементов большим, чем число вибраторов ($n > N$), то применяют *многопозиционную методику* группирования источников. После некоторого числа синхронных воздействий на точке все вибраторы, как единое целое, меняют позицию, сдвигаясь по профилю на шаг δl , который может быть меньше расстояния между ними Δl или равен ему. На рис. 8.8, *b*, *v* показаны два примера конфигураций таких групп при том же количестве источников $N = 4$. В одном случае вибраторы меняют 4 позиции, сдвигаясь на расстояние $\delta l = \Delta l/4$. Получаемый результат эквивалентен действию простой (однопозиционной) группы из $n = 16$ элементов с шагом δl и длиной базы $L = 15\delta l$. В другом случае при той же исходной позиции сдвиг вибраторов равен расстоянию между ними ($\delta l = \Delta l$). При этом образуется группа из $n = 7$ элементов с шагом δl и длиной $L = 6\delta l$. Особенностью группы является ее *неоднородность* из-за неодинакового числа воздействий в разных точках. Действительно, если в каждой точке каждый источник производит m синхронных воздействий, то в центральном элементе группы их суммарное количество равно $4m$, в соседних элементах с обеих сторон – $3m$, далее – $2m$ и, наконец, в крайних элементах – m . Группу с таким свойством называют *треугольной*. По эффекту направленности она отличается от *однородных* групп, каковыми являются два предыдущих примера (п. 13.2.2).

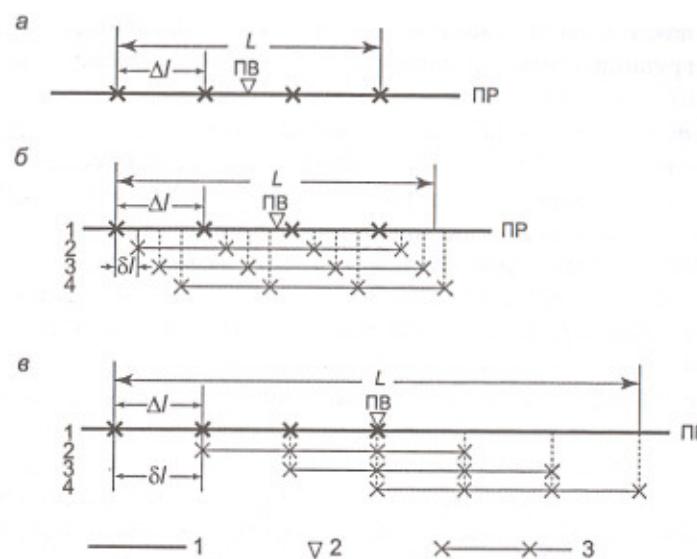


Рис. 8.8. Примеры конфигураций линейных групп невзрывных источников:
1 – линия профиля; 2 – координата пункта возбуждения;
3 – позиция источников на профиле

Благодаря большой помехоустойчивости вибросейсмические системы успешно действуют в условиях высокого уровня внешних помех, что позволяет проводить работы в населенных пунктах и промышленных зонах. Помехоустойчивость характеризуется величиной r относительного ослабления случайных помех, т. е. *статистическим эффектом* применяемой методики. Помехоустойчивость вибрационной сейсморазведки, реализуемая на стадии полевых наблюдений, можно выразить формулой

$$r = C N \sqrt{\Delta v T m k}, \quad (8.18)$$

где C – корректирующий коэффициент, учитывающий снижение теоретически возможного эффекта из-за отличия реальных условий работы от идеальных – его величину обычно оценивают в пределах $C = 0,5 \pm 0,15$; N – количество одновременно работающих вибраторов; Δv и T – ширина спектра и длительность свип-сигнала соответственно; m – количе-

ство накапливаемых воздействий от каждого источника; k – количество группируемых сейсмоприемников. Из этого соотношения следует, что *помехоустойчивость наиболее чувствительна к изменению количества синхронно работающих вибраторов*.

Взаимодействие на профиле группы вибраторов с сейсмостанцией и синхронизацию их работы обеспечивает по радиосвязи *система управления сейсмическими источниками* (п. 7.4.2).

Подбор параметров возбуждения упругих колебаний – вида свип-сигнала и его длительности, полосы частот, конфигурации группы излучателей, кратности накапливания – выполняют путем опытных наблюдений, предваряющих производственные работы на новых площадях. Область применения вибрационных источников расширяется – их используют для возбуждения не только продольных и обменных волн, но и поперечных волн типа *SH*.

В морской сейсморазведке наиболее распространены *пневматические излучатели*, в которых импульсы создает сжатый воздух, выпускаемый в воду из рабочей камеры. В предшествующих главах были изложены физические основы такого способа возбуждения упругих волн (п. 3.1.5) и описано устройство воздушной пушки (п. 7.4.3). С увеличением объема ее рабочей камеры возрастает мощность источника, но снижается преобладающая частота излучаемого импульса. Обычно с помощью пневмоисточников изучают средние и большие глубины (до 5–6 км) под морским дном в диапазоне частот 10–60 Гц.

Пневмоизлучатели работают малыми и большими группами, параметры которых подбирают опытным путем. При этом варьируют площадную конфигурацию группы, количество излучателей и относительные задержки их срабатывания, объемы камер и глубины их погружения. *Оптимизируя группу пневмоисточников, можно добиться увеличения излучаемой мощности при расширении спектра импульса и снижении относительной интенсивности повторных ударов*. Энергетические и спектральные характеристики этих источников зависят от глубины их погружения, которая обычно близка к четверти длины волны и составляет около 10 м. Для работ на мелководье используют групповые пневматические источники малого погружения.

При *непрерывном сейсмоакустическом профилировании* (НСАП), когда исследуют сравнительно небольшие глубины, применяют *электроискровые источники – спаркеры*, излучающие частоты до 1000 Гц и выше. Они реализуют эффект электрогидравлического удара, созда-

ваемый мощным электрическим разрядом в водной среде. Групповые источники этого типа могут состоять из десятков и даже сотен точечных излучателей.

Водная среда сравнительно однородна, и в ней распространяются только продольные волны. Условия *возбуждения упругих колебаний на акваториях* более благоприятны, чем на суше – они проще и стабильнее. Это положительно сказывается на качестве полевых материалов и, следовательно, – на геологической информативности результатов сейсморазведки.

8.2.3. Прием и запись колебаний

На прием упругих колебаний влияют частотные характеристики сейсмоприемников, условия их установки на грунте и параметры группирования.

При рассмотрении теории сейсмоприемников (п. 7.2) отмечалось, что они с наименьшими искажениями преобразуют колебания, превосходящие их собственную частоту, и ослабляют относительно низкочастотные гармоники. Это обстоятельство учитывают при выборе подходящих приборов для полевых работ.

Выбор собственной частоты сейсмоприемника v_0 для используемых на практике приборов определяется решаемыми задачами и соотношением спектров полезных и мешающих волн. При среднечастотных работах МОВ на продольных волнах (региональных, нефтегазопоисковых), которые составляют основной объем всех сейсмических исследований, обычно применяют вертикальные сейсмоприемники (СВ) с $v_0 = 8\text{--}10$ Гц. Когда интенсивность низкочастотных поверхностных волн-помех очень высока, а глубина исследований не слишком велика, более эффективным может оказаться использование приемников с собственной частотой 20 и 30 Гц. При изучении глубин, измеряемых сотнями метров (рудные, угольные, гидрогеологические задачи) могут применяться приборы с собственной частотой 40 и 60 Гц. Наконец, для малоглубинных (до 100–150 м) изысканий (инженерно-геологических, геоэкологических, археологических) предназначены сейсмоприемники с $v_0 = 100$ Гц. Региональные работы МПВ проводят с приемниками, собственная частота которых составляет 5–10 Гц, а наиболее глубинные исследования ГСЗ и МОВЗ выполняют со специальными низкочастотными приборами с $v_0 = 1\text{--}3$ Гц.

Наблюдения поперечных волн осуществляют горизонтальными сейсмоприемниками. Выбирая их собственную частоту, следует учитывать, что поперечные волны имеют более низкочастотные спектры колебаний, чем продольные.

Важную роль играют условия установки сейсмоприемника: корпус прибора и окружающий грунт образуют дополнительную колебательную систему, собственная частота которой зависит от упругих свойств грунта, массы прибора, его размеров и характера контакта с почвой. Эта частота возрастает при уменьшении массы приемника и увеличении поверхности его соприкосновения с почвой. Чтобы уменьшить поглощение упругих колебаний в наиболее рыхлом верхнем слое почвы, приемники устанавливают в неглубоких ямках или втыкают в землю на штырях. На достаточно жестких грунтах собственная частота контактной системы превышает 100–200 Гц и резонансный пик ее частотной характеристики обычно находится за пределами рабочего диапазона частот. На грунтах очень малой жесткости (рыхлые пески, заболоченные торфяники и т. п.) резонансная частота может снижаться до 20–40 Гц, существенно искажая волновую картину. В случае необходимости прибегают к таким приемам, как заглубление приборов или установка их на забитых в слабый грунт кольях, хотя эти меры неизбежно сказываются на производительности и стоимости полевых работ. Необходимо подчеркнуть, что небрежная установка приемников является причиной низкого качества получаемых записей, и эти потери невосполнимы на последующих этапах сейсморазведочного процесса.

Группирование сейсмоприемников является важным методическим арсеналом, особенно широко применяемым в МОВ, где на один канал работают до $n = 20\text{--}30$ приборов. В группе сейсмоприемники соединяют последовательно или последовательно-параллельно. В последнем случае снижается чувствительность канала, зато уменьшается уровень электрических наводок на соединительную линию из-за уменьшения ее сопротивления.

На практике используют линейные (продольные или поперечные) и площадные группы приемников, обычно – с приборами одинаковой чувствительности (однородные группы). Группирование приемников создает полезные эффекты – направленности, статистический, осреднения условий установки. Формально эти свойства аналогичны эффектам группирования источников, рассмотренным выше, и описывают-

ся теми же количественными соотношениями. Линейные продольные группы приемников подавляют низкоскоростные помехи поверхностиного типа, длины волн которых измеряются единицами и десятками метров. Максимальные длины подавляемых волн определяют величину базы группы $L = (n - 1)\Delta x$, а минимальные – шаг Δx приборов в группе. Оптимальные параметры n и Δx таких групп сначала рассчитывают по известным формулам, исходя из априорных сведений о волнах-помехах (п. 12.2.3), а затем уточняют в ходе полевых экспериментов. Наибольший статистический эффект группирования достигает величины \sqrt{n} , позволяя значительно снижать относительный уровень микросейсм и других нерегулярных помех. В этом отношении рационально площадное группирование приборов, позволяющее при больших n избегать нежелательного перекрытия баз соседних групп.

Группированию приемников, как и источников, присущ эффект низкочастотной фильтрации. Он обусловлен относительными сдвигами времен прихода волн к отдельным приборам группы из-за неровностей рельефа и неоднородностей строения ВЧР. Этот нежелательный эффект возрастает с увеличением размеров группы и может заметно ослаблять высокочастотные компоненты полезных волн. Поэтому с развитием высокоразрешающей сейсморазведки усиливается тенденция к сокращению размеров групп – вплоть до использования одиночных приборов.

В методе отраженных волн линейное продольное группирование сейсмоприемников применяют практически повсеместно при 2D и 3D съемках. Следует обратить внимание на существенные отличия в эффекте линейного группирования приемников при профильных и площадных системах наблюдений. Во втором случае, в отличие от первого, для каждого пункта приема направления на различные пункты возбуждения не остаются постоянными и могут варьировать по всему кругу. При этом каждый раз изменяется угол между направлением на источник и осью линейной группы приемников. В результате существенно изменяется эффект направленности группы по отношению к регулярным волнам – как полезным, так и помехам. Это приводит к неравенству условий приема одних и тех же волн при записи различных сейсмограмм, что неблагоприятно для последующей динамической интерпретации волновой картины. Поэтому в 3D сейсморазведке целесообразно сокращать длину базы линейного группирования приемников или, еще лучше, переходить на их площадное группирова-

ние, имеющее сравнительно однородную пространственную характеристику направленности.

Методика полевых сейсморазведочных работ включает также выбор оптимальных параметров цифровой записи, к которым относятся: шаг дискретизации колебаний, коэффициент предварительного усиления, частотная фильтрация. Шаг дискретизации Δt ограничивает спектр записываемых колебаний максимальной частотой $v_{\max} \approx (0,25 - 0,35)/\Delta t$ (п. 7.1.2). В среднечастотной сейсморазведке обычно используют $\Delta t = 2$ мс, что обеспечивает запись до частот 125–180 Гц. При работе с неизрывными поверхностными источниками спектр отражений от глубоких целевых горизонтов часто не содержит частот выше 60–80 Гц, что позволяет записывать их при $\Delta t = 4$ мс. Увеличение шага дискретизации пропорционально уменьшает объем полевых записей, снижая стоимость их хранения и обработки.

Уровнем чувствительности сейсмогенерирующего канала управляют, изменяя коэффициент предварительного усиления. Он должен быть согласован с интенсивностью возбуждаемых источником колебаний и уровнем наблюдаемых микросейсм (п. 7.1.2). Правильный выбор чувствительности каналов сейсмостанции обеспечивает рациональное использование всего динамического диапазона цифровой записи. Оптимальную чувствительность подбирают путем опытных наблюдений.

Принципиальные моменты частотной фильтрации при записи обсуждались ранее (п. 7.1.2). Целесообразно фиксировать волновую картину с наименьшими искажениями, т. е. не фильтровать ее до записи, работая на «открытом канале». Однако в присутствии очень сильных помех из-за ограниченности мгновенного динамического диапазона полевой аппаратуры невозможна удовлетворительная запись полезных волн без предварительного ослабления мешающих колебаний. В таких условиях экспериментально подбирают оптимальную фильтрацию записи и стараются сохранить ее неизменной на всей исследуемой площади. В случае вынужденной смены фильтров записи в ходе полевых работ необходимо на некотором общем интервале профиля получить сейсмограммы при старом и новом вариантах фильтрации, чтобы впоследствии учесть фазовый сдвиг, вносимый сменой фильтров.

Контрольные вопросы

- Перечислите варианты систем наблюдений различной размерности и компонентности.
- Назовите основные конфигурации линейных баз наблюдений и укажите определяющие их параметры.
- Какой параметр системы наблюдений определяет шаг средних точек?
- Какими параметрами линейной системы наблюдений определяется кратность перекрытия профиля и от чего зависит ее максимальное значение?
- Изобразите на обобщенной плоскости линейную 6-кратную систему наблюдений с фланговой расстановкой.
- Как определяется кратность перекрытия площадной системы наблюдений крестового типа?
- Что такое бин и от чего зависят его размеры при площадной системе наблюдений?
- В чем заключается существенное различие систем наблюдений МОВ и МПВ?
- Почему при высокочастотной сейсморазведке шаг каналов приемной расстановки должен быть меньше, чем в случае низкочастотной сейсморазведки?
- Как зависят амплитуда и преобладающая частота колебаний, возбуждаемых взрывным источником, от массы заряда ВВ?
- Почему при возбуждении упругих волн заряд ВВ стараются поместить под подошву ЗМС на четверть преобладающей длины волны?
- Перечислите полезные эффекты, создаваемые группированием взрывных источников упругих волн.
- Как возбуждают взрывным источником поперечные волны типа SH?
- В чем заключается принцип вибрационной сейсморазведки и чем отличается коррелограмма от виброграммы?
- Почему по величине динамического диапазона полезных волн вибрационная сейсморазведка уступает взрывной?
- Что такое ЛЧМ-сигнал в вибрационной сейсморазведке и почему наряду с ним иногда используют нелинейные свип-сигналы?

17. Почему в практике вибрационной сейсморазведки обычно применяют «развертку вверх»?
18. Чем объяснить высокую помехоустойчивость вибрационной сейсморазведки и какими факторами определяется ее статистический эффект?
19. Перечислите полезные эффекты группирования сейсмоприемников и укажите, в каких случаях применяют линейные продольные, линейные поперечные и площадные группы.
20. Из каких соображений выбирают шаг дискретизации при цифровой записи сейсмических колебаний?

Глава 9. Технология, организация и экономика сейсморазведочных работ

Геологическая и экономическая эффективность дорогостоящих сейсморазведочных исследований могут быть обеспечены только при их четкой организации и строгом соблюдении технологии полевых работ.

9.1. Технология полевых работ [10, 15, 26, 37, 50, 51, 55]

Понятие технологии полевых работ объединяет операции подготовки и производства сейсмических наблюдений. Они имеют существенные различия в зависимости от сферы проведения сейсморазведки – на суше, на акватории или во внутренних точках среды (скважинах, горных выработках).

9.1.1. Наземная сейсморазведка

Независимо от размерности системы наблюдений (2D или 3D) пункты возбуждения и приема стремятся располагать вдоль прямолинейных профилей, что способствует равномерной детальности изучения геологических объектов и высокой производительности полевых работ. Линии возбуждения и приема колебаний прокладывают и обустраивают заранее, чтобы обеспечить беспрепятственное движение по ним транспортных средств, перевозящих аппаратуру и оборудование. Это особенно важно при съемках на труднодоступной местности, а также при работах в зимнее время. В неблагоприятных поверхностных условиях (пересеченная и заболоченная местность, застроенные и запретные участки) приходится отказываться от прямолинейности профилей, совмещать их с криволинейной дорожной сетью и т. п.

Наиболее трудоемкой операцией при получении полевых материалов является подготовка сейсмической расстановки, состоящая в раскладывании по профилям кабельных линий и установке вдоль них множества сейсмоприемников, подключаемых к линии. В 2D сейсморазведке раскладывают многожильный сейсмический кабель, называе-

мый сейсмической косой, с контактными клеммами для сейсмоприемников. Каждый канал записи обеспечен одной парой проводов в косе. В маркировке сейсмического кабеля (КСПВ-27, КЦПВ-74 и др.) числа обозначают количество жил в нем. Их делают из стальеменной проволоки, имеющей высокую механическую прочность при хорошей электропроводности. Сейсмический кабель должен быть достаточно легким и износостойким, поскольку его часто перемещают, перетаскивая вдоль профиля. Если линейная сейсмостанция располагается в центре расстановки, то работают с двумя полукосами и канальность кабеля может быть вдвое меньше, чем канальность регистрирующей аппаратуры. Для перевозки длинных кос используют грузовые автомобили или специальные смоточные машины, оборудованные барабанной лебедкой.

Удовлетворительный контакт между грунтом и сейсмоприемником обеспечивается посредством острого штыря, привинченного к днищу прибора. В случае очень жесткой поверхности земли (скальные выходы, асфальт и т. п.) штырь заменяют опорной площадкой выгнутой треугольной формы, которая опирается на землю вершинами своих углов. В наиболее неблагоприятных поверхностных условиях сейсмоприемники погружают под подошву очень рыхлой ЗМС или слоя торфа, для чего приборы специальными приспособлениями вдавливают на глубину до нескольких метров.

Многие северные территории, занятые тайгой и тундрой, летом практически недоступны из-за обширной заболоченности. В этих условиях преобладают зимние полевые работы, которые при морозной погоде и на заснеженной местности требуют специального оснащения. Сейсмостанции, буровые станки, передвижные пункты взрыва, установки невзрывного возбуждения и вспомогательный транспорт утепляют, используя закрытые отапливаемые балки, и приспособливают к передвижению по снегу. При зимних работах по глубокому снегу его необходимо предварительно уплотнить в местах установки сейсмоприемников, чтобы обеспечить хорошую передачу колебаний от поверхности грунта.

В современной сейсморазведке преобладает методика многократных перекрытий. Наиболее производительно ее реализуют, применяя двусторонние (сквозные) секционированные косы (на 6, 12 или 24 каналов), которые позволяют организовать поточный конвейерный способ отработки профилей. Для этого сейсмостанция снабжается двойным комплектом кос и сейсмоприемников, чтобы с опережением готовить

расстановку по ходу отработки профиля. При каждой записи из этой избыточной расстановки с помощью электронного коммутатора на вход усилителей сейсмостанции подключаются те каналы, которые отвечают, согласно системе наблюдений, очередному пункту возбуждения. Эти каналы называют *активными*. Тем самым приемная расстановка в известных пределах может перемещаться по профилю без передвижения самой сейсмостанции, что повышает производительность работ. Сейсмостанция меняет свою позицию только после серии записей, когда задняя секция косы полностью отработана и передвигается вперед.

В 3D сейсморазведке площадная расстановка приемников обычно размещается на нескольких параллельных линиях, расстояние между которыми измеряется сотнями метров. Вдоль них раскладывают секции *телеметрического кабеля*, к которому подключают *операционные модули* (ОМ) и группы сейсмоприемников (рис. 7.13). Длина секций кабеля определяется шагом ОМ, который зависит от канальности последних и шага пунктов приема. Например, в телеметрической регистрирующей системе Input/Output операционные модули 6-канальные двусторонние: каждый из них принимает аналоговые сигналы от 3 групп сейсмоприемников, расположенных на линии перед модулем, и 3 группы – после него. При шаге каналов $\Delta x_{\text{пп}} = 50 \text{ м}$ шаг ОМ и длина секций кабеля равны 300 м. Если каждая линия приема содержит, например, 96 активных каналов, то их обслуживают 16 ОМ и длина рабочей (активной) расстановки составляет 4750 м.

На площади 3D съемки поперек приемным линиям прокладывают дополнительный телеметрический кабель, который через *коммутационные модули* (КМ) связывает приемные линии между собой и подсоединяет их к центральной аппаратуре сейсмостанции. Все полевые модули обеспечиваются автономным питанием, для чего к ним присоединяют сменные аккумуляторные батареи.

Установка на грунте групп сейсмоприемников и подсоединение их к кабелю производятся так же, как при линейном профилировании. Аналогичным образом реализуется конвейерная технология перемещения площадной базы приема – путем одновременной перестановки на всех линиях задних секций кабеля с их полевыми модулями вперед по ходу съемки. Для обеспечения такой технологии сейсмическая расстановка, помимо активных каналов, должна иметь на каждой приемной линии достаточное количество *опережающих каналов*, которые уже

подключены к кабелю, но еще не коммутированы на запись колебаний. Перед записью очередной сейсмограммы *управляющий компьютер сейсмостанции формирует блок активных каналов в соответствии с заданным программным предписанием (скриптом)*, реализующим требуемую систему наблюдений. Программным путем устанавливают также режим работы сейсмических источников и параметры записи принимаемых колебаний.

В современных сейсмостанциях, линейных и телеметрических, имеется развитая система диагностики, тестирования и калибровки рабочих и вспомогательных каналов записи – как в целом, так и по отдельным их частям. Многие из этих процедур выполняются автоматически, предваряя запись каждой сейсмограммы, и являются неотъемлемой частью технологии полевых работ. При этом некоторые поверки выполняются не только для активных, но и для опережающих каналов, для чего служат специальные портативные приборы тестирования. Автоматический контроль определяет, выводит на дисплей оператора и фиксирует в памяти системы множество фактических характеристик каждого канала, которые сопоставляются с номинальными (паспортными) значениями. Из них наиболее важными являются: амплитудная и фазовая идентичности, динамический диапазон, уровень внутренних шумов, степень нелинейности, взаимное влияние каналов, сопротивление групп сейсмоприемников, целостность кабельных линий, режимы питания аппаратурных модулей.

Когда центральная аппаратура, приемная расстановка и сейсмические источники готовы к работе, оператор инициирует запись очередной сейсмограммы, которая по радиосвязи синхронизируется с моментом возбуждения колебаний. По окончании цикла записи оператор проверяет качество работы, просматривая текст ее протокола и изображение полученной сейсмограммы, которые выводятся на экран дисплея. При необходимости сразу же может быть сделана бумажная (твердая) копия сейсмограммы, содержащая все записанные трассы. Сейсмическую запись, выполненную в поле, называют **физическими наблюдениями**.

9.1.2. Морская сейсморазведка

В морской сейсморазведке применяют специально оснащенные суда, на которых установлены сейсмостанции, оборудование для буксировки источников и приемных устройств (кос), навигационная

аппаратура и др. Большая производительность и высокая точность исследований обеспечиваются применением цифровых буксируемых сейсмических кос (*стримеров*), используемых при глубинах дна моря не менее 8–10 м. Такая коса представляет собой секционированный пластиковый шланг (диаметром 50–70 мм с толщиной стенок 3–4 мм), который вмещает приемную аппаратуру и заполнен легкой жидкостью (керосин, солярка и т. п.) для придания устройству нейтральной плавучести. Коса состоит из множества секций – *приборных* (рабочих) и *бесприборных* (вспомогательных), которые соединены между собой герметичными муфтами (рис. 9.1). Механическая прочность косы, длина которой может достигать многих километров, обеспечивается проходящим сквозь нее стальным тросом. Смотанная коса хранится на большом барабане лебедки.

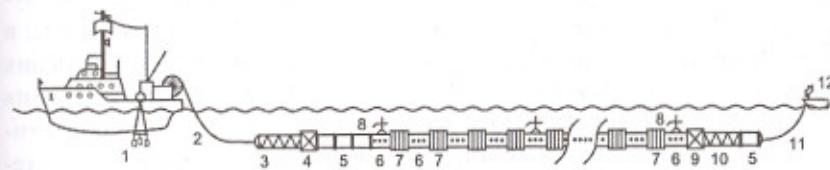


Рис. 9.1. Схема морской сейсморазведки с цифровой буксируемой косой:

1 – сейсмический пневмоисточник; 2 – буксировочный кабель; 3 – головной амортизатор; 4 – головной модуль; 5 – бесприборная секция; 6 – приборная секция; 7 – операционный модуль; 8 – стабилизатор глубины; 9 – концевой модуль; 10 – концевой амортизатор; 11 – концевой кабель; 12 – хвостовой радар-отражатель

Приборная секция имеет длину 50–100 м и содержит до 12 каналов приема колебаний, на каждом из которых работает группа из 10–30 пьезоэлектрических сейсмоприемников. К приборной секции примыкает *операционный модуль* (ОМ) соответствующей канальности. Он подвергает аналоговые сигналы от пьезоприемников предварительному усилению, частотной фильтрации, дискретизации и аналого-цифровому преобразованию. Цифровая информация передается по сквозному телеметрическому каналу косы на записывающую аппаратуру, установленную на борту судна. В ОМ имеются *датчики глубины погружения и плановой привязки секции*, информация от которых фиксируется при

записи сейсмограммы. Во время буксировки косы действует система тестирования и контроля рабочих параметров всех ее каналов.

Вспомогательные секции – амортизационная головная, грузовая, выносная бесприборная, концевая, а также стабилизаторы глубины и радиорадаротрахатель служат для обеспечения и контроля требуемого расположения буксируемой косы по глубине и расстоянию относительно источника колебаний. Удаление (вынос) приборных секций от судна и использование амортизационной секции позволяют снизить до приемлемого уровня акустические помехи, вызываемые вибрацией косы в потоке кильватерной струи и шумами судовых машин и винтов. Буксируемая система позволяет проводить работы при волнениях моря до 2–3 баллов.

Бесприборная часть приемной системы имеет протяженность до 0,5 км и более, а общая длина косы может превышать 5 км. Обычно ее буксируют на глубине 10–20 м при скорости судна до 6–7 узлов (11–12 км/ч). Оптимальные условия приема колебаний полезных волн соответствуют глубине погружения косы на 1/4 преобладающей длины волны; в этом случае происходит синфазное сложение колебаний, приходящих снизу, с их отражением от поверхности воды. Ветер и морские течения могут нарушать прямолинейность косы. Для определения ее фактического положения в плане служат специальные датчики и отражатели, воспринимающие акустические или радиолокационные сигналы, посыпаемые с корабля.

Ввиду специфических условий работы на акваториях применяют односторонние системы наблюдений с выносным источником, который расположен к судну ближе, чем приемные устройства. 2D сейсморазведка выполняется, как правило, в виде продольного многократного профилирования с одной косой. 3D сейсморазведка реализуется с помощью буксируемой площадной базы наблюдений, включающей один источник и ряд параллельных линий приема (кос), расстояние между которыми составляет 100–300 м. Необходимая поперечная кратность системы наблюдений обеспечивается боковым сдвигом полос с их перекрытием по линиям приема. Для работ 3D сейсморазведки созданы специальные суда с очень широкой кормой (до 40 м), позволяющие буксировать до 12 и более сейсмических кос. На рис. 9.2 показана одна из схем буксируемой базы наблюдений, содержащей один источник и 8 кос. Для формирования широкой площадной базы приема применяют сложную сеть буксировочных тросов и специальные устройства – отводители, называемые параванами.

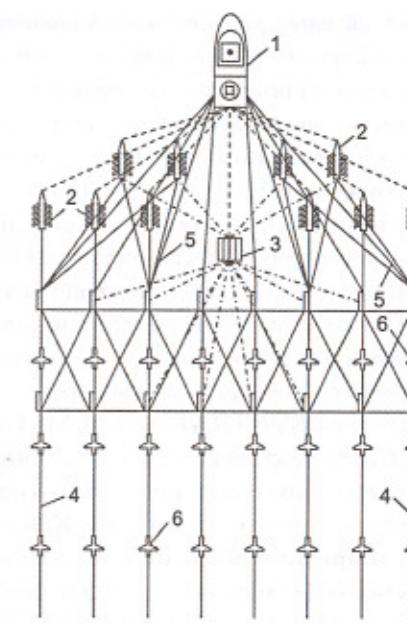


Рис. 9.2. Схема буксировки базы наблюдений при морской 3D сейсморазведке:

1 – судно; 2 – параван; 3 – сейсмический источник; 4 – буксируемая коса;
5 – буксировочные тросы; 6 – стабилизатор глубины

Сейсмическим источником большей частью служит группа пневматических излучателей, содержащая до нескольких десятков воздушных пушек различного объема, которую опускают за борт судна с помощью подъемных кранов или лебедок. При движении корабля источники, согласно заданной программе, с определенной периодичностью излучают в воду упругие колебания. Периодичность посылок зависит от принятой системы наблюдений и скорости судна, составляя обычно 5–10 с.

Цифровая сейсмостанция при морских работах должна обеспечивать регистрацию очень больших объемов информации в высоком темпе: в 3D сейсморазведке записи многих сотен трасс выполняются каждые несколько секунд в течение многих часов и даже суток непрерывного движения судна. При этом процесс сейсмической записи должен быть жестко синхронизирован с работой источников колебаний и запи-

сью данных *спутниковой интегральной навигационной системы*. Она представляет собой комплекс наземных и космических средств определения координат объектов на поверхности земли и моря (п. 9.1.4). С ее помощью осуществляется вывод судна на площадь работ, его курсирование по проектным маршрутам и непрерывное определение координат пунктов возбуждения и приема колебаний. Поток данных радиогеодезии и спутниковой навигации вместе с показаниями судовых приборов (эхолотов, компасов, измерителей скорости и др.) поступает в компьютер управляющей системы, где обрабатывается и сравнивается с проектным заданием. В результате выдаются командные сигналы на рулевую машину корабля для корректировки курса и скорости.

Примером телеметрической системы для морской сейсморазведки может служить аппаратура SYNTRAK 480-24 MSTS, производимая фирмой SYNTRON. Система включает до 480 рабочих каналов. Приборная секция буксируемых кос имеет длину 75 м и содержит 12 групп, состоящих из 8 пьезоприемников на базе 6,25 м. Каждая группа может образовать один канал приема – тогда секция содержит 12 каналов с шагом 6,25 м. Коммутация 2, 3 или 4 соседних групп уменьшает количество каналов в секции до 6, 4 или 3, увеличивая количество приемников в группе до 16, 24 или 32, соответственно. Шаг каналов при этом возрастает до 12,50, 18,75 или 25,00 м. В последнем случае общая длина всех приборных секций при 480 каналах достигает 12 км. Масса одной секции в сухом виде составляет 127 кг, с наполнителем (143 литра) она удваивается. 12-канальный операционный модуль помещен в цилиндрический корпус длиной около 0,5 м, диаметр которого (82 мм) несколько превосходит диаметр шланга косы (56 мм). Каждый канал ОМ имеет 4 ступени усиления (12, 24, 36 и 48 дБ), фильтр низкой частоты, антиалийсинговый фильтр и 24-разрядный АЦП с дельта-сигма модуляцией. Шаг дискретизации сейсмических колебаний может составлять 0,5, 1, 2 или 4 мс.

При работах на мелководье и в прибрежных переходных (транзитных) зонах, где глубина дна изменяется от 10–15 м до нуля, применяют цифровые донные косы. К ним можно присоединить как пьезоприемники давления, так и инерционные приемники в специальном герметичном исполнении – так называемые болотные сейсмоприемники. Косу с приемниками располагают на дне водоема, используя плавсредства с малой осадкой – катера, лодки, понтоны и др. Косу укладывают во время движения судна и запись колебаний делают при его остановке и

выключенных винтах, что существенно снижает уровень шумов. Фирма Input/Output, Inc. производит аппаратуру для таких работ на основе своей телеметрической системы, описанной ранее (п. 7.3.2). Каждые 6 последовательных каналов косы обслуживаются одним герметичным операционным модулем BCX, который по своим функциям и параметрам аналогичен полевому модулю MRX в наземной аппаратуре. Модуль BCX массой 11,3 кг имеет цилиндрический корпус длиной 0,4 м и диаметром 114 мм. Механическая прочность данной косы обеспечивается несущим силовым кордом, а ее герметичность – специальной конструкцией всех соединений и контактных клемм.

Данные косы применяют также в 4D сейсморазведке – при мониторинге процессов извлечения углеводородов из подводных месторождений. Сейсмическую расстановку располагают на морском дне исследуемой площади в окрестностях промысловой буровой платформы, установленной на шельфе, где глубина моря может достигать нескольких сотен метров.

Сейсморазведка на мелких водоемах может проводиться с плавающими косами при движении плавсредства. Перед записью очередной сейсмограммы вытравливают слабину косы, благодаря чему она останавливается и приемники, прикрепленные к ней, погружаются на заданную глубину. Записав сейсмограмму, косу снова подтягивают к плавсредству и продолжают его движение по профилю. Регистрация колебаний при неподвижной расстановке сейсмоприемников существенно снижает уровень внешних шумов. Следует учитывать, что производительность сейсмического профилирования с плавающими и в особенности с донными косами значительно ниже, чем с буксируемыми приемными устройствами.

Для детального изучения придонных отложений морей и пресноводных бассейнов применяют метод *непрерывного сейсмоакустического профилирования* (НСАП). Отраженные волны наблюдают при совмещении точек возбуждения и приема колебаний (*способ центрового луча*) или при сравнительно небольшом расстоянии между этими точками. Для проведения НСАП достаточна записывающая аппаратура, имеющая всего 1–2 рабочих канала. В качестве источника колебаний используют электроискровой излучатель – спаркер, создающий в воде достаточно высокочастотный импульс упругих колебаний, что позволяет получать высокоразрешенные сейсмические разрезы придонных отложений.

Глубинные сейсмические исследования на акваториях с использованием как отраженных, так и преломленных волн иногда проводят с помощью **донных автономных сейсмостанций**. Их опускают на дно для автоматической записи колебаний, которые возбуждаются источниками, расположенными на движущемся судне. Работа станций и их всплытие после окончания наблюдений осуществляются по специальным командам, передаваемым с судна.

9.1.3. Скважинная сейсморазведка

В глубоких скважинах наблюдения на обычных сейсмических частотах выполняют с целью определения средних и пластовых скоростей – **сейсмокаротаж**, изучения волновой картины – **вертикальное сейсмическое профилирование**, решения поисковых задач – **многократное прослеживание границ в скважинах**. Технология всех этих работ в общем сходная.

Наблюдения проводят в обсаженных и необсаженных скважинах. Перед началом работ скважина должна быть промыта и проверена на проходимость скважинного снаряжения – зонда. В зависимости от количества точек одновременного приема колебаний в скважине зонды бывают одно-, трех-, шести- и двенадцатиточечные. Они имеют соответствующее количество секций, подвешенных с определенным интервалом на каротажном кабеле. Чаще всего используют **однокомпонентные зонды с вертикальными сейсмоприемниками**. Поляризационный метод скважинных наблюдений реализуют с помощью **трехкомпонентных зондов**, каждая секция которых содержит три взаимно ортогональных сейсмоприемника (зонды серии АСПУ-ТС).

Чтобы при скважинных наблюдениях прослеживать не только моменты первых вступлений колебаний (как в сейсмокаротаже), но и всю последующую волновую картину (как в ВСП и МПГС), необходимо обеспечить **независимый тесный контакт** каждой секции зонда со стенкой скважины, для чего служат **прижимные устройства** различной конструкции. Чем сильнее прижим зонда с сейсмоприемником к стенке скважины, тем более высокочастотные компоненты колебаний могут быть записаны. Рекомендуется, чтобы сила прижима зонда в 10–20 раз превосходила его вес. На практике используют **неуправляемые прижимные устройства скользящего типа** (зонды серии ВСП) или более совершенные **управляемые прижимные устройства электромеханического действия** (зонды серии АСПУ).

Сейсмический зонд через многожильный каротажный кабель, намотанный на лебедку, подключают к пульту управления, который обеспечивает работу прижимных устройств и согласование скважинной аппаратуры с цифровой сейсмостанцией. Обычно работы ведут при подъеме зонда от забоя скважины. Шаг точек записи по скважине составляет от 10 до 50 м. После прижима приборов к стенке скважины натяжение кабеля ослабляют, чтобы подавить **кабельную волну**. Для повышения надежности результатов желательно обеспечивать перекрытие крайних точек приема при соседних позициях многоточечного зонда. В каждой позиции зонда выполняют записи колебаний от нескольких пунктов возбуждения, расположенных на различных удалениях и, возможно, по различным направлениям от исследуемой скважины. Это позволяет подбирать наилучшие условия регистрации целевых волн, получать более полную информацию о сейсмических свойствах разреза и оценивать их анизотропию.

При скважинных наблюдениях применяют взрывные и невзрывные источники – импульсные и вибрационные. Принимают специальные меры контроля за стабильностью условий возбуждения, глубиной взрывной скважины, точностью отметки момента возбуждения. С этой целью наземными приемниками записывают колебания возле устья взрывной скважины и на достаточно большом удалении от нее.

Акустический каротаж (АК) на частотах 10–20 кГц проводят в необсаженных и обсаженных скважинах при непрерывном движении зонда, измеряющего время пробега волн вдоль стенки скважины на базе длиной порядка 1 м. Измеряя также интенсивность колебаний, можно оценивать не только скоростные, но и поглощающие свойства горных пород, что ценно для их детального анализа и обеспечения динамической интерпретации полевых сейсморазведочных материалов. Используют различные виды аппаратуры АК – «Парус», «Агат», «Пласт» и др.

Специальным видом скважинных наблюдений является **микросейсмокаротаж** (МСК). Его проводят для изучения ЗМС с целью выбора оптимальных глубин заложения зарядов при взрывном возбуждении и расчета статических поправок. Обычно выполняют **обращенный МСК**, когда колебания записывают с помощью одного или двух наземных приемников возле устья исследуемой скважины, а источниками служат опущенные в нее электродетонаторы, расположенные с интервалом 2–5 м. Нередко делают **прямой МСК**, опустив в залитую во-

дой скважину гирлянду пьезоэлектрических приемников и возбуждая колебания ударным источником возле устья скважины. Скважины МСК должны заглубляться в коренные породы под подошвой ЗМС и, желательно, достигать уровня приведения, установленного для изучаемой площади. На сейсмических профилях скважины МСК стараются разместить достаточно равномерно с учетом особенностей рельефа, чтобы избежать грубых ошибок при интерполяции между ними параметров ЗМС. Обычно один МСК приходится на 1–2 км профиля.

9.1.4. Топогеодезические работы и спутниковое позиционирование

Топографические работы, обеспечивающие наземную сейсморазведку, включают разбивку проектных профилей на местности, определение их высотных отметок, привязку к опорной геодезической сети и закрепление. Предварительно делают рекогносцировку местности для уточнения расположения разведочной сети. Отклонения от проекта должны быть, по-возможности, минимальными. Однако из-за естественных препятствий, населенных пунктов, путей сообщения и т. п. профили нередко приходится делать ломанными. Сейсмические профили размечают пикетами – обычно через 100 м. Высотные отметки определяют по крупномасштабным топографическим картам или путем нивелирования, обеспечивая точность не хуже 0,5 м на 1 км профиля. Специальными ходами сеть профилей привязывают к опорным пунктам геодезической сети. Стандартные требования к точности этой привязки в плане соответствуют среднеквадратической погрешности около 1 мм в масштабе выполняемых работ.

В настоящее время навигационно-геодезическое обслуживание геофизических работ во все большей степени выполняется средствами спутниковой радионавигационной системы (СРНС) – Global Positioning System (GPS). Система позволяет создавать топогеодезическую основу полевых работ и привязывать пункты наблюдения к земной или водной поверхности, а также обеспечивать судовождение по заданным маршрутам.

Существуют две мировые СРНС – американская система НАВСТАР и российская система ГЛОНАСС, которые имеют много общего в их структуре и принципах действия и близки по надежности и точности получаемых результатов. Обе системы образуются 24 спутниками на круговых

орбитах, наклоненных под углом около 60° к плоскости экватора, с высотой около 20 тысяч километров над поверхностью Земли. В американской системе спутники с периодом обращения около 12 часов равномерно расположены на шести орbitах, которые сдвинуты относительно друг друга по долготе на 60° . В российской системе спутники с периодом обращения около 11 часов равномерно расположены на трех орбитах с относительными сдвигами по долготе 120° . Меньший период обращения российских спутников объясняется тем, что высота их орбит на 1 тыс км меньше, чем американских.

На борту каждого спутника размещается навигационно-временная аппаратура и аппаратура обеспечивающих систем. Первая включает атомный стандарт частоты (с относительной нестабильностью 10^{-14}), бортовую ЭВМ, устройство запоминания параметров траектории и поправок к ним, передатчики радиосигналов. Вторая включает системы ориентации и стабилизации, траекторных измерений, управления, энергопитания и терморегулирования. Спутник непрерывно излучает сигналы сложной структуры на двух несущих частотах – около 1600 и 1200 MHz . В системе НАВСТАР несущие частоты сигналов всех спутников одинаковы и их различие при приеме пользователями обеспечивается по структурным признакам. В системе ГЛОНАСС каждый спутник имеет две индивидуальные частоты из диапазонов в районе вышеуказанных частот, что повышает надежность различения сигналов на приеме. Навигационная информация передается от спутников двумя кодами – открытым для общедоступного пользования и защищенным для санкционированного (разрешенного) пользования. В последнем случае обеспечивается более точное определение местоположения точки приема. Функционирование спутниковых систем поддерживается национальными наземными станциями наблюдения, контроля и управления.

Приборы, используемые потребителями СРНС для определения своих координат, называются приемоизмерителями, или приемоиндикаторами. Они работают в режиме пассивного (без обратной связи) приема спутниковых сигналов. В состав такого прибора входят следующие устройства: антенна со схемой ее управления, предусилитель, преобразователь с усилителем, блоки поиска сигналов, измерения и выделения навигационного сообщения, опорный генератор с синтезатором частоты, цифровой процессор, блоки индикации, управления и питания. Простейшая приемная аппаратура является одночастотной.

Она значительно проще и дешевле двухчастотной, но имеет более низкую точность результатов.

Работа с приемоизмерителем представляет собой последовательность подготовительных и измерительных процедур. Ввод априорных и визуализация определяемых данных осуществляется с помощью устройства индикации и управления, причем все расчетные операции полностью компьютеризированы. Приемники, используемые при работах на суше и решающие только геодезические задачи, проще и дешевле, чем приборы, применяемые в навигации судов. В последних предусмотрена возможность учета координат поворотных пунктов маршрута корабля, определения уклонения от заданного курса, расчета времени прибытия в заданную точку.

Парк серийно изготавливаемой аппаратуры спутниковых измерений насчитывает сотни модификаций, выпускаемых десятками компаний многих стран, в том числе и отечественными производителями. Приемоизмерители имеют портативное исполнение – обычно их масса не превышает 1–2 кг и потребляемая мощность не более 10 Вт.

Обе СРНС обеспечивают возможность определения трехмерных координат – двух плановых и одной высотной – практически в любой точке околосземного пространства в любой момент времени. Минимально необходимым условием решения трехмерной навигационной задачи является получение информации от 4 спутников. Измеренные расстояния до них от точки наблюдения позволяют вычислить ее пространственные координаты. Измерение по большему количеству наблюдаемых спутников (их максимальное число иногда может достигать 10) существенно увеличивает надежность местоопределения, хотя точность вычисления координат возрастает незначительно.

Координаты наблюдателя могут определяться двумя методами – абсолютным и относительным (дифференциальным). Первый вычисляет координаты в абсолютной геоцентрической прямоугольной или референциальной системе координат, второй – в относительной системе координат, привязанной к опорной точке с известным местоположением. Определение координат возможно в трех основных режимах – статическом (без движения), кинематическом (в движении с постоянной скоростью) и динамическом (в движении с ускорением). В статическом режиме наблюдения выполняют в неподвижной точке в течение времени от 15–20 с до 5–10 мин, что обеспечивает при относительных определениях среднюю погрешность плановых координат

всего в несколько сантиметров. В двух других режимах измерения производятся за доли или единицы секунд и их погрешности обычно составляют 1–10 м при относительных определениях и 20–80 м – при абсолютных.

Для плановой привязки геофизических кораблей помимо спутниковых систем используют различные радионавигационные системы (РНС), работающие в диапазонах длинных и сверхдлинных волн. К последним относится всемирная РНС «Омега», которая в любой точке Земли обеспечивает определение координат с погрешностью в несколько сотен метров. Навигационно-геодезическое обеспечение на море осуществляется также радиогеодезическими системами (РГС), основанными на цифровых методах обработки импульсных радиосигналов. Такая система реализуется тремя береговыми радиостанциями, которые одновременно могут иметь двухстороннюю связь с приемопередатчиками нескольких судов. Система имеет дальность до нескольких сотен километров при точности определения координат 5–10 м.

9.1.5. Буровые и взрывные работы

Бурение взрывных скважин для сейсморазведки выполняют самоходными установками на автомашинах или тракторах. Установки *роторного бурения* (УРБ) рассчитаны на глубины до 150–200 м и требуют снабжения водой для промывки в процессе проходки скважины. На менее крепких породах используют установки *шнекового бурения* (УШБ), работающие без промывки на глубины до 60–80 м. В сухих породах применяют также *бурение с продувкой* забоя сжатым воздухом. Обычно диаметр скважин составляет до 125 мм, но при использовании больших зарядов может увеличиваться до 150 мм. При необходимости допускается смещение скважины на расстояние до 10 м от проектной линии источников перпендикулярно к ней. Если скважина пробурена в неустойчивых породах, то необходимо принимать меры к ее сохранению до момента опускания заряда. С этой целью делают промывку глинистым раствором и даже обсадку верхней части скважины специальными трубами, которые могут быть извлечены после ее отстрела.

Взрывные работы проводят с помощью *самоходной станции взрывного пункта – автозрывпункта*. Он предназначен для перевозки взрывной бригады, транспортировки ВВ, детонаторов, средств взрывания

(взрывной машинки и соединительных линий), радиостанции и устройства синхронизации работы с сейсмостанцией, а также вспомогательного оборудования. Для производства взрывов используют только специальные *сейсмические взрывные машины СВМ*, которые помимо взрывного устройства содержат омметр для проверки проводимости линий и схему передачи отметки момента взрыва. Хотя взрыв производится командой, автоматически вырабатываемой сейсмостанцией, т. е. управляемся дистанционно по радиосвязи, взрывник в случае необходимости имеет возможность предотвратить взрыв: последний происходит лишь в том случае, если нажата контролируемая взрывником кнопка на пульте СВМ. Эта кнопка, приводящая в действие источник тока, блокируется особым замком, который взрывник открывает ключом только на момент взрыва.

Импульс тока от СВМ к заряду передается по *боевой магистрали* – паре надежных, хорошо изолированных проводов. Обычно *отметкой момента взрыва* служит вырабатываемый в СВМ импульс экстрактора размыкания боевой магистрали при взрыве. Иногда для более точной отметки используют дополнительную моментную линию, петля которой обвивает заряд и разрывается в момент взрыва.

В качестве ВВ при наземной сейсморазведке применяют тротил (тол), аммонит, пироксилиновый порох и др. Наиболее пригодны негигроскопичные ВВ, поскольку взрывы обычно производят в залитых водой скважинах. Конструкция заряда зависит от типа ВВ и условий производства взрыва. В скважинах заряду придают удлиненную форму, причем его диаметр должен быть на 10–20 мм меньше диаметра скважины. При массе ВВ свыше 5–10 кг заряды приобретают слишком удлиненную форму, что нежелательно. Во избежание этого иногда в скважине предварительно взрывают малый заряд (до 1 кг) и в образовавшуюся каверну (котел) опускают по частям крупный заряд. Его последняя часть, снабженная *электродетонатором*, называется *боевиком* и обеспечивает подрыв всего заряда. При подготовительных работах могут использоваться деревянные шесты и металлические грузила для прочистки скважин и погружения в них зарядов. Групповые взрывы иногда производят в неглубоких шпурах, которые заряжаются специальными патронированными ВВ.

Для подрыва зарядов используют только электродетонаторы, лучше всего – специальные сейсмические (ЭДС), отличающиеся мгновенным действием с высокой синхронностью. При группировании источ-

ников необходимо обеспечить одновременность взрыва всех зарядов в пределах 1–2 мс, для чего применяют подобранные по величине сопротивления калиброванные электродетонаторы.

При использовании детонирующего шнура его линии вдоль профиля укладывают в грунт с помощью специального погружателя, делающего узкие глубокие борозды, и взрывают электродетонаторами.

9.1.6. Техника безопасности и охрана окружающей среды

Полевые сейсморазведочные работы включают процессы и операции, требующие строгого соблюдения правил техники безопасности в соответствии с действующими инструкциями и положениями. Допуск персонала сейсмической партии к работе разрешается только после прохождения инструктажа по технике безопасности и проверки знаний, что оформляется в специальном журнале.

К работам, которые представляют повышенную опасность и регламентируются соответствующими инструкциями по технике безопасности, относятся следующие:

- пользование промышленной электросетью при работах с аппаратурой и зарядке аккумуляторов на базе партии;
- обслуживание и переноска кислотных и щелочных аккумуляторов;
- транспортировка людей и оборудования к месту работы и по профилям;
- смотка и размотка сейсмических кос с применением автомеханических лебедок;
- спуско-подъемные работы с картажным оборудованием;
- бурение скважин и шпурков, проходка шурfov;
- работа с установками невзрывного возбуждения;
- хранение и перевозка взрывных материалов, подготовка и производство взрывов.

Специальные требования техники безопасности существуют при морских и речных сейсморазведочных наблюдениях, а также при работах в особых условиях – низких температур, горной, таежной или пустынной местности, в зонах промышленных и жилых объектов, линий электропередач, путей сообщений и т. п.

В силу крайней опасности взрывных работ необходимо знать и неукоснительно соблюдать правила их проведения, среди которых важнейшие таковы:

- на взрывном пункте может находиться лишь персонал, имеющий право на производство взрывных работ и входящий в состав взрывной бригады;
- взрывной пункт находится под постоянной охраной в радиусе обозначенной на местности опасной зоны;
- на взрывном пункте до момента взрывания можно монтировать только одну боевую магистраль;
- моментная линия должна иметь отличительные знаки, исключающие возможность ее принятия за боевую магистраль;
- запрещается применять для боевой магистрали и моментной линии провода с оголенными концами, поврежденной изоляцией и без специальных вилок для присоединения к взрывной машинке;
- проверять электродетонаторы разрешается только приборами, дающими ток не выше 50 mA ;
- запрещается перебуривать скважины после производства в них взрыва.

Сейсморазведочные работы, сопровождаемые перемещением тяжелого оборудования, буровыми и взрывными работами, могут нанести заметный ущерб окружающей среде. При планировании полевых работ должны предусматриваться специальные мероприятия, способные свести этот ущерб к минимуму. Ущерб, возникающий при полевых сейсморазведочных работах, вызван:

- прорубкой просек по линиям профилей в залесенной местности;
- прокладкой дорог вдоль сейсмических профилей для подъездов к ним и подвоза технологической воды;
- бурением скважин, создающим загрязнение земной поверхности продуктами бурения и технологическими отходами;
- производством взрывов в скважинах, которые могут образовывать воронки или подземные котлы, опасные из-за последующего обрушения;
- производством взрывов в воздухе или на поверхности земли, которые могут наносить ущерб окружающим строениям или природным объектам;
- производством взрывов в естественных водоемах, что губительно для биологической среды.

Проводя полевые работы, следует в максимально возможной степени использовать существующую дорожную сеть. Прокладка временных дорог выполняется так, чтобы был нанесен минимальный вред

полям сельскохозяйственных культур и естественному ландшафту. Необходимо строго следить за соблюдением транспортной дисциплины на профиле, не допускать расширения дорог сверх необходимого минимума. Следует определить участки набора технологической воды для бурения и укупорки взрывных скважин с таким расчетом, чтобы не истощать ресурсы питьевой воды, не загрязнять водопои и другие источники.

Буровые работы необходимо выполнять так, чтобы по возможности уменьшить загрязнение почвы, в связи с чем важное значение приобретает шинковое и вибрационное бурение. Отстойники следует располагать как можно ближе к скважинам и по окончании бурения очищать их от шлама.

Взрывные работы должны проектироваться таким образом, чтобы ущерб от них был минимальным. Необходимо, чтобы сочетание глубины взрыва и массы заряда позволяло избегать образования воронок выброса или неглубоко заложенных камуфлетных полостей. В противном случае после окончания взрывных работ эти полости следует обрушить и образовавшиеся воронки засыпать во избежание несчастных случаев или эрозии почвы. По окончании работ все взрывные скважины должны быть ликвидированы, для чего их засыпают песком, глиной, грунтом. Профиль необходимо очистить от остатков материалов, обломков, обрывков бумаги и др.

При морской сейсморазведке основное требование в отношении охраны окружающей среды сводится к использованию таких источников упругих волн, которые не наносят ущерба морской фауне. Поэтому *в море запрещается применять открытые взрывы*. Это же требование относится и к возбуждению сейсмических колебаний в большинстве других естественных водоемов.

9.2. Организация и экономика сейсморазведочных работ [15, 34, 37, 47]

Среди геофизических методов сейсморазведка выделяется не только глубинностью и детальностью получаемой геологической информации, но и большой сложностью и высокой стоимостью выполняемых работ. Поэтому вопросам рациональной организации сейсмических исследований и их экономичности следует уделять особое внимание.

ние. При решении этих вопросов необходимо следовать указаниям и рекомендациям, изложенным в Инструкции по сейсморазведке.

9.2.1. Организация сейсморазведочных работ

Сейсморазведочные работы осуществляют организации различных форм собственности, имеющие лицензию на такого рода деятельность. Работы проводятся на основании официально оформленного **договора** (соглашения), который предусматривает выполнение геологического задания **Исполнителем** по поручению **Заказчика**. Во исполнение геологического задания составляется **техническое задание**, которое поручает Исполнителю весь цикл сейсморазведочных изысканий либо только одну их часть – получение полевых материалов (полевые работы) или их обработку и интерпретацию (камеральные работы). Исходя из **пообъектного плана** своих геологоразведочных работ, Заказчик определяет объем финансирования и сроки выполнения сейсмических изысканий. Он же подбирает подходящего Исполнителя, для чего может объявлять **тender** (конкурс) на их проведение.

В **геологическом задании** указываются: цель работ, этап изысканий, вид полезного ископаемого, местонахождение и границы объекта, поставленные геологические задачи, последовательность и методы их решения, ожидаемые результаты и сроки выполнения работ. В **техническом задании** определяются: методика полевых работ, их физические объемы, способы возбуждения колебаний, тип регистрирующей аппаратуры, характер топогеодезического обеспечения съемки, комплектность получаемых полевых материалов и порядок отчетности перед Заказчиком.

Для обоснования и планирования сейсморазведочных работ составляется их **технический проект**, включающий две части – **геолого-методическую и производственно-техническую**. В первой рассматриваются вопросы **методики, техники и технологии основных и вспомогательных работ**, реализующих техническое задание. Во второй части приводятся **сметные расчеты** по всем статьям расходов, определяющие стоимость планируемых работ и структуру затрат на них.

Выбор в проекте оптимальной методики сейсморазведочных наблюдений базируется на критическом анализе **практических результатов** предшествующих геолого-геофизических изысканий в данном районе и на **теоретических оценках** ожидаемых сейсмических эффектов для

физико-геологической модели объекта исследований. Материалы предшествующих работ включают геологическое описание (стратиграфия, тектоника, полезные ископаемые и др.), комплексные каротажные и петрофизические данные, исходные и преобразованные сейсмические изображения (полевые записи, временные и глубинные разрезы, частотные и скоростные спектры, структурные карты и др.), результаты опытных работ и изучения ВЧР. По этим данным строят **сейсмическую модель** объекта поисков и рассчитывают аномалии кинематических и динамических параметров волнового поля, по которым объект можно обнаружить и оценить.

В проекте предусматривается проведение в необходимых объемах производственных работ – как **основных** (сейсмических), так и **вспомогательных** (топогеодезических, буровых, взрывных и др.). При необходимости планируются **опытные работы** с указанием их программы и обоснованием объемов. Проект должен обеспечить наиболее экономичное проведение работ с учетом новейших достижений в области их методики, техники и технологии. В 3D сейсморазведке следует использовать **компьютерные программы планирования площадных систем наблюдений**, которые на основе лучевого моделирования позволяют учитывать реальную ситуацию на местности при расчетах конкретных схем ее отработки и составлении **программного сценария** (скрипта) полевых наблюдений. Это особенно важно при планировании работ на площадях сложных как в отношении доступности местности (наличие водоемов, болот, промышленных и жилых построек и пр.), так и в отношении глубинных сейсмогеологических условий (наличие резких и несогласных форм границ, крупных тектонических нарушений и т. п.). В таких обстоятельствах без компьютерного планирования бывает трудно и даже невозможно обеспечить достаточно равномерное освещение целевых объектов отраженными волнами.

После решения методических вопросов в техническом проекте рассматриваются вопросы **организации и технологии** планируемых работ по следующим позициям: общие условия проведения работ, проектирование, подготовка полевых работ, организация и технология полевых работ, топогеодезические работы, транспортировка грузов и материалов, камеральные работы и компьютерная обработка данных, мероприятия по охране природы, охране труда и технике безопасности.

Вопросы охраны природы, охраны труда и техники безопасности должны быть детально проработаны в проекте. Они предусматривают проведение инструктажа персонала с проверкой знаний норм и правил производства полевых работ, соблюдения техники безопасности, производственной санитарии и гигиены, пожарной безопасности и электробезопасности. Особое внимание уделяется проведению буровзрывных работ и обращению с транспортными средствами. Производство взрывных работ разрешается только при неукоснительном выполнении Единых правил безопасности при взрывных работах.

Технико-экономические показатели проектируемых работ включают их календарный план, определение физических объемов по основным и вспомогательным видам работ, затрат труда, времени и материалов на их производство. При расчетах сметной стоимости проектируемых работ устанавливаются расходы на оплату труда, отчисления на социальные нужды, плановые накопления, амортизационный фонд, расходы на материалы и транспорт. В итоге определяется общая сметная стоимость проектируемых работ и стоимость физической единицы задания – погонного или квадратного километра съемки. В предприятиях государственной формы собственности основанием для сметных расчетов служат официальные справочники Единых норм выработки (ЕНВ), в которые руководством отрасли ежегодно вносятся поправочные коэффициенты, учитывающие инфляционный процесс. На предприятиях негосударственных форм собственности сметные расчеты могут выполняться по их внутренним нормам.

Проектно-сметная документация, составленная Исполнителем, представляется Заказчику в виде приложений к договору, которые включают перечень оборудования и аппаратуры, календарный план и протокол согласования договорной цены. *Договор, подписанный Заказчиком и Исполнителем работ, служит правовым документом, обязательным для исполнения обеими сторонами.*

Заказчик вправе контролировать все этапы выполняемых работ, назначая для этого своего представителя – *супервайзера* (контролера). Он следит за тем, чтобы проведение полевых работ и качество их материалов строго соответствовали утвержденному проекту. В противном случае супервайзер имеет полномочия, по согласованию с Заказчиком, приостановить производство работ. В процессе полевых работ, по согласию сторон, технический проект может быть скорректирован с целью более полного и качественного решения поставленных

задач в изменившихся условиях, которые не могли быть заранее предусмотрены.

Для проведения полевых сейсморазведочных работ организуют сейсмическую партию во главе с начальником, который несет ответственность за всю ее деятельность и которому подчинен весь ее персонал. Деятельность сейсмической партии подразделяется на несколько основных периодов: организационный, полевой, камеральный. Во время организационного периода осуществляют проектирование работ, составление рабочего плана, подбор персонала, комплектование оборудования и аппаратуры, организацию материально-технического снабжения и взрывных работ, ознакомление сотрудников с правилами техники безопасности. Полевой период является основным по значению и обычно наиболее длительным по времени. Для выполнения различных видов полевых работ партию подразделяют на отряды (бригады) – сейсмический, топографический, буровой, взрывной (или альтернативный отряд невзрывных источников), камеральный. Каждый из них возглавляет начальник отряда. Деятельность всех бригад должна быть строго координирована. Поэтому начальник сейсмического отряда – оператор является в поле руководителем всех производственных работ. Результативность его деятельности оценивается количеством и качеством получаемых сейсмограмм, что постоянно контролируется в камеральном бюро полевой партии. Здесь проводится ежедневная приемка полевых материалов, их оперативная обработка и текущий анализ.

Камеральный период работы обособляется в тех случаях, когда после завершения полевого сезона обработка и интерпретация полученных материалов производятся в рамках той же партии в соответствии с единым проектом. В настоящее время такая организация работ сохранилась, как правило, только в небольших партиях, проводящих малоглубинную сейсморазведку при решении инженерно-геологических, гидрогеологических, экологических, рудных и угольных задач. При нефтегазопоисковых изысканиях обработка и интерпретация обширных полевых материалов обычно выполняются по отдельным договорам силами специализированных геофизических организаций, базирующихся на мощных вычислительных центрах.

Итогом проведенных исследований является *отчет о сейсморазведочных работах*, составленный по стандартной форме. Он состоит из

текста (с рисунками) и графических приложений (на отдельных листах) и содержит следующие разделы: введение, физико-географическая и геолого-геофизическая характеристика района работ, условия их проведения, технико-экономические показатели, методика и техника полевых работ, их метрологическое обеспечение, обработка полевых материалов, интерпретация данных обработки, геологические результаты, заключение (выводы и рекомендации). Характер и объем представленных в отчете материалов зависят от решаемой геологической задачи и масштаба исследований.

Наиболее обширные, разнообразные и сложные отчетные материалы характерны для детальных нефтегазопоисковых работ 3D сейсморазведки. Эти материалы, помимо традиционных сейсмических построений во временной и глубинной областях, содержат разнообразные результаты динамической интерпретации волновой картины с построением объемных структурно-формационных, литолого-фациальных и седиментационно-емкостных моделей исследуемых нефтегазовых залежей. Для продуктивных пластов-коллекторов в отчете даются прогнозные карты эффективных толщин, коэффициентов пористости, проницаемости и нефтегазонасыщенности, а также прогнозные карты запасов углеводородов и их плотности. Построенная модель нефтегазовой ловушки служит основой для рекомендации мест заложения глубоких разведочных скважин.

Законченный отчет рецензируется и защищается авторами на заседании научно-технического совета предприятия Исполнителя, после чего направляется Заказчику. Тот вправе провести у себя повторное рецензирование и защиту отчета с участием независимых экспертов. Принятие отчета оформляется *актом передачи научно-технического продукта* от Исполнителя к Заказчику и окончательным расчетом за выполненную работу.

9.2.2. Экономика сейсморазведочных работ

Высокая геологическая эффективность сейсморазведки обусловила ее ведущую роль и преобладающую долю финансирования среди других методов разведочной геофизики. В сейсморазведке заняты свыше половины работников геофизической отрасли. Максимальные объемы сейсморазведочных работ в нашей стране были достигнуты в 1980–1990 гг., когда в СССР одновременно действовали около 500 сей-

смических партий, отрабатывая за год 300 тыс км профилей. В последующие годы радикальные экономические преобразования в стране вызвали резкое сокращение геологоразведочных работ и их геофизического обеспечения, что сказалось и на сейсморазведке. По данным за 2002 г. в России работали около 150 сейсмических партий, которые выполнили 80 тыс км 2D профилирования и 9 тыс км² 3D съемки.

Особенно велика роль сейсморазведки в нефтегазовых поисках, где на нее приходится более 90% от стоимости полевых геофизических изысканий. Такие пропорции объясняются не только сравнительно большими объемами сейсморазведочных съемок, но и высокой стоимостью их продукции.

Стоимость сейсморазведочных работ определяется многими очевидными факторами, включающими как техническое и технологическое обеспечение съемок, так и природные условия их проведения. К этому следует добавить, что стоимость подрядных работ, выполняемых частными или акционерными фирмами, зависит от рыночной конъюнктуры и является коммерческой тайной, оберегаемой Исполнителями и Заказчиками. В таких обстоятельствах можно назвать лишь ориентировочную стоимость единицы сейсморазведочной продукции, каковой является погонный километр для 2D съемки и квадратный километр для 3D съемки. В ценах 2005 г. в наземной сейсморазведке 1 км 2D съемки стоил 40–100 тыс руб и 1 км² 3D съемки – 300–800 тыс руб. Вариации расценок отражают различия условий проведения сейсморазведки – от летних работ в южных степных районах до зимних работ в северных лесных районах. Производительность сейсморазведки на акваториях в десятки раз выше, чем на суше. Поэтому, несмотря на большие расходы на аренду морского транспорта, стоимость профилирования здесь ниже и составляет в среднем около 10 тыс руб за 1 погонный километр.

Высокая стоимость нефтегазовых сейсморазведочных работ в значительной степени обусловлена дороговизной полевой аппаратуры и оборудования. Расходы на приобретение комплекта современной телеметрической системы можно оценить исходя из ее ориентировочной стоимости в расчете на один регистрирующий канал, которая составляет 25–50 тыс руб. Стоимость одного сейсмического вибратора достигает 10–20 млн руб. В указанных расценках минимальные значения соответствуют отечественной технике, а максимальные – зарубежной продукции. Нетрудно подсчитать, что комплектование полевой партии для

проведения 3D сейсморазведки, оснащенной 500-канальной аппаратурой и 5 вибраторами, требует затрат порядка 100 млн руб на приобретение основной техники. К этому необходимо добавить стоимость вспомогательной техники – транспортной, ремонтной и др. При круглогодичной эксплуатации нормативный срок службы полевого оборудования составляет всего 5 лет, поэтому амортизационные отчисления на его возобновление достигают десятков миллионов рублей, существенно повышая себестоимость сейсморазведочных работ.

Совершенствование технологии и организации полевых работ на базе их компьютерного планирования и программирования позволяет замедлить рост затрат на сейсмические исследования. Важное экономическое и экологическое значение имеет внедрение невзрывных источников, в основном – вибрационных, взамен традиционных взрывов зарядов в скважинах. Это уменьшает себестоимость работ, поскольку на треть и более повышает производительность сейсморазведочной партии при сокращении численности ее состава и количества самоходной техники. Как свидетельствует мировая практика, рациональная доля работ с невзрывными источниками в наземной сейсморазведке достигает 50–60%.

Дороговизна 3D съемок как будто бы предопределяла их место на заключительных стадиях полевых геофизических исследований, когда перспективные структуры, выявленные предшествующими работами 2D сейсморазведки, подлежат детализации с целью подготовки их к поисковому бурению. Между тем опыт применения объемной сейсморазведки показывает, что она может быть экономически выгодней уже на стадии поисково-оценочных изысканий. Это имеет место в сложных сейсмогеологических условиях при поисках малоамплитудных поднятий и малоразмерных неантклинальных ловушек. Когда такие объекты расположены в органогенных известняках, русловых, баровых и дельтовых отложениях, неоднородных корах выветривания и т. п., детальности и точности 2D съемки оказывается недостаточно даже для их обнаружения. Поэтому на высокоперспективных площадях поисковая задача все чаще решается 3D съемкой, особенно на акваториях шельфов, где площадная сейсморазведка отличается большой производительностью.

По данным одной из зарубежных нефтяных компаний, за счет замены профильной сейсморазведки на площадную коэффициент успешности поисковых работ увеличился в 3,4 раза – с 13 до 44%. Анализ

экономической эффективности 3D сейсморазведки на 18 нефтяных месторождениях Западной Сибири и Урало-Поволжья показал, что повышение успешности бурения за счет площадных съемок достигает 30%, причем подтверждаемость бурением положения продуктивного коллектора составляет в среднем около 80%. Стоимость подготовки одной тонны запасов нефти, разведенных по категории С₁, благодаря 3D сейсморазведке снижается вдвое – с 32 до 15 руб/т. Чем крупнее нефтяное месторождение, тем выше экономическая эффективность трехмерной сейсморазведки на всех стадиях ее применения. Перспективы удешевления этой съемки связывают с разрежением ее сети и уменьшением кратности перекрытия при условии сохранения требуемой детальности и точности результатов.

В связи с увеличением глубинности поисковых работ на рудные, угольные месторождения и подземные воды в этих областях также неуклонно возрастает роль сейсморазведки и удельный вес расходуемых на нее средств. Экономическая эффективность сейсморазведки продолжает увеличиваться, поскольку при решении многих геологических задач этому геофизическому методу нет приемлемой альтернативы.

Контрольные вопросы

1. Перечислите операции, которые последовательно выполняют при подготовке и проведении сейсмических наблюдений в наземной сейсморазведке.
2. Как устроены цифровые буксируемые сейсмические косы и какова технология производства 2D и 3D съемок на морской акватории?
3. В чем особенность сейсморазведочных работ, выполняемых на мелководье и в прибрежных переходных зонах?
4. Укажите принципиальное различие в технологиях скважинных наблюдений при сейсмическом каротаже и вертикальном сейсмическом профилировании.
5. Почему микросейсмокартаж, выполняемый для изучения зоны малых скоростей, называют обращенным?

6. Как работает спутниковая радионавигационная система и какую точность определения координат точки наблюдения она обеспечивает?
7. Какие способы бурения скважин применяют при проведении взрывной сейсморазведки?
8. Перечислите важнейшие правила техники безопасности при проведении взрывных работ в сейсморазведке.
9. Опишите организацию сейсморазведочных работ по их основным этапам.
10. Охарактеризуйте составные части технического проекта сейсморазведочных работ и содержание отчета об их проведении и полученных результатах.
11. Чем объясняется экономическая эффективность дорогостоящей 3D сейсморазведки при нефтегазопоисковых работах?

Часть III. Обработка и интерпретация сейсморазведочных данных

Глава 10. Основы обработки сейсморазведочных данных

Извлечение полезной информации из полевых сейсмических записей происходит в процессе их обработки и интерпретации. От качества выполнения этой работы зависят полнота, надежность и точность получаемых геологических результатов.

10.1. Обратная задача теории сейсморазведки и ее решение [13, 47, 58]

Принципиальной основой обработки экспериментальных сейсморазведочных данных служит решение так называемых обратных задач. *Обратная задача – это определение строения сейсмогеологической среды по наблюдениям возникающего в ней поля упругих волн.*

10.1.1. Возможности решения и корректность обратной задачи

Идеальным решением этой задачи явилось бы установление истинного распределения скоростных и поглощающих свойств горных пород во всем объеме изучаемой геологической среды. Однако на практике

тике такой результат недостижим из-за ряда ограничений принципиального характера, среди которых наиболее существенны следующие.

1. Определение сейсмогеологического строения некоторого объема среды достигается восстановлением в нем поля упругих колебаний по наблюденным данным. Точное восстановление поля возможно лишь при условии, что наблюдения произведены на поверхности, окружающей изучаемый объем, или на бесконечной плоскости. Это условие практически невыполнимо.
2. Точность восстановления поля зависит от детальности и полноты наблюдений. Используемые в сейсморазведке дискретные системы наблюдений с измерением преимущественно одной компоненты поля упругих колебаний ограничивают точность его восстановления.
3. Некоторые важные особенности распространения сейсмических волн в геологических средах изучены недостаточно, вследствие чего для них отсутствует достаточно полная математическая модель, на основе которой можно однозначно восстанавливать сейсмическое поле внутри исследуемого объема.
4. Волновая природа сейсмического поля ставит естественный предел детальности изучения геологической среды. Предел разрешающей способности метода определяется минимальной длиной волны упругих колебаний, используемых в сейсмических исследованиях: в волновом поле сейсмогеологические объекты практически перестают проявляться индивидуально, когда их размеры уменьшаются до величин, примерно на порядок меньших длины волны.
5. Наблюдаемое волновое поле всегда более или менее искажено наложением разнообразных помех, что снижает количество и качество информации, извлекаемой из экспериментальных данных.

Указанные обстоятельства ограничивают полноту и точность решения обратной задачи. Однако в рамках этих ограничений существуют реальные возможности получения по сейсмическим наблюдениям достаточно надежных количественных данных о строении сложных геологических объектов. Задача теории обработки сейсморазведочной информации – обеспечить наилучшую реализацию этих возможностей.

В сейсморазведке различают обратную кинематическую и обратную динамическую задачи. Обратная кинематическая задача заключается в том, чтобы по временам прихода полезных волн восстановить положение сейсмических границ и распределение скоростей. Решение этой задачи называют **кинематической интерпретацией** (кинематичес-

кой инверсией) сейсморазведочных данных. Динамические параметры волн играют здесь важную роль, однако не получают непосредственного геологического истолкования. В настоящее время кинематическая интерпретация является преобладающей и служит основой решения традиционных задач структурной сейсморазведки.

Обратная динамическая задача состоит в том, чтобы по амплитудам полезных волн определить упругие и поглощающие свойства горных пород. **Динамическая интерпретация (динамическая инверсия)** – это количественный анализ динамики полезных волн с конечной целью прогнозирования некоторых геологических характеристик горных пород – литологического состава, пористости, проницаемости, флюидонасыщенности и др. В этом направлении достигнуты значительные результаты, несмотря на известные трудности, вызванные недостаточным развитием динамической теории распространения сейсмических волн, слабой изученностью упругих и поглощающих свойств геологических сред, сложной зависимостью динамических характеристик волн от свойств горных пород на пути их пробега.

Корректность обратной задачи означает существование, единственность и устойчивость ее решения. Первое обеспечено физической стороной вопроса: сейсмическое поле образуется реальными геологическими объектами, параметры которых подлежат оценке. В условиях сложной геологической среды *обратная задача в математическом отношении не имеет единственного решения*, т. е. является некорректной. Для устранения неоднозначности решения используют дополнительную информацию, основанную на физическом и геологическом истолковании математических результатов. Решение задачи устойчиво, если его результаты мало изменяются при небольших вариациях исходных данных. В случае обработки геофизических наблюдений, всегда отягощенных различными помехами, это свойство весьма важно. *При фиксированном объеме исходных данных устойчивость оценок искомых параметров уменьшается с увеличением их числа*. Поэтому разумное упрощение используемых при обработке моделей среды и волнового поля повышает надежность результатов.

Решение обратной задачи строится на основе подходящей модели среды, называемой эффективной. Эффективная сейсмогеологическая модель – такое геологически оправданное упрощенное представление реального разреза, для которого расчетное поле упругих волн удовлетворительно согласуется с наблюденным. Выбор модели зависит от по-

ставленной геологической задачи, применяемого метода сейсмической разведки, особенностей сейсмогеологического разреза и известных путей решения обратной задачи в данных условиях.

Используемые при обработке модели среды и модели волнового поля конструируют из ограниченного числа упрощенных элементов. Для модели среды базовым элементом является сейсмический пласт (слой). Он представляет собой интервал разреза, ограниченный гладкими поверхностями и характеризующийся достаточно простым законом изменения сейсмической скорости в его пределах. Чаще всего используют простейшую модель сейсмического пласта: его границы плоские и пластовая скорость постоянна. Среда, образованная пластами с неизменными скоростями, называется слоисто-однородной. В зависимости от соотношения мощности слоев и длин сейсмических волн различают модели толстослоистые (п. 2.2.3) и тонкослоистые (п. 2.2.4). Для модели волновой картины основным элементом является абсолютно регулярная (динамически неизменная) волна. Ее используют для описания как полезных волн, так и регулярных помех.

Наряду с обоснованием упрощением интерпретационных моделей устойчивости решения обратной задачи добиваются путем построения расчетных схем, оптимальных в статистическом смысле и совершенных в вычислительном отношении. Последнее особенно важно при обработке сейсморазведочных данных, нередко отличающихся очень большим объемом исходной информации.

На рис. 10.1 представлена общая схема решения обратных задач в сейсморазведке. Исходными данными являются три элемента схемы, образующие ее верхний ряд, – задача, априорная информация, экспериментальный материал. Первый элемент означает точную формулировку конкретной геологической задачи. Априорная информация содержит собранные заранее сведения общего и частного характера, необходимые для ее решения. Общие сведения касаются геологического строения, глубинных и поверхностных сейсмогеологических условий, особенностей волновой картины, а также опыта подобных исследований в сходных условиях. Информация частного характера содержит данные непосредственно по исследуемой площади – схему системы наблюдений, топографическую основу, результаты изучения ЗМС, данные сейсмического и акустического каротажа и др. Экспериментальный материал представлен полевыми сейсмическими записями.

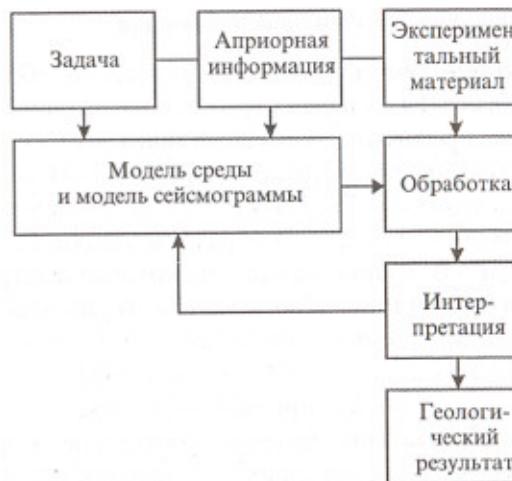


Рис. 10.1. Общая схема решения обратных задач

Указанная на схеме связь между компонентами исходных данных отображает их взаимозависимость. Действительно, формулировка задачи не может быть произвольной, поскольку исходит не только из необходимости, но также – из принципиальной возможности получения желаемого результата в данных условиях. Отбор априорной информации, естественно, зависит от решаемой задачи. С другой стороны, характер экспериментального материала и его качество должны отвечать цели исследований, а методика и техника полевых работ планируются на основе соответствующей априорной информации.

Исходя из поставленной задачи, на основе априорных данных выбирают подходящие модели среды и сейсмограммы. Обе модели взаимосвязаны, отображая две стороны процесса формирования сейсмического поля под воздействием геологического объекта. Выбор модельной основы во многом определяет сложность обработки и геологическую эффективность интерпретации ее материалов. Наряду с целевым геологическим результатом получается новая информация, которая позволяет вносить корректировки в используемые модели среды и сейсмограммы. Такая обратная связь необходима для удовлетворительного решения некорректной обратной задачи.

10.1.2. Стадии обработки и интерпретации

При решении обратной задачи различают стадии обработки и интерпретации. **Обработка** состоит в преобразовании данных с целью извлечения полезной информации¹. **Интерпретацией** называют физико-геологическое истолкование результатов обработки. По определению, интерпретация следует за обработкой, однако связь между ними не является односторонней. Решение обратной задачи осуществляется обычно целым рядом этапов, каждый из которых содержит стадии обработки и интерпретации. **Многоэтапность решения обусловлена двумя принципиальными обстоятельствами – недостаточностью априорной информации и вычислительной сложностью.**

Эффективность способов и приемов обработки зависит от того, насколько экспериментальный материал соответствует принятой модели в качественном и количественном отношениях. Как правило, степень соответствия не известна заранее с необходимой точностью и устанавливается в результате анализа самого экспериментального материала в процессе его обработки. Уточнение модели происходит поэтапно в ходе решения обратной задачи путем последовательных приближений – итераций. **Обратная связь между стадиями обработки и интерпретации, реализуемая в итерационных циклах, характерна для структуры решения сейсморазведочных задач в сложных условиях.** Этую связь подчеркивает термин **интерпретационная обработка**, который получил распространение в последнее время.

Из-за недостатка априорных данных интерпретатору приходится, помимо уточнения модельной основы, разрешать неоднозначность некоторых результатов обработки. В этом проявляется некорректность решаемых задач. **Потребность в анализе промежуточных результатов с целью выбора из них наиболее обоснованных вариантов приводит к поэтапному решению обратной задачи.**

Другой причиной поэтапного характера решения является его вычислительная сложность. Согласно теории математической статистики, при определении по экспериментальным данным многих параметров оптимальный результат достигается тогда, когда неизвестные величины оцениваются совместно в рамках единой вычислительной про-

цедуры. Например, при обработке совокупности волн, отраженных от ряда сейсмических границ, наилучший по точности результат следует ожидать при одновременном определении формы всех границ и всех пластовых скоростей. Однако в вычислительном отношении такой алгоритм оказывается чрезвычайно сложным, и его практическая реализация становится серьезной проблемой даже при использовании современных компьютеров. Поэтому, создавая технологичные вычислительные схемы, пригодные для обработки массовых полевых материалов, приходится расчленять процесс решения на ряд последовательных этапов. Так, в случае указанного примера решение обратной кинематической задачи можно реализовать путем последовательной оценки пластовых скоростей и формы сейсмических границ, двигаясь по разрезу сверху вниз и учитывая каждый раз результаты, полученные для всех предшествующих границ.

10.1.3. Алгоритмы и режимы обработки

Следует обратить внимание на принципиальное различие между процессами обработки и интерпретации. **Операции, относящиеся к стадии обработки, могут быть полностью формализованы.** Это позволяет построить алгоритм – последовательность вычислительных и логических операций, однозначно преобразующих исходные данные в информацию желаемого вида. Современная вычислительная техника дает возможность реализовывать весьма сложные алгоритмы, использующие преобразования различного вида. Среди них **основную роль играют линейные преобразования**.

На всех этапах обработки стремятся по возможности использовать оптимальные алгоритмы. В статистическом отношении оптимальным алгоритмом считается такой, который среди допустимых вариантов решения обеспечивает наилучший результат в среднем по множеству случаев его применения. Это возможно только при условии, что экспериментальный материал полностью соответствует модели, для которой построен оптимальный алгоритм. Если данное условие нарушено, то возникают большие или меньшие искажения результата, которые обычно не контролируются самим алгоритмом. Здесь необходимо **вмешательство интерпретатора для оценки эффективности применения алгоритма.** Поэтому при расчленении вычислительного процесса на последовательные этапы предусматривают **анализ промежуточных результатов обработки.**

¹ В такой формулировке термин «обработка» применяется в узком смысле; в широком смысле этот термин означает решение обратной задачи в целом или отдельные его этапы.

В обработке сейсморазведочных данных наряду с процедурами, имеющими строгое математическое обоснование, используют так называемые **эвристические алгоритмы**. Они построены на интуитивно-эмпирических предпосылках и обычно представляют собой формализацию приемов, выработанных в практической деятельности интерпретаторов. Эффективность таких алгоритмов проверена на большом объеме реальных сейсморазведочных материалов.

По сравнению с собственно обработкой, процесс интерпретации является значительно более сложным и неоднозначным. В ходе анализа сейсморазведочных материалов интерпретатор сознательно или неявно выдвигает и сопоставляет альтернативные гипотезы относительно возможных вариантов строения сейсмогеологической среды и его отображения в наблюдаемой волновой картине. В условиях недостатка априорной информации велико значение качественного учета многих факторов и интуитивного характера некоторых оценок. Большую роль играет опыт интерпретатора, накопленный в решении подобного рода задач, который пока не поддается аналитическому описанию. Поэтому многие процедуры принятия интерпретатором важных решений до сих пор не удалось в достаточной мере формализовать и превратить в математические алгоритмы. В этом проявляется *субъективный, творческий характер стадии интерпретации*. Ее характерная особенность состоит в том, что здесь принимают решения, т. е. делают выбор одного варианта из многих. *Процедура принятия решения относится к существенно нелинейным операциям*.

Граница между стадиями обработки и интерпретации не остается постоянной. По мере развития физико-математических основ и вычислительной базы сейсморазведки, а также накопления опыта обработки полевых материалов удается алгоритмизировать все большее количество процедур, относимых к сфере интерпретации. В частности, в помощь интерпретатору привлекаются *статистические методы проверки гипотез и принятия решений*. В этом же направлении идет разработка *адаптивных алгоритмов*. Это – *многоэтапные схемы обработки, содержащие элементы численного анализа промежуточных результатов и принятия статистически обоснованных решений*. Таким путем осуществляется приспособление вычислительной схемы к особенностям экспериментального материала.

Успехи автоматизации в решении обратных задач вовсе не означают уменьшение роли интерпретатора. Наоборот, огромные потенци-

альные возможности компьютеров требуют для своей реализации высокого профессионального уровня геофизика. Он должен хорошо разбираться в алгоритмической основе, практической результативности и экономической целесообразности тех многочисленных и разнообразных программ обработки, которые имеются в его распоряжении. В противном случае интерпретатор не сможет правильно составить наиболее эффективный **граф обработки – схему последовательности и взаимосвязи различных ее этапов и процедур**.

В зависимости от характера взаимодействия геофизика с компьютером различают **пакетный и интерактивный режимы обработки**. В первом случае одновременно обрабатывают достаточно большой объем исходных данных по заранее установленному графу с предварительно подобранными параметрами процедур. По существу это – производственный режим обработки. Во втором случае обработка выполняется на ограниченном объеме типичных исходных данных в процессе «диалога» геофизика с компьютером и имеет целью выбор и тестирование рациональной последовательности и оптимальных параметров процедур. По существу это – настроочный режим, в котором формируется граф последующей пакетной обработки.

Стоимость обработки сейсморазведочных данных нередко оказывается сопоставимой со стоимостью полевых работ. Многовариантность обработки, зависимость ее результатов от правильности стратегии и тактики интерпретатора делает весь процесс сложным и дорогостоящим экспериментом. Правильность его планирования и проведения во многом определяет успех сейсморазведки в решении сложных геологических задач.

10.2. Структура обработки полевых материалов [29, 40, 61]

Различия в задачах и методах разведки, методике полевых работ, программных и вычислительных средствах приводят к большому разнообразию схем обработки. Они отличаются составом и взаимосвязью используемых процедур и имеют различный уровень сложности. Поэтому невозможно представить детальную схему обработки сейсмических данных, пригодную для всех случаев. В то же время можно указать основные процедуры обработки в характерной последовательности их выполнения.

10.2.1. Процедуры обработки

Преобладающие объемы обработки приходятся на кинематическую интерпретацию полевых наблюдений МОВ, результатом которой являются сейсмические разрезы (2D) и кубы (3D). Рассмотрим основные процедуры, выполняемые для их получения, исходя из принятой модели сейсмограммы (п. 6.2.4).

В большинстве случаев выделение полезных волн (сигналов) $s(t)$ непосредственно из записанной в поле волновой картины $y(t)$ затруднено различными мешающими колебаниями $n(t)$, которые необходимо ослабить. С этой целью выполняют фильтрацию сейсмических записей. При различиях спектрального состава полезной и мешающей компонент волнового поля применяют одноканальную частотную фильтрацию. Различные виды фильтров – граничные, полосовые, режекторные, обратные, корректирующие – могут использоваться совместно и многократно в процессе обработки. Фильтрацию выполняют как во временной, так и в частотной области. К одноканальным преобразованиям сейсмических записей относится также модификация амплитуд, с помощью которой компенсируют ослабление интенсивности полезных волн со временем, сжимают динамический диапазон колебаний и устанавливают средний уровень их амплитуд при визуализации волновой картины.

Возможности фильтрации значительно возрастают, если волны-помехи отличаются от полезных колебаний кажущимися скоростями. Тогда применяют многоканальную пространственно-временную фильтрацию волновой картины $y(t, x)$. Ее реализуют как в пространственно-временной, так и в двумерной частотной области. Существует большое разнообразие многоканальных фильтров, отличающихся назначением и построением. Среди наиболее распространенных следует назвать группирование приемников и источников, веерную и когерентную фильтрации, вычитание волн-помех, суммирование по общей средней точке и др.

Большинство применяемых в сейсморазведке фильтров, одноканальных и многоканальных, являются линейными. Их характеристики могут быть постоянными либо изменяться в процессе фильтрации, если изменяются свойства полезных и мешающих волн. Наиболее общим случаем является многоканальная фильтрация, переменная во времени и пространстве.

Результативность обработки зависит от того, насколько экспериментальные данные соответствуют принятой теоретической модели. К основным факторам, нарушающим это соответствие, относятся искажения времен прихода волн за счет неоднородностей верхней части разреза. Такие искажения устраняют путем введения статических поправок. Название поправки указывает, что она неизменна во времени, т. е. постоянна для каждой точки наблюдения. Априорно рассчитанные статические поправки зачастую оказываются недостаточно точными. Тогда приходится определять и вводить дополнительные, уточняющие поправки на основе анализа полевых записей. Эту процедуру называют коррекцией статических поправок.

При обработке выполняют введение кинематических поправок. С их помощью устраниют различия во временах прихода волн, вызванные двумя факторами – неодинаковым удалением пунктов приема от пунктов возбуждения и наклоном отражающих границ. Первый из них учитывают с помощью нормальных кинематических поправок, второй – с помощью дифферентных кинематических поправок. Кинематические поправки зависят от скоростей распространения волн в толще пород, покрывающих сейсмическую границу. Обычно априорных сведений о скоростях оказывается недостаточно для удовлетворительного определения поправок, что делает необходимым их уточнение, называемое коррекцией кинематических поправок.

Введение кинематических поправок преобразует наблюденный годограф отраженной волны в годограф нормальных времен – линию $t_0(x)$, которая в масштабе времени изображает сейсмическую границу. Совокупность таких линий для однократных отражений образует кинематический временной разрез по сейсмическому профилю. Аналогичное построение, выполненное в виде волновой картины с сохранением формы и интенсивности колебаний, образует динамический временной разрез (2D) или динамический временной куб (3D). На них проводят корреляцию сейсмических горизонтов, т. е. прослеживание и отождествление в пространстве осей синфазности однократных отражений. Если отражающие границы пологие и отсутствуют резкие изменения пластовых скоростей, то временной разрез в большой степени подобен глубинному и пригоден для предварительной геологической интерпретации сейсмических построений.

Времена пробега полезных волн используют для определения сейсмических скоростей. По записям отраженных волн находят эффектив-

ные скорости – упрощенные оценки средних скоростей в покрывающей толще. Имея эти оценки для ряда границ, можно вычислить пластовые скорости в промежуточных слоях. По наблюдениям преломленных волн находят граничные скорости, характеризующие вещественный состав высокоскоростных слоев.

Оценки сейсмических скоростей по материалам полевых наблюдений отягощены искажениями систематического и случайного характера. Поэтому совокупность определений по отдельному профилю или по некоторой площади анализируют, систематизируют и осредняют. Этот процесс известен как **обобщение скоростей**. Его задача – связать полученные оценки с априорными сведениями о скоростях, прежде всего – с данными сейсмического каротажа, и установить закономерности их пространственного распределения. Полученные результаты в виде **скоростных разрезов** и кубов используют для последующих сейсмических построений.

Имея скоростные характеристики среды, можно по времененным разрезам и кубам построить соответствующие **глубинные сейсмические разрезы и кубы**. При этом происходит учет **сейсмического сноса**, т. е. переход от нормальных времен отражений t_0 и, соответственно, от эхо-глубин h к обычным (вертикальным) глубинам H отражающих границ. Учет сейсмического сноса выполняют процедуры **миграции**. В одних случаях исходный временной разрез (куб) преобразуют в **мигрированный временной разрез (куб)**, приведенный к **вертикальным временам отражений**, который затем нетрудно пересчитать в глубинный разрез (куб). В других случаях глубинный разрез (куб) получают путем миграции непосредственно сейсмограмм, минуя стадию построения временного разреза (куба). Миграция относится к наиболее сложным и трудоемким процедурам обработки материалов МОВ, обеспечивая получение достоверных изображений сложных геологических объектов.

Указанные выше процедуры обработки составляют основу кинематической интерпретации. В благоприятных условиях обработка полевых материалов может быть углублена в сторону динамической интерпретации, позволяющей определять не только структурно-тектонические, но и фациально-литологические особенности разреза, включая оценку коллекторских свойств осадочных пород и прогноз их нефтегазоносности. В таком случае применяют специальные процедуры динамической обработки.

В процессе обработки приходится выполнять **вспомогательные операции**, которые подготавливают исходные записи и промежуточные материалы к различным преобразованиям. Сюда относятся процедуры ввода и вывода информации в текстовом, цифровом и графическом представлении, ее сортировка и контроль технического состояния, формирование массивов данных для очередных этапов обработки и т. п.

10.2.2. Оперативная и основная обработка

В зависимости от места и времени преобразования полевых записей, полноты и глубины их анализа различают два вида обработки – **оперативную** и **основную**. Первая является экспресс-обработкой, выполняемой в ходе полевых работ на базе сейсмической партии силами ее камеральной группы. Вторую обычно выполняют по завершении полевого сезона на базе стационарного вычислительного центра с участием его специалистов. Получаемые здесь результаты представляют в итоговом отчете о сейсморазведочных работах.

Задача **оперативной обработки** – оценка эффективности методики полевых работ и предварительный анализ их геологических результатов. Поверхностные и глубинные сейсмогеологические условия могут заметно изменяться даже в пределах небольших исследуемых площадей, что требует повседневного контроля качества получаемых материалов и коррекции методики полевых работ в случае необходимости. Оперативные сейсмические построения по отработанным профилям позволяют своевременно оценить геологическую ситуацию и проложить дополнительные профили с учетом выявленных структурных особенностей целевых горизонтов, разрывных нарушений и т. п.

Аппаратурная и вычислительная база оперативной обработки определяется техническим оснащением полевой партии. При отсутствии полевых программно-вычислительных комплексов для фильтрации и визуализации записей используют системы воспроизведения сейсмостанций, а расчетные работы выполняют на портативной вычислительной технике.

Визуализированная сейсмограмма должна иметь **этикетку** (паспорт), где указаны площадь работ, номер профиля, пункт возбуждения, крайние пункты приема, параметры возбуждения, записи и воспроизведения сейсмограммы.

Редактирование сейсмограмм заключается в контроле их технического качества и отбраковке негодных материалов. К основным изъянам сейсмограмм относятся:

- неправильная отметка момента возбуждения, что устанавливают по смещению времен всех волн на постоянную величину;
- обратная полярность (противофазность) каналов, что обнаруживают при сопоставлении на соседних трассах направления первых вступлений и формы регулярных волн;
- высокий уровень взаимных электрических влияний между каналами, проявляющийся синхронными колебаниями в области первых вступлений;
- электрические помехи (наводки) от внешних и внутренних источников, вызывающие синхронные искажения записи на всех каналах или их части;
- наличие неработающих каналов и каналов с очень низкой чувствительностью;
- заметные нелинейные искажения формы колебаний из-за превышения ими допустимого динамического диапазона записи.

После оценки технического качества записи интерпретатор переходит к важнейшему этапу оперативной обработки – *анализу волновой картины*. Он определяет и сопоставляет динамические и кинематические параметры полезных и мешающих волн. Здесь важно правильно оценить два момента: 1) необходимость и возможность увеличения отношения сигнал/помеха путем изменения условий возбуждения и приема – массы и глубины заложения заряда, параметров группирования источников и приемников, режима записи колебаний; 2) обеспечение решения поставленной задачи применяемой системой наблюдений – их дистанцией, кратностью перекрытия, а также ориентировкой профилей.

Решая вопрос об эффективности применяемой методики, нельзя упускать из виду *экономический фактор* – необходимость выполнения геологического задания при минимальной стоимости сейсморазведочных работ. *Недопустимо создавать избыточный запас добrotности полевого материала за счет усложнения и удорожжания работ*. Чтобы правильно судить, удовлетворительно ли качество полевых записей, интерпретатор должен хорошо представлять себе реальные возможности современных методов преобразования сейсмических данных, которые будут использованы при основной обработке. Следует помнить, что *недостаток качества экспериментальных данных, вызванный неправильной методикой полевых работ или небрежным их проведением, не может быть восполнен за счет обработки, даже самой сложной*. Более того, сложные преобразования сейсмических записей наиболее чувствительны к уровню и стабильности их качества.

На основе всестороннего анализа наблюданной волновой картины интерпретатор формулирует необходимые *корректизы в методику полевых работ*. Решение об их реализации принимает руководство организации, выполняющей эти работы.

При профилировании МПВ оперативная обработка включает корреляцию полезных волн для построения их гидографов и преломляющих границ. При работах МОВ в современной модификации МОГТ корреляцию волн по сейсмограммам обычно не делают, хотя иногда ее выполняют выборочно, контролируя качество полевых материалов.

Анализируя полевые записи, целесообразно для исследуемой площади составить карту *качества прослеживаемости* целевых волн. На ней выделяют участки с благоприятными и плохими сейсмогеологическими условиями. Очень важно правильно разграничить воздействие на волновую картину поверхностных и глубинных сейсмогеологических факторов. Эти данные помогают оценить достоверность предварительных построений и при необходимости рационально проложить дополнительные профили. Кроме того, эти материалы содержат ценную информацию геологического характера: изменение качества прослеживаемости волн бывает связано с локальными структурами, тектоническими нарушениями, фациальными изменениями, нефтегазовыми залежами и другими объектами поисков.

На последующих этапах оперативной обработки получают предварительные геологические результаты по отдельным профилям. Имея топографическую основу и материалы изучения верхней части разреза, можно рассчитать статические поправки и ввести их в исходные записи. Когда поверхностные условия достаточно просты и стабильны, статические поправки при экспресс-обработке зачастую не вводят. По записям полезных волн определяют сейсмические скорости и обобщают эти определения с учетом априорной информации. Данные о скоростях используют для построения целевых границ, получая предварительные сейсмические разрезы и предварительные структурные карты и схемы. При оперативной обработке нередко применяют простые графические способы вычисления, осреднения и представления промежуточных и конечных результатов.

Рассмотренная схема является обобщенной и включает возможные варианты оперативной обработки наблюдений МОВ и МПВ. В конкретных обстоятельствах содержание и объем обработки сейсморазведочных материалов в полевых условиях могут быть весьма различными. При этом определяющими факторами являются: степень стандартизации и автоматизации обработки наблюдений данного сейсмического метода, сложность наблюдаемой волновой картины, уровень программно-компьютерного оснащения полевой партии.

Преломленные волны, по сравнению с отраженными, характеризуются более сложным характером изменения динамических и кинематических параметров. Волновая картина, наблюдаемая на сейсмограммах МПВ, часто требует более тонкого анализа. Поэтому здесь пока не удалось стандартизировать и формализовать обработку полевых наблюдений в той степени, как это сделано в МОВ. При обработке записей преломленных волн обычно ограничиваются довольно простыми видами их преобразования, в основном – частотной фильтрацией. Для построения преломляющих границ используют априорные сведения о сейсмических скоростях в покрывающей толще. В то же время вычисление граничных скоростей, как и построение преломляющих границ, не требует сложных расчетов. В целом для обработки наблюдений МПВ характерно преобладание интерпретационной деятельности над вычислительной, включая в последнюю различные преобразования сейсмических записей. По этой причине в полевых условиях можно обеспечить достаточно полную обработку исходных материалов МПВ.

Чем стандартнее выполняется анализ волновой картины и шире применяются сложные способы ее преобразования, тем более возрастает роль обработки полевых материалов в стационарных вычислительных центрах. Соответственно процедуры оперативной обработки исходных данных упрощают и облегчают. Такая ситуация характерна для исследований методом ОСТ (ОГТ), которые преобладают в сейсморазведке. Нередко в полевых партиях ограничиваются контролем качества сейсмических записей и расчетом статических поправок по материалам специальных работ. Вместе с тем в МОВ отчетливо проявляется тенденция противоположного характера – стремление приблизить процесс глубокой обработки сейсмических записей к моменту их получения. Современные сейсмостанции, снабженные мощными компьютерами, способны реализовать сложные алгоритмы обработ-

ки полевых записей и выдавать результаты в виде предварительных временных и глубинных сейсмических разрезов. Такие системы особенно эффективны в морской сейсморазведке, отличающейся большой производительностью. Они обеспечивают получение предварительных геологических результатов непосредственно в процессе профилирования на исследуемых акваториях.

Задача основной обработки – наиболее полное извлечение геологической информации из сейсморазведочных данных. Для основной обработки характерно:

- применение сложных алгоритмов преобразования волновой картины, вычисления и анализа исследуемых величин, построения сейсмических границ;
- варьирование графа обработки и управляющих параметров, коррекция используемых моделей среды и сейсмограммы;
- тщательная геологическая интерпретация сейсмических построений на основе всестороннего изучения материалов обработки и их сопоставления с априорными данными.

Основная обработка наблюдений МПВ обычно не вносит принципиально новых элементов по сравнению с оперативной обработкой. Здесь тщательно контролируют и уточняют ранее сделанные построения, для чего используют вычислительные возможности компьютеров.

Указанные выше особенности основной обработки наиболее полно проявляются на сложных материалах 2D и 3D сейсморазведки МОВ. На одном и том же вычислительном центре обработка может существенно отличаться по уровню своей сложности. В этом отношении различают стандартную и специальную обработку.

Стандартная обработка должна обеспечивать удовлетворительное решение разведочной задачи в средних по сложности сейсмогеологических условиях, типичных для исследуемого района. Стандартной обработке подвергается весь полевой материал, поэтому она должна отличаться высокой технологичностью и экономичностью. Этого достигают путем оправданного упрощения графов обработки и сокращения числа ее вариантов. Рациональный комплекс стандартной обработки подбирают для каждого исследуемого района и корректируют в процессе его использования.

Специальная обработка служит для того, чтобы уточнить и расширить сейсморазведочную информацию, относящуюся к наиболее интересным и сложным частям геологического объекта. С этой целью

используют более тонкие и трудоемкие алгоритмы трансформации волновой картины и ее анализа. Специальная обработка может иметь выборочный характер: углубленному многовариантному анализу подвергают материалы самых важных участков на площади исследований, где при стандартной обработке была выявлена перспективная геологическая ситуация, например, – возможная ловушка углеводородов. В программные комплексы специальной обработки обычно включают процедуры, выходящие за традиционные рамки кинематической интерпретации сейсмических наблюдений. Сюда относятся способы динамической интерпретации волновой картины с целью оценки фациально-литологического состава осадочных пород, их коллекторских свойств и характера флюидонасыщенности.

10.2.3. Обработка по методу ОСТ (ОГТ)

В настоящее время производственная сейсморазведка отраженными волнами практически повсеместно выполняется по методике многократных перекрытий с обработкой полевых материалов по методу общей средней (глубинной) точки. В нем реализованы важнейшие достижения методики и технологии обработки и интерпретации сейсморазведочных данных. Многие из этих разработок вышли за рамки МОВ и нашли применение в иных методах сейсморазведки – ВСП, МПВ и др.

Обобщенная схема обработки сейсморазведочных материалов по методу ОСТ представлена на рис. 10.2. Схема указывает последовательность и взаимосвязь этапов обработки, нумерация которых в целом соответствует порядку их выполнения. Жирные связующие линии показывают пути движения сейсмических трасс, тонкие линии отображают информационно-интерпретационные связи этапов обработки между собой и с исходными данными. Направление движения информации указано стрелками.

Схема имеет три структурных уровня, образующих три «этажа» этапов обработки. Основным является уровень *кинематической интерпретации* (средний этаж), объединяющий ключевые этапы получения сейсмических разрезов или кубов по материалам 2D или 3D сейсморазведки. Для их обеспечения служат этапы уровня *оптимизации обработки* (верхний этаж), которые позволяют достигать наилучшего возможного качества сейсмических построений. Уровень *динамической интерпретации* (нижний этаж) включает в себя этапы, позволяющие определить фациально-литологический состав осадочных пород, их коллекторские свойства и характер флюидонасыщенности.

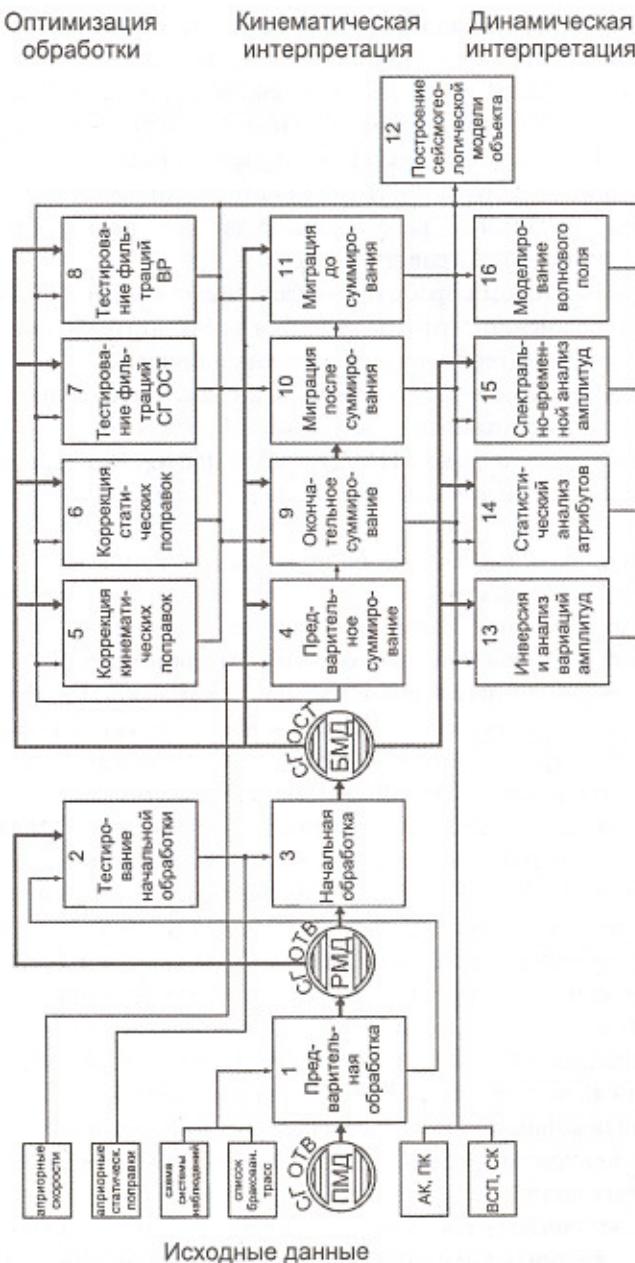


Рис. 10.2. Схема обработки по методу ОСТ (ОГТ)

кой интерпретации (нижний этаж) объединяет этапы, обычно выполняемые при специальной, углубленной обработке.

Ранее отмечалось, что обработка сейсмических данных носит *итерационный характер* с многократным повторением многих процедур в процессе оптимизации их параметров и улучшения получаемых результатов. На рис. 10.2 это обстоятельство отражено в виде петли информационной *обратной связи*, охватывающей все уровни обработки и показанной на схеме с правого края.

Конечным итогом обработки является *сейсмогеологическая модель* объекта исследований, которая строится в результате кинематической и динамической интерпретации исходных данных.

Исходные данные первой очереди включают материалы, без которых обработка не может производиться:

- *полевой массив данных* (ПМД) в виде ленточных или дисковых носителей с записями *сейсмограмм общей точки возбуждения* (СГ ОТВ);
- *схема системы наблюдений* на профиле или площади;
- *таблица априорных статических поправок* для пунктов возбуждения и приема колебаний. (При благоприятном строении ВЧР эти поправки могут быть рассчитаны по временам преломленной волны, наблюданной в первых вступлениях на полевых сейсмограммах).

На рис. 10.3 показана для примера 400-канальная полевая сейсмограмма ОТВ, зарегистрированная телеметрической аппаратурой при 3D съемке по крестообразной системе наблюдений. База приема образована четырьмя параллельными сейсмическими расстановками, отстоящими друг от друга на 300 м. Каждая расстановка содержит 100 каналов с шагом 50 м. Линия взрывных источников ортогональна к линиям приема и проходит через середину расстановок приборов, что формирует центральную систему наблюдений. Представленная сейсмограмма получена с пункта взрыва, расположенного между второй и третьей линиями приема, несколько ближе к первой из них. Наблюдается волновая картина хорошего качества с множеством отражений во всем диапазоне времен регистрации. Вместе с тем очень интенсивная волна-помеха релеевского типа препятствует прослеживанию на центральных трассах расстановок даже наиболее сильных отраженных волн.

Исходные данные второй очереди включают дополнительные материалы, без которых кинематическая интерпретация полевых записей

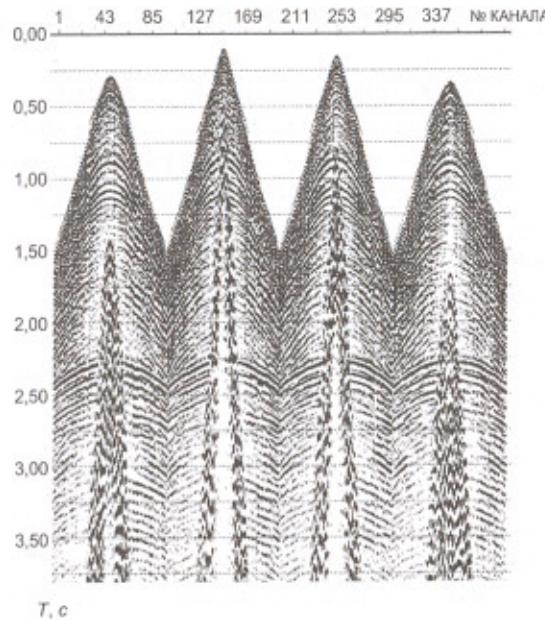


Рис. 10.3. Полевая 400-канальная сейсмограмма МОВ, записанная телеметрической сейсмостанцией

осуществима, хотя теряет в своей оперативности и точности результатов, однако динамическая интерпретация волнового поля не может быть выполнена. К этим данным относятся:

- *априорный скоростной закон* $v(t_0)$ для исследуемой площади;
- *список бракованных трасс*, выявленных во время полевых работ;
- *материалы вертикального сейсмического профилирования* (ВСП), *сейсмического каротажа* (СК), *акустического каротажа* (АК) и *плотностного каротажа* (ПК) по скважинам на исследуемой площади или вблизи нее.

Следует иметь в виду, что на всех этапах обработки *стадии интерпретации* обеспечены гибкой и многовариантной визуализацией анализируемых материалов с использованием полиграфических, многоцветных, аксонометрических, совмещенных, светотеневых, полупрозрачных и других способов изображения сейсмограмм, сейсмических разрезов и кубов, карт, графиков, диаграмм и т. п. К сожалению, в настоящем издании нет возможности продемонстрировать богатый арсенал современных методов и средств обработки сейсмических данных.

менных средств визуального представления сейсморазведочных материалов.

Ниже дана краткая характеристика последовательных этапов обработки с указанием процедур преобразования информации и результатов ее интерпретации. Подробному рассмотрению основных процедур обработки посвящены последующие главы учебника.

1. Предварительная обработка

Здесь выполняются следующие операции:

- демультиплексация цифровых записей;
- преобразование формата полевых записей в формат обрабатывающей системы;
- расчет геометрии системы наблюдений;
- занесение геометрии системы наблюдений в заголовки сейсмических трасс;
- редакция сейсмотрасс с обнулением их бракованных участков и обращением полярности противофазных записей.

Просмотр полевых записей дает представление о структуре наблюдаемой волновой картины и характерных особенностях полезных и мешающих волн. Это позволяет выбрать типичные сейсмограммы для использования на следующем этапе обработки. Результативным материалом этапа является рабочий массив данных (РМД), содержащий предварительно обработанные сейсмограммы ОТВ.

2. Тестирование начальной обработки

Этап предназначен для подбора подходящих процедур и их оптимальных параметров путем опробования различных вариантов преобразований на типичных сейсмограммах ОТВ, отобранных из исходных данных. Тестируются следующие процедуры:

- начальный мытинг – обнуление начальных участков сейсмических трасс;
- коррекция амплитуд колебаний на сейсмических трассах;
- частотная фильтрация – полосовая и обратная (деконволюция);
- пространственно-временная фильтрация.

При сопоставлении вариантов обработки критериями качества результатов служат визуальные оценки интерпретатора, опирающиеся на количественные данные оперативного спектрального и амплитудного анализа колебаний.

3. Начальная обработка

Этап готовит сейсмограммы к последующим построениям временного разреза, для чего реальные записи необходимо приблизить к простой модели поля отраженных волн. С этой целью исключают обусловленные поверхностными неоднородностями относительные временные сдвиги сейсмотрасс, устраниют неинформативные начальные части записей, компенсируют ослабление со временем амплитуд полезных колебаний и повышают качество волновой картины с помощью различных видов одноканальной и многоканальной фильтрации. Основные процедуры этапа таковы:

- введение априорных статических поправок;
- начальный мытинг;
- коррекция и нормировка амплитуд;
- полосовая фильтрация;
- деконволюция;
- двумерная фильтрация (частотная, веерная, когерентная);
- вычитание волн-помех.

Обработанные сейсмотрассы пересортируются в сейсмограммы ОСТ (ОГТ), которые образуют базовый массив данных (БМД), служащий материалом для последующих этапов обработки.

4. Предварительное суммирование

По сейсмограммам ОСТ строят предварительные временные разрезы (ВР) или временные кубы (ВК), для чего последовательно выполняют следующие процедуры:

- расчет и введение нормальных кинематических поправок (НКП);
- суммирование трасс по общим средним точкам (бинам).

Предварительные разрезы позволяют установить основные черты геологического строения исследуемой площади, выделить на ней области различного качества прослеживания целевых горизонтов и выявить возможные причины осложнения волновой картины. На площади работ выбирают участки выполнения скоростного анализа для коррекции кинематических поправок, определяют временные интервалы для коррекции статических поправок и намечают подходящие выборки материалов для тестирования фильтраций сейсмограмм ОСТ и временных разрезов. Эти заготовки используются на последующих этапах оптимизации обработки.

5. Коррекция кинематических поправок

Коррекция нормальных кинематических поправок (НКП) строится на скоростном анализе сейсмограмм ОСТ, который осуществляется процедурами:

- расчет и интерпретация вертикальных спектров скоростей;
- расчет и интерпретация горизонтальных спектров скоростей.

Первая процедура определяет зависимость $v_{\text{ОГТ}}(t_0)$ на участке профиля или площади, в пределах которого можно пренебречь горизонтальным градиентом скоростей. Вторая процедура определяет для фиксированного отражающего горизонта зависимость $v_{\text{ОГТ}}(x, y)$ на исследуемой площади. Коррекция НКП может выполняться многократно по мере улучшения качества волновой картины сейсмограмм ОСТ за счет коррекции статических поправок, дополнительной фильтрации сейсмограмм, а также за счет введения дифферентных кинематических поправок (ДКП). Последняя процедура оказывается значительно более сложной, чем введение нормальных кинематических поправок, поскольку по существу является частичной миграцией волнового поля множества сейсмограмм. Потребность в ДКП возникает в сложных структурно-тектонических условиях, когда одновременно регистрируются отражения от сейсмических границ различного наклона: в таких случаях зависимость $v_{\text{ОГТ}}(t_0)$ становится неоднозначной, так как величина $v_{\text{ОГТ}}$ определяется не только эффективной скоростью, но и углом наклона границы. Введение ДКП позволяет устранить влияние последнего фактора на результаты скоростного анализа.

6. Коррекция статических поправок

Здесь определяют относительные временные сдвиги сейсмических трасс, обусловленные неоднородностями строения ВЧР, которые не были устраниены введением априорных статических поправок. Коррекцию статических поправок выполняют, как правило, многократно в итерационных циклах чередования с коррекцией кинематических поправок. Основная операция этапа – автоматическая коррекция статических поправок (АКСП), которая реализуется двумя последовательными процедурами:

- определение относительных сдвигов трасс сейсмограмм ОСТ на основе расчета функций взаимной корреляции;
- вычисление корректирующих поправок за пункты возбуждения и приема путем решения систем линейных уравнений.

Когда строение ВЧР осложнено очень контрастными скоростными неоднородностями локального характера (островная мерзлота, локальные талики, трапповые тела, эрозионные врезы и т. п.), АКСП может оказаться недостаточно эффективной. В таких случаях, требующих более активного участия интерпретатора в анализе волновой картины, выполняют полуавтоматическую коррекцию статических поправок (ПКСП), которая может включать следующие процедуры:

- построение временных разрезов общих точек возбуждения (ВР ОТВ);
- построение временных разрезов общих точек приема (ВР ОТП);
- полуавтоматическая корреляция отражающих горизонтов на ВР ОТВ и ВР ОТП;
- вычисление корректирующих поправок по результатам корреляции.

Коррекция статических поправок не устраивает относительные сдвиги сейсмических трасс, вызванные факторами случайного характера. Для исключения погрешностей такого рода выполняют коррекцию остаточных фазовых сдвигов (КОФС), которая, подобно АКСП, основана на вычислении функций взаимной корреляции трасс сейсмограмм ОСТ.

7. Тестирование фильтраций сейсмограмм ОСТ

На наиболее представительных сейсмограммах ОСТ опробуются следующие виды одноканальной и многоканальной фильтрации:

- полосовая фильтрация для дополнительного подавления волн-помех, недостаточно ослабленных на этапе начальной обработки;
- обратная фильтрация (деконволюция) для увеличения временной разрешенности полезных волн;
- низкочастотная фильтрация, применяемая перед коррекцией кинематических и статических поправок для сглаживания волновой картины и повышения ее стабильности;
- двумерная частотная f - k фильтрация для подавления волн-помех, отличающихся от полезных отражений двумерным спектром;
- веерная фильтрация для подавления волн-помех, отличающихся от полезных отражений значениями кажущихся скоростей;
- вычитание кратных волн, отличающихся от полезных отражений величиной $v_{\text{ОГТ}}$;
- τ - преобразование, или фильтрация Радона, обладающая повышенной избирательностью при подавлении кратных волн, близких к полезным отражениям по величине $v_{\text{ОГТ}}$.

В конкретных условиях проведения сейсморазведки обычно опробуют не все из указанных процедур, а только те, что отвечают особенностям наблюдаемой волновой картины.

8. Тестирование фильтраций временного разреза

На этом этапе опробуют известные процедуры одноканальной (полосовой, обратной) и многоканальной (частотной, веерной, когерентной) фильтраций, которые должны повысить разрешенность и устойчивость волновой картины на результативных разрезах (кубах). Для фильтрации разрезов рекомендуется применять нуль-фазовые фильтры, чтобы избежать временных сдвигов осей синфазности, изображающих сейсмические горизонты. Иногда здесь тестируют специфическую процедуру *пространственной деконволюции* (f - x или f - x - y деконволюции), которая предназначена для снижения относительного уровня нерегулярного шума на сейсмических изображениях геологических объектов.

9. Окончательное суммирование

Выполняется по сейсмограммам ОСТ после завершения циклов коррекции кинематических и статических поправок, устранения остаточных фазовых сдвигов и выбора оптимальных вариантов одноканальной и многоканальной фильтрации волновой картины. В отличие от этапа предварительного суммирования здесь могут использоваться более сложные процедуры накопления сигналов с целью их усиления на окончательном временном разрезе (кубе). Такими процедурами являются:

- *медианное суммирование*, которое исключает значения амплитуд, аномально отличающиеся от большинства их оценок для данного отсчета;
- *взвешенное суммирование*, использующее весовые коэффициенты, определяемые соответствием обрабатываемой волновой картины принятой для нее модели;
- *неполнократное суммирование*, исключающее отсчеты сейсмических трасс тех дистанций, на которых отношение сигнал/помеха слишком мало.

Волновая картина суммарного разреза обрабатывается фильтрами, выбранными на предыдущем этапе. Окончательные временные разрезы (кубы) в случае несложного структурно-тектонического строения

исследуемого объекта могут служить материалами для предварительной кинематической интерпретации сейсморазведочных данных.

10. Миграция после суммирования

На временных разрезах (кубах) волновая картина соответствует нормальным временам отраженных волн, которые всегда отсчитываются по вертикальной оси, хотя нормальные лучи далеко не всегда вертикальны. Это обстоятельство может серьезно искажать изображение геологических объектов. Миграция позволяет исключить подобные искажения, перейдя от нормальных к вертикальным лучам. Переход осуществляют методом *временной миграции* с использованием средних скоростей или методом *глубинной миграции* с использованием пластовых скоростей. В результате получают *мигрированные временные разрезы* (кубы), которые пересчитывают в *глубинные разрезы* (кубы). Глубинная миграция является более сложной и трудоемкой, чем временная. Ею пользуются тогда, когда неоднородность покрывающей толщи вызывает значительные латеральные изменения сейсмических скоростей, без учета которых нельзя обеспечить успешную миграцию. Существует много программ миграции, реализующих различные подходы к преобразованию волнового поля. Выбор из них программы, подходящей для данного случая, зависит от ряда факторов, прежде всего – от сложности и изменчивости структурного и скоростного строения разреза. Удовлетворительное качество миграции обеспечивается при достаточно точных сведениях о распределении средних или пластовых скоростей сейсмических волн в исследуемой среде.

11. Миграция до суммирования

Эта процедура выполняет миграционные преобразования волнового поля несуммированных сейсмических трасс, используя те же принципы решения задачи, что и миграция суммарных разрезов. Миграция до суммирования является весьма времязатратной операцией, особенно в трехмерном варианте. К ней прибегают в наиболее сложных сейсмогеологических условиях, когда суммарные временные разрезы не обеспечивают удовлетворительного накопления полезных волн. Миграция до суммирования особенно чувствительна к погрешностям используемых значений сейсмических скоростей. Поэтому *итерационное построение достаточно точной структурно-скоростной модели исследуемой среды* является *ключевым моментом* данного этапа обработки.

12. Построение сейсмогеологической модели объекта

Сейсмогеологическая модель исследуемого объекта является конечным результатом обработки полевых материалов. Ее основу образует толстослойстая структурно-скоростная модель, которая строится при кинематической интерпретации исходных данных, включающих скважинные наблюдения. По сейсмическим разрезам (кубам) коррелируют отражающие горизонты, отождествляя их с литологическими границами и поверхностями стратиграфических либо структурных несогласий. Для привязки отражающих границ к геологическому разрезу используются данные вертикального сейсмического профилирования или сейсмического каротажа, имеющиеся на площади работ. Анализ объемной волновой картины сейсмического куба при прослеживании отражающих границ делается с помощью его вертикальных сечений – разрезов и горизонтальных сечений – срезов. Помимо горизонтов, отображающих слоистое строение разреза и его пликативные структуры, интерпретатор фиксирует и прослеживает дизьюнктивные нарушения, проявляющиеся в волновой картине. По материалам скоростных анализов сейсмограмм, которые ранее были использованы для расчета кинематических поправок, определяют пластовые скорости в интервалах разреза между отражающими горизонтами. Осреднение множества таких определений позволяет построить скоростной разрез (куб). Толстослойственный структурно-скоростной каркас модели исследуемой геологической среды может быть дополнен элементами тонкослоистой сейсмической модели в ходе последующих этапов обработки, реализующих динамическую интерпретацию. При построении итоговой сейсмогеологической модели, помимо собственно сейсмических данных, может быть использована информация, предоставляемая другими геофизическими методами, применявшимися на исследуемой площади.

13. Инверсия и анализ вариаций амплитуд

Этап объединяет методы динамической обработки, использующие прямую зависимость амплитуды отраженной волны от величины коэффициента отражения сейсмической границы. Эта величина в свою очередь зависит от коллекторских свойств и флюидонасыщенности исследуемых отложений. Такая связь в благоприятных условиях позволяет прогнозировать наличие залежей углеводородов по временным разрезам, построенным в результате тщательной динамической обработки сейсмических колебаний. На качественном уровне, при визуальном ана-

лиze волновой картины, для прогнозирования используют методы яркого/тусклого пятна (ЯТП) и мгновенных динамических характеристик (МДХ). Более основательным является количественное решение задачи прогнозирования продуктивности пластов-коллекторов путем так называемой инверсии амплитуд, что означает оценку упругих свойств контактирующих слоев по величине и знаку амплитуды отраженной волны. Этот подход реализуется методами псевдоакустического каротажа (ПАК) и эффективных коэффициентов отражения (ЭКО). В настоящее время широко применяется более чувствительный метод амплитудных вариаций отражений (АВО). Он основан на изучении зависимости амплитуды отраженной волны от угла ее падения-отражения: характер этой зависимости в значительной степени определяется составом флюидов и может существенно различаться для водонасыщенных и газонасыщенных пластов-коллекторов, что используют в поисковых целях.

14. Статистический анализ атрибутов

Детерминистический подход к интерпретации амплитуд отраженных волн, реализуемый на предыдущем этапе, ограничен пределами разрешающей способности МОВ. При мощностях пластов-коллекторов менее 5–10 м отражения от их границ не удается выделять из интерференционной волновой картины, образуемой пачкой вмещающих отложений. В то же время практически важные свойства совокупности тонких коллекторов в такой пачке – их эффективная мощность, пористость, флюидонасыщенность и др. – сказываются на особенностях наблюдаемой интерференционной картины. Поэтому ее разнообразные кинематические и динамические характеристики, называемые сейсмическими атрибутами, могут быть изучены на предмет их корреляционных связей с эффективными коллекторскими свойствами исследуемых отложений, которые известны по скважинным данным. С этой целью используют метод атрибутного регрессионного анализа (АРА), основанный на классической линейной регрессии, применяемой в математической статистике. По экспериментальным сейсмическим и скважинным данным находят уравнение регрессии, связывающее один или несколько атрибутов с определенной характеристикой эффективных коллекторских свойств целевой пачки отложений. Полученное уравнение позволяет с известной степенью надежности прогнозировать нефтегазоносность этих отложений на смежных площадях, где отсутствуют данные бурения. Для регрессионного анализа весьма небла-

гоприятны условия, когда между сейсмическими атрибутами и коллекторскими свойствами пород нет устойчивых линейных связей или количество опорных скважин слишком мало. В таких случаях более успешным может оказаться новый метод *атрибутного нейронного анализа* (АНА), использующий *нейронные сети*.

15. Спектрально-временной анализ амплитуд

Спектрально-временной анализ (СВАН) позволяет детально изучать условия седиментации осадочной толщи, что важно для прогноза ее нефтегазоносности. Трансгрессивные и регressive серии морских отложений различаются направлением изменения по разрезу гранулометрического состава осадков и масштаба их слоистости. По этой причине для них наблюдается противоположный характер изменения во времени преобладающей частоты в спектре волновой картины, образованной множеством интерферирующих отражений от пачки очень близких сейсмических границ. СВАН выполняется по одной типичной суммопротяжности временного разреза или по его небольшому фрагменту путем их частотной фильтрации множеством узкополосных фильтров. Получаемый при этом спектрально-временной образ волновой картины отображает особенности фациально-литологического строения геологического разреза. Визуальные и статистические оценки данных СВАН используют для выявления осадочных комплексов, перспективных в отношении нефтегазоносности.

16. Моделирование волнового поля

Моделирование поля отраженных волн является неотъемлемой частью процесса динамической интерпретации. Современные средства вычислительной математики и компьютерной техники позволяют расчитывать сейсмические поля в весьма сложных объемных средах, описываемых множеством изменчивых параметров геометрического и петрофизического характера. При этом возможен учет многих факторов – образования обменных волн, частотно-зависимого поглощения упругих колебаний, влияния кривизны сейсмических границ на траектории волн и их амплитуды и др. Однако целесообразность громоздких и дорогостоящих вычислений зависит от практической ценности их результатов, получаемых обычно в условиях невысокой точности и малой детальности априорной информации. Поэтому при обработке производственных материалов используют, как правило, сравнитель-

но простые варианты сейсмического моделирования, к которым относятся:

- одномерное волновое моделирование трассы однократных и многократных отражений при нормальном падении плоской волны в абсолютно упругой среде;
- двумерное лучевое моделирование сейсмограмм отраженных волн с учетом изменения пластовых скоростей и преломления на криволинейных границах;
- двумерное волновое моделирование временных разрезов, образуемых нормальными отражениями в слоисто-однородной среде.

В современных компьютерных системах обработки сейсмических данных расчеты и визуализация волновых полей выполняются настолько быстро, что могут быть реализованы в режиме интерактивной обработки полевых материалов. Сопоставляя реальную волновую картину с синтетической, интерпретатор подбирает сейсмическую модель исследуемого геологического объекта, для которой расчетное волно-

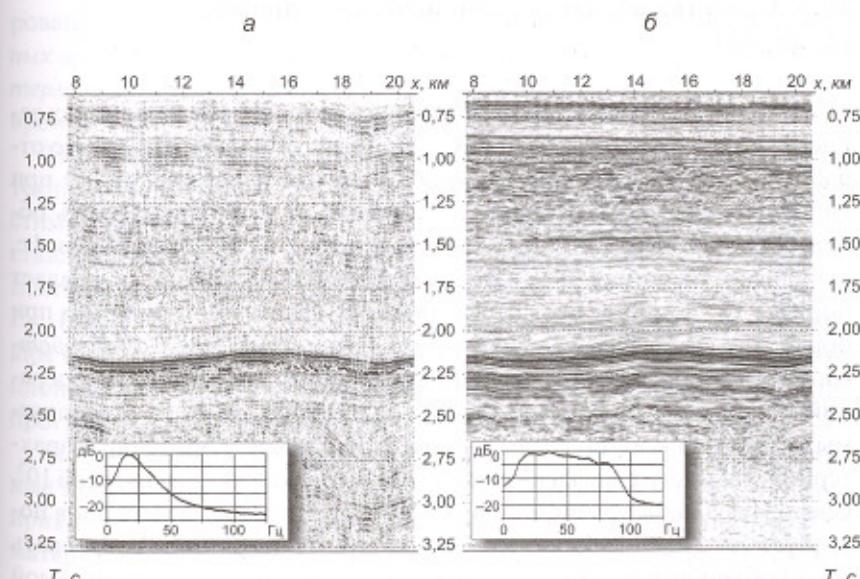


Рис. 10.4. Сравнение двух вариантов суммарного временного разреза ОСТ:
а – предварительный разрез; б – окончательный разрез

вое поле удовлетворительно согласуется с наблюденным. Степень согласия определяется как визуально, так и аналитически – по оценкам сходства (подобия) и расхождения (дисперсии).

В заключение проиллюстрируем эффективность многоэтапного процесса обработки сейсморазведочных материалов по методу ОСТ. На рис. 10.4 сопоставлены два варианта временного разреза – предварительный и окончательный, с миграцией после суммирования. Разрезы получены вертикальным сечением соответствующих сейсмических кубов, построенных на одной из нефтеперспективных площадей Западной Сибири. Нетрудно видеть, что выполненная обработка весьма существенно повысила как амплитудную, так и временную разрешенность волновой картины, обеспечив возможность ее детальной геологической интерпретации. Это подтверждается сравнением частотных спектров волновой картины обоих разрезов, графики которых показаны здесь же.

10.3. Средства обработки сейсмических данных

[5, 40, 58]

Исходная сейсмическая информация в виде цифровых полевых записей отличается очень большими объемами. Например, в случае обработки площади размером около 100 км^2 сейсморазведкой 3D при типичных параметрах системы наблюдений и регистрации – сеть общих средних точек $25 \times 25 \text{ м}$, кратность перекрытия 24, длина записи 4 с, шаг дискретизации 2 мс – массив цифрового материала составляет порядка 10^{10} амплитудных отсчетов (слов). Объем производимых при обработке вычислений зависит от так называемой глубины обработки, которая определяется средним количеством элементарных операций (умножение + сложение чисел с плавающей запятой), выполняемых с каждым сейсмическим словом. При глубине обработки, характерной для многих случаев, это количество оценивается величиной 10^5 . Следовательно, в нашем примере обработка полевых материалов потребует выполнение около 10^{15} элементарных операций. Реализовать такой объем вычислений возможно только при использовании самой быстродействующей компьютерной техники.

В настоящее время обработка сейсморазведочных материалов выполняется с помощью персональных компьютеров, рабочих станций и

суперкомпьютеров. Эти технические средства, называемые вычислительными платформами, различаются производительностью и ресурсами памяти. Производительность персональных компьютеров и рабочих станций составляет десятки миллионов операций в секунду, а в многопроцессорных суперкомпьютерах она достигает уровня триллиона (10^{12}) операций в секунду. При этом размер оперативной памяти возрастает от величины 0,25–1 гигабайт (10^9 байт) до уровня десятков и сотен гигабайт. Соответственно объем дисковой памяти увеличивается от десятков и сотен гигабайт до уровня десятков и сотен терабайт (10^{12} байт).

Массовая обработка сейсморазведочных данных обычно проводится в специализированных вычислительных центрах (ВЦ), входящих в состав геофизических предприятий – трестов, экспедиций, сервисных компаний и др. На одном ВЦ могут использоваться вычислительные платформы различных типов, взаимодействующие в рамках локальных компьютерных сетей. При этом наиболее мощные компьютеры сети служат в качестве серверов, которые обеспечивают функционирование обрабатывающих программ, оперативных баз данных, системных архивов и др. Рядовые компьютеры сети используются в качестве терминалов, позволяющих многим пользователям независимо и одновременно обрабатывать свои материалы.

На геофизических ВЦ используется импортная вычислительная техника. Среди персональных компьютеров преобладают IBM-совместимые (Pentium и т. п.). Рабочие станции и суперкомпьютеры представлены продукцией корпораций Sun Microsystems (SUN SPARC), International Business Machine (IBM RISC-6000, SP2), Silicon Graphics, Inc. (ORIGIN 2000 и др.). Наиболее распространенным математическим обеспечением для этой техники служат различные версии операционной системы Unix, хорошо приспособленной для решения многофункциональных и многопользовательских вычислительных задач.

Нашими сейсморазведчиками в основном используются импортные программные системы обработки, содержащие пакеты из сотен прикладных процедур кинематической и динамической обработки материалов 2D и 3D сейсморазведки. Сюда относятся программные системы ProMAX (компания Halliburton), Focus (компания Paradigm Geophysical Ltd.), Geovecteur (компания CGG) и др. Из отечественных обрабатывающих систем наиболее известна СЦС-5 (разработка ЦГЭ). Крупнейшие обрабатывающие системы непрерывно совершенствуют-

ся, пополняясь новыми процедурами, и в целом сопоставимы по алгоритмическому уровню и практической эффективности.

Современная тенденция развития сейсмического программного обеспечения проявляется в стремлении компаний-разработчиков создать единую интегрированную систему, охватывающую весь цикл геологоразведочного производства с участием сейсморазведки. Предусматриваются всевозможные этапы – от планирования полевых работ и расчета оптимальных систем наблюдений до оценки выявленных запасов углеводородов и гидродинамического обоснования режима эксплуатации месторождения на основе совместной интерпретации сейсмических и скважинных данных. Такая интерпретация обеспечивается специальными программными пакетами, которые интегрированы с обрабатывающими системами. Например, система Focus дополняется пакетами Geodepth, SEISX и др., система Geovecteur – пакетом Integral Plus. Для совместной интерпретации сейсмических и скважинных данных используют и другие зарубежные системы – ProMAX, CHARISMA, а также отечественные программные пакеты – КОМПАК, ИНПРЕСС, ПАНГЕЯ, DV1-Analyser и др.

Контрольные вопросы

1. Что в теории сейсморазведки называют обратной задачей и по каким причинам невозможно ее исчерпывающее решение?
2. В чем различие кинематической и динамической интерпретации сейсмических данных?
3. Почему обратная задача не является корректной и чем объясняется многоэтапность ее решения?
4. Что такое эффективная сейсмогеологическая модель и какие основные составляющие ее элементы?
5. В чем принципиальное различие стадий обработки и интерпретации сейсмических данных?
6. Чем эвристический алгоритм обработки данных отличается от оптимального?
7. Поясните сущность интерактивного и пакетного режимов обработки полевых данных.
8. Почему обработка данных МОВ стандартизирована и автоматизирована в значительно большей степени, чем обработка данных МПВ?

9. Какие задачи решаются при оперативной обработке и какие – при основной обработке сейсмических данных?
10. Объясните логическую структуру обобщенной схемы обработки сейсморазведочных материалов по методу ОСТ (ОГТ) и охарактеризуйте составляющие ее элементы.
11. Какие вычислительные средства используются для обработки сейсморазведочных материалов и каково их различие по быстродействию и ресурсам памяти?

Глава 11. Введение поправок и корреляция волн

Введение статических и кинематических поправок в сейсмические записи обеспечивает эффективность последующих процедур их преобразования и корреляции полезных волн на сейсмограммах и динамических разрезах.

11.1. Расчет и коррекция поправок [30, 46, 47, 57]

Требования к точности введения поправок повышаются по мере усложнения глубинных и поверхностных условий проведения сейсморазведки и развития новых методов обработки, использующих тонкие алгоритмы преобразования исходных данных.

11.1.1. Расчет статических поправок

Статическая поправка – это разность действительного времени регистрации волны и расчетного времени ее прихода при условии, что точки возбуждения и приема колебаний находятся на заданной линии приведения. Название поправки отражает ее принципиальную особенность – *неизменность во времени*: статическая поправка одинакова для всех колебаний, зарегистрированных на данной сейсмической трассе.

При введении статической поправки в сейсмическую трассу от *наблюденных времен* переходят к *приведенным (исправленным) временам*. Обычно линия приведения проходит ниже точек возбуждения и приема, так что *введение статических поправок уменьшает значения времен*. Линию приведения располагают ниже ЗМС, возможно ближе к ее подошве, на такой глубине, где скорости упругих волн в ВЧР достаточно стабильны.

Пусть в некоторой точке профиля, где расположен пункт приема (ПП), превышение рельефа над линией приведения равно h_p , зона малых скоростей имеет мощность h_3 и характеризуется средней скоростью v_3 (рис. 11.1). Среднюю скорость в подстилающих породах, заключенных между подошвой ЗМС и линией приведения, обозначим v_n . При расчетах статических поправок исходят из допущения, что для всех волн, приходящих снизу, лучи в интервале от линии приведения до

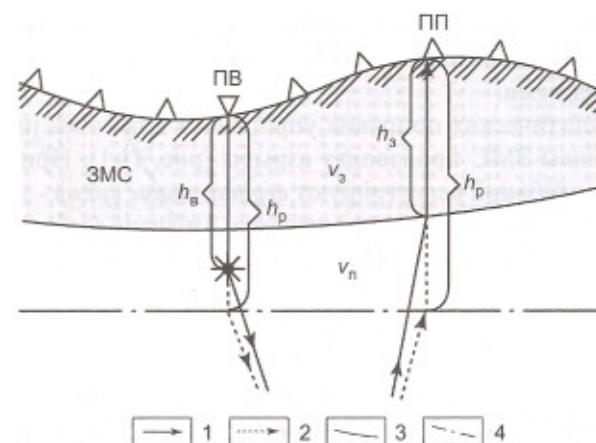


Рис. 11.1. К расчету статических поправок:
1 – действительные лучи; 2 – расчетные лучи; 3 – подошва ЗМС;
4 – линия приведения

поверхности имеют вертикальное направление. Такое допущение достаточно справедливо только в отношении пробега волн через ЗМС: из-за большой разницы скоростей v_3 и v_n сейсмические лучи, преломляясь на подошве зоны, проходят ее практически вертикально.

Статическую поправку Δt можно рассматривать как сумму двух слагаемых – *поправки за ЗМС* и *поправки за рельеф*. При отсутствии ЗМС время пробега волны уменьшилось бы на величину

$$\Delta t_3 = \frac{h_3}{v_3} - \frac{h_3}{v_n}. \quad (11.1)$$

Исключив влияние ЗМС, найдем поправку за рельеф как время пробега волн со скоростью v_n от линии приведения до поверхности:

$$\Delta t_p = \frac{h_p}{v_n}. \quad (11.2)$$

Таким образом, статическую поправку в любой точке профиля можно рассчитать по формуле:

$$\Delta t = \Delta t_3 + \Delta t_p = \frac{h_3}{v_3} + \frac{h_p - h_3}{v_n}. \quad (11.3)$$

Величину h_p находят по нивелировочному разрезу сейсмического профиля. Остальные параметры h_3 , v_3 и v_n определяются специальными наблюдениями.

Расчет статических поправок упрощается для точек профиля, где ниже подошвы ЗМС производят взрывы (рис. 11.1). При таком возбуждении колебаний регистрируют *вертикальное время – время прохождения волн от точки взрыва до поверхности в пункте возбуждения (ПВ)*. Статическую поправку для ПВ вычисляют по формуле

$$\Delta t = t_B + \frac{h_p - h_B}{v_n}, \quad (11.4)$$

где t_B – вертикальное время, h_B – глубина взрыва в скважине, h_p – превышение рельефа на ПВ над линией приведения. Здесь требуется дополнительная оценка только одного неизвестного параметра v_n .

Всякая сейсмическая трасса получена при определенном положении источника и приемника. Поэтому *полная статическая поправка для трассы Δt_{tp} есть сумма статических поправок за соответствующие пункты возбуждения (Δt_{PB}) и приема (Δt_{PP})*:

$$\Delta t_{tp} = \Delta t_{PB} + \Delta t_{PP}. \quad (11.5)$$

Для расчета статических поправок необходимо знать строение ЗМС. Наиболее точным способом ее изучения является микросейсмокаротаж (МСК) специальных скважин, проводимый обычно до начала сейсмического профилирования (п. 9.1.3). По вертикальному годографу МСК определяют строение ЗМС – границы слоев зоны, скорости в них и скорость в подстилающих породах (рис. 11.2, а). Наблюдения МСК обрабатывают так же, как вертикальный годограф сейсмического каротажа (п. 14.1.1). По результатам МСК вычисляют статические поправки и выбирают оптимальные глубины заложения зарядов. В точках профиля, расположенных между скважинами МСК, параметры ВЧР находят путем линейной интерполяции. На рис. 11.3 представлен фрагмент сейсмического профиля с данными изучения ВЧР и расчетными статическими поправками.

При отсутствии скважин, например при работах с поверхностными сейсмическими источниками, ЗМС изучают методом преломленных волн. С этой целью в ряде точек профиля выполняют зондирования ЗМС – специальные наблюдения с короткой сейсмической расстановкой, шаг каналов которой составляет 5–10 м, сокращаясь до 1–2 м возле пунктов

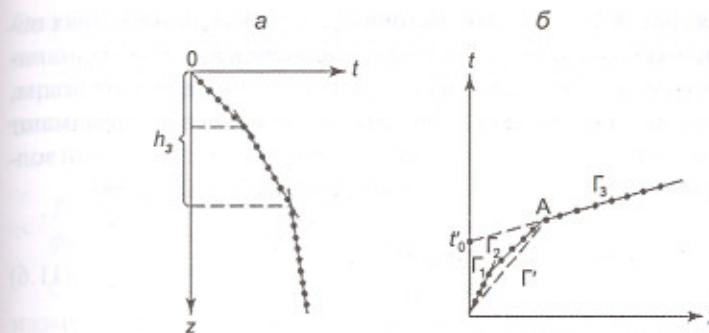


Рис. 11.2. Материалы изучения ЗМС:
а – вертикальный годограф прямой волны по наблюдениям МСК;
б – годографы прямой (Γ_1) и преломленных (Γ_2 , Γ_3) волн по наблюдениям МПВ

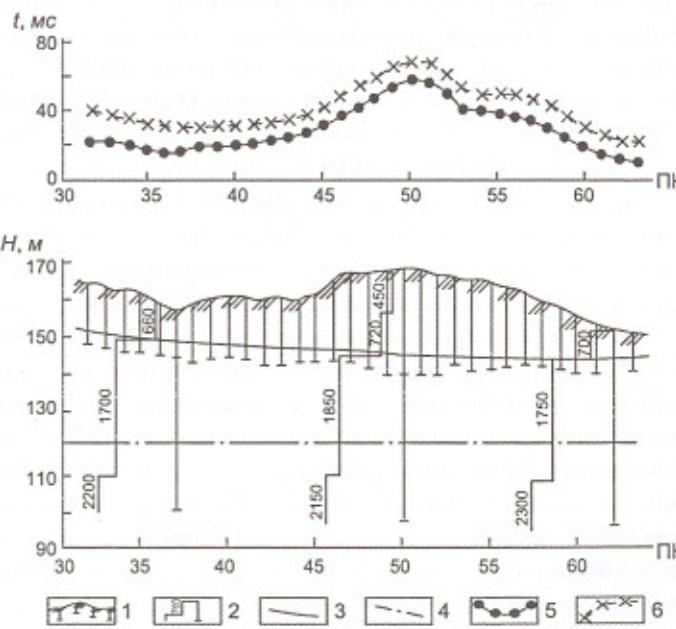


Рис. 11.3. Материалы изучения ВЧР по сейсмическому профилю:
1 – дневная поверхность и взрывные скважины; 2 – скважины МСК
и полученные по ним значения пластовых скоростей (м/с); 3 – подошва ЗМС;
4 – линия приведения; 5 – график вертикальных времен t_n (ПК);
6 – график расчетных статических поправок Δt (ПК)

возбуждения (рис. 8.5, в). Вблизи источника в первых вступлениях наблюдается прямая волна, скорость распространения которой принимают за скорость v_3 в ЗМС. Далее в первые вступления выходит волна, преломленная на подошве зоны. Ее граничную скорость принимают за v_n . Отрезок, отсекаемый продолжением годографа преломленной волны на оси времени, проходящей через ПВ, согласно (4.83), равен

$$t'_0 = \frac{2h_3 \cos i}{v_3}, \quad (11.6)$$

где $\sin i = v_3/v_n$. Из этого соотношения находят h_3 , что позволяет вычислить статическую поправку Δt для пункта возбуждения.

В случае двухслойной ЗМС (рис. 11.2, б) между прямой волной (Γ_1) и преломленной волной от подошвы зоны (Γ_3) в первых вступлениях может наблюдаться преломленная волна от ее второго слоя (Γ_2). Среднюю скорость в ЗМС v_3 в этом случае определяют по угловому коэффициенту вспомогательного прямолинейного годографа Γ' .

В благоприятных поверхностных условиях специальные исследования ЗМС для определения статических поправок могут не проводиться. Это возможно, когда верхняя часть разреза имеет довольно простое строение и в первых вступлениях сейсмограмм МОВ четко регистрируется преломленная волна от подошвы зоны. Ее годографы позволяют, вычислив времена t'_0 в точках приема, определять в них статические поправки.

Преломленные волны зачастую не обеспечивают той точности изучения ЗМС, которую дает МСК. Существует опасность значительных погрешностей в оценках параметров сложно построенной зоны, особенно при наличии в ней экранирующих высокоскоростных прослоев.

В большинстве случаев на сейсмических записях не удается точно фиксировать моменты вступления полезных волн, поэтому их прослеживают по одной из последующих фаз колебаний. Разница времен прослеживающей фазы волны и ее вступления составляет поправку за фазу Δt_ϕ . Поскольку у абсолютно регулярной волны годографы всех фаз параллельны между собой, величину Δt_ϕ для определенной фазы принимают постоянной. Чтобы вычислить поправку за фазу, следует найти такие трассы записи, на которых достаточно четко фиксируется вступление волны. Неучет поправки за фазу приводит к завышению глубины границы, построенной на сейсмическом разрезе, но ее форма практически не искажается. Поэтому поправку за фазу вводят не всегда.

Она существенна при построении очень мелкой границы, когда величина поправки соизмерима с временем пробега волны, и при точной стратиграфической привязке отражения, когда временной разрез сооставляют с данными скважинных наблюдений (ВСП, АК).

11.1.2. Коррекция статических поправок и остаточных фазовых сдвигов

Статические поправки, вычисляемые по материалам изучения ЗМС, называют априорными или расчетными. Они не всегда полностью компенсируют временные сдвиги, вызванные поверхностными неоднородностями, из-за погрешностей в оценках параметров ВЧР, отклонений действительных путей пробега волн над линией приведения от упрощенной лучевой схемы, ошибок интерполяции между точками изучения ЗМС и т. п.

Пусть $\theta(x)$ – функция истинных временных сдвигов, вызванных приповерхностными неоднородностями в точках профиля x . Представим ее как сумму двух компонент

$$\theta(x) = \Delta t(x) + \delta t(x), \quad (11.7)$$

где $\Delta t(x)$ – априорные статические поправки и $\delta t(x)$ – погрешности этих поправок, подлежащие определению и называемые корректирующими статическими поправками.

При обработке данных МОВ исходным материалом для коррекции статических поправок служат сейсмические трассы, в которые введены расчетные статические и кинематические поправки. Если они достаточно точны, то оси синфазности однократных отражений должны стать практически прямолинейными. Поэтому их локальные отклонения от прямой линии, которые не вызваны интерференцией колебаний, следует рассматривать как остаточные статические сдвиги в трассах сейсмограммы. В отличие от интерференционных искажений, статические сдвиги должны быть практически одинаковыми для всех отраженных волн, регистрируемых на одной трассе.

Коррекцию статических поправок выполняют в автоматическом или полуавтоматическом режимах – в зависимости от характера остаточных временных сдвигов. В большинстве случаев априорные поправки Δt удовлетворительно компенсируют основную часть временных сдвигов θ , так что уточняющие поправки δt не превосходят видимого периода ре-

гистрируемых колебаний. В таких благоприятных условиях задачу решает автоматическая коррекция статических поправок – АКСП. Она основана на статистических методах определения величин δt и реализуется программно при минимальном участии геофизика-обработчика. Если искомые поправки велики и сложно изменчивы в пространстве, то их автоматическое определение затруднено или даже невозможно без активного участия интерпретатора. В таких неблагоприятных условиях задачу решает полуавтоматическая (интерактивная) коррекция статических поправок – ПКСП (ИКСП), в которой сочетаются приемы количественных расчетов и визуального анализа волновой картины.

Известно немало алгоритмов и программ автоматической коррекции статических поправок. Различаясь в деталях, они имеют общую основу – *при АКСП корректирующие поправки вычисляют по сейсмограммам ОСТ с помощью взаимно-корреляционных функций сейсмических трасс*. Определение корректирующих поправок производится в два приема с помощью двух последовательно действующих программ. Сначала решается задача нахождения относительных временных сдвигов между сейсмическими трассами, зарегистрированными на профиле или площади работ.

Рассмотрим N -канальную сейсмограмму ОСТ $y_n(t)$, $n = 0, 1, \dots, N-1$, в которую введены априорные статические и кинематические поправки. Пусть в трассах сейсмограммы имеются остаточные временные сдвиги δt_n , подлежащие определению. Решение задачи основано на допущении, что в пределах ограниченного временного интервала T волновую картину на всех трассах можно считать одной и той же – $y(t)$, с точностью до искомых временных сдвигов δt_n :

$$y_n(t) = y(t - \delta t_n). \quad (11.8)$$

Тогда взаимно-корреляционная функция (ВКФ) $r_{yl\,ym}(t)$ любых двух трасс $y_l(t)$ и $y_m(t)$ равна автокорреляционной функции (АКФ) b_y трассы $y(t)$, сдвинутой по аргументу t на величину $\delta t_m - \delta t_l$:

$$r_{yl\,ym}(\tau) = \int_T y(t - \delta t_l) y(t - \delta t_m + \tau) dt = b_y(\delta t_l - \delta t_m + \tau). \quad (11.9)$$

ВКФ достигает максимума при $\tau = \delta t_m - \delta t_l$:

$$\max(r_{yl\,ym}) = r_{yl\,ym}(\delta t_m - \delta t_l) = b_y(0) = \max(b_y). \quad (11.10)$$

Следовательно, аргумент максимального значения ВКФ двух трасс определяет их относительный сдвиг во времени.

По N -канальной сейсмограмме ОСТ можно вычислить ВКФ для множества пар соседних трасс – всего $N-1$ функций. Более точные оценки относительных временных сдвигов трасс получаются при вычислении ВКФ по всем возможным комбинациям их пар – всего $N(N-1)/2$ функций. Однако реальные сейсмические трассы значительно сложнее простейшей модели (11.8). Флуктуации формы и амплитуды полезных отражений, наложение регулярных и нерегулярных волн-помех, погрешности введенных кинематических поправок – все это искажает значения ВКФ и снижает надежность оценок временных сдвигов трасс.

Для повышения достоверности результатов АКСП вместо взаимной корреляции трасс сейсмограммы между собой вычисляют ВКФ между каждой трассой и специально созданной эталонной (модельной) трассой. Она представляет собой своеобразную суммопрессу ОСТ (ОГТ), которую формируют итерационным путем из наиболее надежных трасс, оптимизируя процесс их суммирования. Применяют различные схемы оптимизации. Общим в них является то, что компенсируют относительные сдвиги трасс, образующих эталон, и затем производят их суммирование с весами, зависящими от степени сходства с эталоном, построенным в предыдущем цикле итерации. Последовательно перемещаясь по профилю, определяют сдвиги трасс очередной сейсмограммы ОСТ относительно ее эталона. Начальным эталоном для данной сейсмограммы может служить суммопресса, полученная на предыдущей точке профиля. В окончательном эталоне, сформированном после нескольких итераций, иногда сохраняют определенную долю начального эталона. Этот прием, имитирующий свойства памяти, повышает устойчивость результатов в случае резкого ухудшения качества зарегистрированной волновой картины в очередной точке профиля.

В результате первого этапа процедуры АКСП для каждой исходной сейсмопресссы $y_{ij}(t)$, полученной при ПВ i и ПП j , определяется временной сдвиг δt_{ij} относительно уровня, общего для всех совместно обрабатываемых сейсмограмм. Вычисляется также весовой множитель w_{ij} , характеризующий точность оценки этого сдвига:

$$w_{ij} = \frac{\rho_{ij}}{1 - \rho_{ij}^2}, \quad (11.11)$$

где ρ_{ij} – коэффициент корреляции трассы с эталоном, который равен максимальному значению ВКФ, нормированному на дисперсию колебаний.

Корректирующие статические поправки вычисляются на втором этапе процедуры АКСП как составные части найденных временных сдвигов. Вычисления основаны на определенной модели формирования временных сдвигов отраженной волны. При линейном продольном профилировании обычно используют четырехфакторную модель, которая представляет сдвиг трассы δt_{ij} в интервале регистрации некоторого отражения в виде суммы четырех детерминированных компонент и случайного слагаемого:

$$\delta t_{ij} = \delta t_{bi} + \delta t_{nj} + \Delta t_{0k} + \Delta c_k(i-j)^2 + \varepsilon_{ij}, \quad (11.12)$$

где δt_{bi} и δt_{nj} – искомые статические поправки за ПВ i и ПП j соответственно; Δt_{0k} – структурный фактор, обусловленный локальным изменением времени t_0 отражающего горизонта в k -й ОСТ при $k = (i+j)/2$; $\Delta c_k(i-j)^2$ – кинематический фактор, вызванный погрешностью кинематических поправок для k -й сейсмограммы ОСТ и являющийся в параболическом приближении квадратичной функцией дистанции $(i-j)$; ε_{ij} – случайная погрешность оценки сдвига δt_{ij} , порожденная влиянием всевозможных помех и отличием реальной ситуации от принятой модели.

Совокупность соотношений (11.12) для всех совместно обрабатываемых трасс образует обширную систему линейных уравнений с множеством неизвестных. Например, при 24-кратном перекрытии с шагом ПВ и ПП 50 м, когда ОСТ следуют с шагом 25 м, на 1 км профиля приходится 40 сейсмограмм ОСТ, т. е. всего 960 трасс. Система из такого числа линейных уравнений содержит по 20 неизвестных δt_{bi} и δt_{nj} и по 40 неизвестных Δt_{0k} и Δc_k , т. е. всего 120 неизвестных. Как видно, система переопределенная – число уравнений в 8 раз превышает количество неизвестных параметров. Однако матрица системы вырожденная, поскольку число линейно независимых уравнений даже несколько меньше количества искомых неизвестных. Это означает, что без дополнительной информации система уравнений не имеет единственного решения. Тем не менее, принимая разумные физические допущения (например, считая нулевым среднее значение всех корректирующих статических поправок на достаточно протяженном интервале профиля), можно получить удовлетворительные результаты. Они содержат не только искомые статические поправки, но и полезную информацию об изменениях вдоль профиля линии $t_0(x)$ и неучтенных изменениях эффективной скорости, проявляющихся вариациями параметра $\Delta c(x)$.

Для многокилометрового сейсмического профиля рассматриваемая система содержит многие тысячи уравнений и решается по методу наименьших квадратов итерационным путем с использованием известных расчетных схем (Гаусса-Зейделя и др.). В очередном цикле итерации каждый из четырех неизвестных факторов уравнения (11.12) вычисляется последовательно. Он находится как средневзвешенная разность между фактическим значением сдвига δt_{ij} и его оценкой, рассчитанной по известным к данному моменту величинам трех других факторов. Например, если искомые факторы вычисляются в последовательности $\Delta t_{0k}, \Delta c_k, \delta t_{bi}, \delta t_{nj}$, то в p -м цикле итерации поправка за ПВ δt_{bi}^p рассчитывается следующим образом:

$$\delta t_{bi}^p = \frac{\sum_j \left\{ \delta t_{ij} - [\delta t_{nj}^{p-1} + \Delta t_{0k}^p + \Delta c_k^p(i-j)^2] \right\} w_{ij}}{\sum_j w_{ij}}, \quad (11.13)$$

где w_{ij} – весовые множители (11.11).

Быстрота сходимости процесса итерации зависит от точности определения временных сдвигов трасс и характера изменчивости искомых параметров вдоль профиля. В этом отношении корректирующие статические поправки подразделяют на коротко-, средне- и длиннопериодные. Короткопериодные поправки вызваны неоднородностями ВЧР, протяженность которых по профилю меньше длины сейсмической установки. Для их определения бывает достаточно нескольких итерационных циклов. Среднепериодные поправки обусловлены неоднородностями, размеры которых достигают длины установки и несколько превосходят ее. Для их вычисления могут потребоваться десятки итераций. Длиннопериодные поправки порождены неоднородностями ВЧР, которые в 2–3 раза и более превосходят длину установки. По отношению к ним процесс итерации может вовсе не сходиться, что вызывает неоднозначность в оценке медленно изменяющейся компоненты статических поправок. В этом заключается так называемая «проблема длиннопериодной (низкочастотной) статики», которая пока не имеет удовлетворительного решения достаточно общего характера.

При автоматической коррекции статических поправок необходимо тщательно выбирать положение и длительность T временных интервалов записи, по которым вычисляют ВКФ. Наиболее благоприят-

ны области регистрации сильных опорных отражений, где проще и стабильнее волновая картина. Длительность интервала составляет обычно от 0,5 до 1 с. Для повышения качества коррекции поправок ее нередко выполняют по нескольким временным интервалам, затем со-поставляя и усредняя полученные результаты.

Автоматическая коррекция статических поправок обычно дает удовлетворительные результаты. Однако в математических алгоритмах АКСП трудно предусмотреть многообразные ситуации, когда из-за непредвиденных осложнений волновой картины или слишком больших относительных сдвигов трасс возникают грубые ошибки в определениях поправок. В таких случаях приходится применять ПКСП. *Полуавтоматическую коррекцию статических поправок выполняет опытный интерпретатор, вооруженный специальным программно-методическим комплексом.* ПКСП позволяет сочетать визуальные оценки интерпретатора с результатами количественных расчетов. Не ограничиваясь формальным описанием статических сдвигов, выполняют детальный анализ регистрируемой волновой картины, выделяя и прослеживая на ней устойчивые отражения. Наряду с разрезами ОСТ (ОГТ), используют *временные разрезы ОТВ и ОТП*, которые получаются суммированием сейсмотрасс по общим точкам возбуждения и приема соответственно. В результате совместного анализа всех материалов строят модель скоростных неоднородностей ВЧР, по которой определяют корректирующие поправки.

Достоинством ПКСП является ее гибкий интерпретационный характер, обеспеченный опытом и интуицией интерпретатора, его способностью творчески анализировать сложные ситуации в волновой картине и выявлять грубые ошибки, допущенные при введении априорных поправок. Недостатком ПКСП является зависимость ее эффективности от наличия на сейсмограммах достаточно устойчивых отражений. К тому же эта процедура весьма трудоемка, а ее результаты подвержены субъективным ошибкам интерпретатора.

В условиях сложной ВЧР (островная мерзлота, трапповый магматизм, эрозионные врезы и т. п.) положительные результаты дает использование обоих видов коррекции – АКСП и ПКСП, дополняющих друг друга. Пример такого рода дан на рис. 11.4. Здесь показан временной разрез, полученный в районе островной мерзлоты до и после коррекции статических поправок с использованием интерактивных процедур.

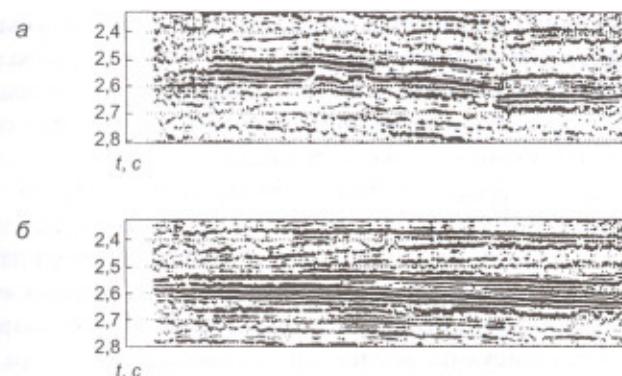


Рис. 11.4. Эффективность интерактивной коррекции статических поправок в районе неоднородной мерзлоты; временной разрез:
а – до коррекции; б – после коррекции

Как правило, коррекция статических поправок выполняется многократно. Причина в том, что ее качество во многом определяется точностью введенных кинематических поправок, но последняя, в свою очередь, зависит от полноты исключения из сейсмограмм приповерхностных искажений. Поэтому статические поправки, как и кинематические, приходится уточнять путем последовательных приближений в итерационных этапах. Их количество зависит от сложности поверхностных и глубинных сейсмогеологических условий и обычно равно двум-трем.

Даже тщательная многократная коррекция статических поправок не исключает всех фазовых (временных) сдвигов импульсов отраженных волн, из-за которых их оси синфазности заметно отклоняются от гиперболической формы. Это препятствует синхронному сложению полезных волн, ухудшая изображение сейсмических горизонтов на временном разрезе. Причины такой ситуации многообразны. Во-первых, временные сдвиги, обусловленные приповерхностными неоднородностями, в действительности не являются одинаковыми для всех регистрируемых отраженных волн из-за различия их траекторий в ВЧР. Во-вторых, неизбежны флюктуации времен пробега полезных волн, вызванные локальными скоростными неоднородностями и кривизной промежуточных границ в покрывающей толще. В-третьих, интерференция с неустранимыми волнами-помехами регулярного и случайного характера деформирует оси синфазности отражений и т. п.

Для улучшения качества окончательных временных разрезов выполняется коррекция остаточных фазовых сдвигов (КОФС) осей синфазности отраженных волн на сейсмограммах ОСТ. Эта процедура во многом подобна первому этапу автоматической коррекции статических поправок, когда путем взаимной корреляции трасс сейсмограммы с эталоном находятся их относительные временные сдвиги. Принципиальное различие состоит в том, что в АКСП определяется единое значение сдвига для всей трассы, а в КОФС это не так: здесь трасса разбивается на ряд временных интервалов, расположенных в окрестностях опорных отражений, и в каждом из них относительные сдвиги вычисляются независимо. Затем они компенсируются временной поправкой с обратным знаком только на своем интервале записи. На границах интервалов поправки интерполируются. Таким способом во многих случаях удается заметно улучшать когерентность отражений на сейсмограммах и качество основных отражающих горизонтов на сейсмических разрезах.

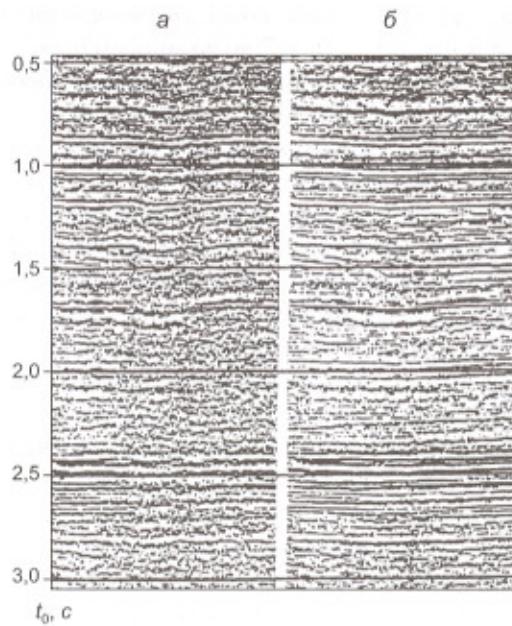


Рис. 11.5. Временной разрез МОГТ:

а – до коррекции поправок; б – после двукратной коррекции статических поправок и коррекции остаточных фазовых сдвигов

На рис. 11.5 сопоставлены два варианта временного разреза ОГТ – предварительный и окончательный, построенный после двукратной коррекции статических поправок и коррекции остаточных фазовых сдвигов. Улучшение качества волновой картины очевидно.

11.1.3. Учет неоднородностей ВЧР методами томографии и замещения слоя

При решении трудной задачи определения длиннопериодных статических поправок находит применение томографический метод. Сейсмическая томография – метод изучения неоднородностей строения геологической среды с помощью проходящих сквозь нее упругих волн. Используют кинематические и динамические параметры волн различной природы – прямых, рефрагированных, поверхностных, отраженных, преломленных. Наиболее известно *сейсмическое просвечивание* массивов горных пород с использованием прямых волн, распространяющихся между скважинами и горными выработками.

Для изучения неоднородностей скоростного строения ВЧР можно использовать сейсмограммы, полученные по методике многократных перекрытий. Рассмотрим вариант *кинематической томографии*, для которой исходными данными служат времена прихода устойчивой волны, отраженной от неглубокой и пологой сейсмической границы. Ее пространственное положение должно быть известно по результатам предшествующей обработки полевых материалов. Исследуемый интервал разреза находится между этой границей и уровнем приведения. Будем исходить из того, что влияние неоднородностей разреза, расположенных выше линии приведения, учтено при предшествующей обработке введением статических поправок.

Разобъем исследуемый интервал разреза на множество элементарных ячеек прямоугольной формы – плоских прямоугольников в случае 2D съемки или объемных параллелепипедов в случае 3D съемки. Каждая n -я ячейка имеет *постоянную сейсмическую скорость* v_n , которая пока не известна с необходимой точностью и задается некоторой предварительной оценкой – *начальным приближением*. Пусть t_{ij} – время отраженной волны на трассе, полученной при ПВ i и ПП j . Зная координаты пунктов возбуждения и приема и положение границы, построим *прямолинейные траектории* падающего и отраженного лучей, которые пересекают ряд элементарных ячеек. Такой упрощенный подход обыч-

но дает удовлетворительные результаты, несмотря на то, что он игнорирует изменение траектории лучей с изменением скорости движения волны. При необходимости, в порядке уточнения результатов, это обстоятельство может быть учтено согласно закону Снеллиуса. В любом случае время прихода отраженной волны выражается простым соотношением

$$t_{ij} = \sum_n \frac{s_{ijn}}{v_n}, \quad (11.14)$$

где s_{ijn} – длина траектории рассматриваемой волны в n -й ячейке модели среды. Определив для всего множества исходных трасс соотношение (11.14), получаем обширную систему линейных уравнений, которую следует решить относительно неизвестных параметров v_n .

Решение находят стандартными итерационными методами, задав в качестве начального (нулевого) приближения оценки скоростей, полученные ранее на этапе построения предварительного разреза. Итерационный процесс прекращают, когда среднеквадратическое различие наблюденных и расчетных времен по всем трассам снизится до приемлемого уровня. Полученную скорость модель используют для расчета корректирующих статических поправок.

Теория и практика сейсмической томографии говорят о том, что для получения устойчивых результатов необходимо располагать достаточно точными значениями времен используемой волны и хорошими начальными приближениями для искомых скоростных параметров, погрешности которых не должны превышать 15–20%. Размер элементарных ячеек модели не может быть слишком малым, поскольку через каждую из них должно проходить достаточное количество лучей различных направлений. Это требование неизбежно снижает разрешающую способность метода. Тем не менее имеется положительный опыт его применения, в частности, при учете скоростных неоднородностей ВЧР в зонах многолетней мерзлоты и траппового магматизма.

Сильные искажения осей синфазности волн, отраженных от глубоких горизонтов, могут быть вызваны присутствием в ВЧР резкой скоростной границы, расположенной на значительном удалении от дневной поверхности и отличающейся сложным рельефом. Примерами такого рода являются неровные границы морского дна, мерзлых пород, эрозионных врезов, на которых происходят резкие изменения

траекторий проходящих волн. В результате большинство лучей полезных волн, выходящих к поверхности, оказываются далеко не вертикальными. Эта ситуация не может быть скорректирована обычными статическими поправками, поскольку их расчет и введение исходят из вертикальности лучей над линией приведения.

Известным решением данной проблемы является процедура замещения слоя, относящаяся к миграционным преобразованиям. Здесь используется следующая двухслойная модель: верхний, покрывающий слой со скоростью v_1 заключен между дневной поверхностью и известной преломляющей границей сложной формы, ниже которой подстилающая среда имеет скорость v_2 . Сущность метода замещения слоя состоит в том, что наблюденное волновое поле сначала пересчитывают на рельеф промежуточной границы и затем возвращают на дневную поверхность, заменив покрывающий слой подстилающей средой, т. е. исключив эффект преломления на этой границе. Для удовлетворительного решения задачи необходимо иметь достаточно точные сведения о форме промежуточной границы и скоростях с обеих ее сторон. Замещение слоя обычно реализуют с помощью дифракционного преобразования волновой картины (п. 15.1.4), которое выполняют четырьмя последовательными этапами:

- трассы исходных сейсмограмм ОТВ пересчитывают от точек приема на дневной поверхности к точкам приема на промежуточной границе, используя скорость v_1 ;
- полученные записи пересортируивают в сейсмограммы ОТП и пересчитывают от точек возбуждения на поверхности к точкам возбуждения на промежуточной границе, используя скорость v_1 ;
- эти трассы пересчитывают со скоростью v_2 обратно к дневной поверхности, возвращая на нее пункты возбуждения;
- из полученных записей сортируют сейсмограммы ОТВ, и их трассы, используя скорость v_2 , пересчитывают на дневную поверхность, возвращая на нее пункты приема.

В результате указанных операций из волнового поля наблюдаемых сейсмограмм исключаются искажения, вызванные присутствием в ВЧР резкой и неровной преломляющей границы. Чаще всего замещение слоя производят при обработке материалов морской сейсморазведки, где реальные условия близки к используемой модели: рельеф дна бывает хорошо известен, как и скорость упругих волн в замещаемом водном слое.

11.1.4. Расчет и введение кинематических поправок.

Мьютинг

Кинематическая поправка – это разность времен прихода волны, отраженной от границы по косому и нормальному лучам, когда нормальный луч соответствует центру дистанции косого луча. Название поправки отражает ее подвижный характер: для фиксированной трасы записи колебаний поправка уменьшается со временем, что соответствует уменьшению крутизны годографа отраженной волны с увеличением глубины сейсмической границы.

Для модели плоской отражающей границы в однородной среде схема определения поправки показана на рис. 11.6. Кинематическая поправка $\Delta\tau(l, x)$ для волны, наблюданной на дистанции $l = \text{ПП} - \text{ПВ}$ с центром в точке x , представляет собой разницу между временем ее прихода $t(l, x)$ в пункт приема и временем нормального отражения $t_0(x) = t(0, x)$ в средней точке дистанции:

$$\Delta\tau(l, x) = t(l, x) - t_0(x). \quad (11.15)$$

Вводя кинематические поправки, т. е. вычитая их значения из наблюденных времен, годограф отраженной волны преобразуют в годограф нормальных времен $t_0(x)$:

$$t_0(x) = t(l, x) - \Delta\tau(l, x). \quad (11.16)$$

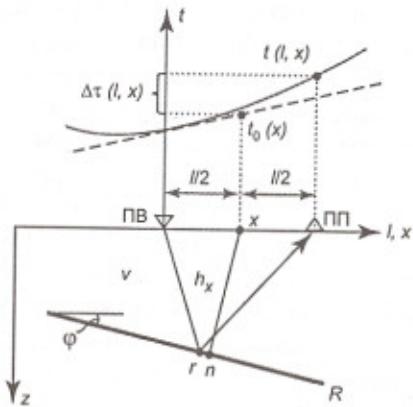


Рис. 11.6. Схема определения кинематической поправки для волны, отраженной от плоской границы в однородной среде

Осуществляемый при введении кинематической поправки переход от точки наблюдения к средней точке дистанции имеет простой физический смысл только в случае горизонтальной границы, когда точка отражения расположена как раз под ней. При наклонной границе точка нормального отражения и смещается по горизонтали относительно центра дистанции в сторону восстания на величину $\Delta x_0 = h_x \sin \varphi$, где h_x – эхо-глубина границы в средней точке x при угле ее наклона φ . Нормальному отражению соответствует нулевая дистанция ($l = 0$), когда координаты ПВ и ПП совпадают. В случае ненулевой дистанции по мере ее увеличения при наклонной границе, согласно формуле (4.56), возрастает смещение вверх по восстанию точки r косого отражения относительно точки n нормального отражения. При малом наклоне отражающей границы расхождение между точками r и n относительно невелико, благодаря чему в сейсмических построениях не возникает существенных искажений. В противном случае это расхождение учитывают путем введения дифферентных кинематических поправок (п. 15.1.7).

Введением кинематических поправок достигается двоякая цель:

- наблюденные оси синфазности или годографы отраженных волн преобразуются на плоскости координат (x, t_0) в изображения сейсмических границ, совокупность которых формирует динамический или кинематический временной разрез, наглядно отображающий геологическое строение объекта;
- спрямление осей синфазности полезных волн упрощает их синхронное суммирование, выполняемое для увеличения отношения сигнал/помеха на динамических разрезах.

Точный расчет кинематических поправок возможен при условии, что хорошо известны скоростные и геометрические параметры геологической среды, необходимые для вычисления годографов отраженных волн. Современная вычислительная техника позволяет рассчитывать теоретические годографы в средах с любым структурным и скоростным строением. Однако на практике при недостатке априорных данных для расчета кинематических поправок используют самые простые модели среды.

Пусть плоская отражающая граница с углом наклона φ залегает в однородной среде, характеризующейся средней скоростью $v_{\text{ср}}$, и имеет эхо-глубину $h_{\text{ОГТ}}(x)$ в средней точке x дистанции l . Тогда кинемати-

ческая поправка, согласно определению (11.15), находится из уравнения линейного годографа ОГТ (4.53):

$$\Delta\tau(l, x) = t_0(x) \left(\sqrt{1 + \frac{l^2}{t_0^2(x) v_{\text{ОГТ}}^2}} - 1 \right), \quad (11.17)$$

где $t_0(x) = \frac{2h_{\text{ОГТ}}(x)}{v_{\text{ср}}}$, $v_{\text{ОГТ}} = \frac{v_{\text{ср}}}{\cos \phi}$.

Если величина дистанции мала по сравнению с глубиной отражающей границы, то удовлетворительную точность кинематической поправки обеспечивает параболическое приближение этого гиперболического выражения:

$$\Delta\tau(l, x) \approx \frac{l^2}{2t_0(x) v_{\text{ОГТ}}^2}. \quad (11.18)$$

Как видно, расчет кинематических поправок требует знания не только средней скорости до отражающей границы, но и угла ее наклона. К началу обработки полевых материалов обычно имеются некоторые данные о скоростном строении изучаемого разреза, но предварительная информация об углах наклона сейсмических границ, как правило, отсутствует. Поэтому кинематические поправки рассчитывают исходя из горизонтальности отражающих границ, когда $v_{\text{ОГТ}} = v_{\text{ср}}$ называя их нормальными кинематическими поправками (НКП). Эти поправки $\Delta\tau_H(l, t_0)$ вычисляют с использованием известной зависимости средней скорости в покрывающей толще от времени нормального отражения $v_{\text{ср}}(t_0)$. Расчеты выполняют по точной (гиперболической) или приближенной (параболической) формулам:

$$\Delta\tau_H(t_0, l) = t_0 \left(\sqrt{1 + \frac{l^2}{t_0^2 v_{\text{ср}}^2(t_0)}} - 1 \right),$$

$$\Delta\tau_H(t_0, l) \approx \frac{l^2}{2t_0 v_{\text{ср}}^2(t_0)}. \quad (11.19)$$

Из сравнения последних соотношений с формулами (11.17) и (11.18) следует, что в общем случае нормальные кинематические по-

правки оказываются завышенными из-за неучета наклона границы, поскольку $v_{\text{ОГТ}} \geq v_{\text{ср}}$. Величину ϵ относительного завышения поправки оценим из формул (11.18) и (11.19):

$$\epsilon = \frac{\Delta\tau_H - \Delta\tau}{\Delta\tau} \approx \operatorname{tg}^2 \phi. \quad (11.20)$$

В обычных условиях при углах наклона границы до 5° относительная погрешность НКП из-за неучета этого фактора не превышает 1%.

Другой причиной завышения расчетных значений кинематических поправок является слоистая неоднородность покрывающей толщи: в горизонтально-слоистой среде годограф отраженной волны имеет более пологую форму, чем годограф той же волны в случае однородной среды со средней скоростью $v_{\text{ср}}$. Это означает, что нормальные кинематические поправки, рассчитанные по значениям $v_{\text{ср}}$, оказываются систематически завышенными. Степень приближения расчетных годографов к реальному можно улучшить, если вместо средней скорости $v_{\text{ср}}$ в формулах (11.19) использовать так называемую предельную эффективную скорость $v_{\text{пр}}$ (п. 14.2.5). Рис. 11.7 позволяет сравнить годографы отраженной волны, рассчитанные для горизонтально-слоистой покрывающей толщи и для однородной толщи, характеризуемой средней скоростью и предельной эффективной скоростью.

Кинематическая поправка рассчитывается для времени вступления отраженной волны, и для всех ее последующих фаз поправка должна

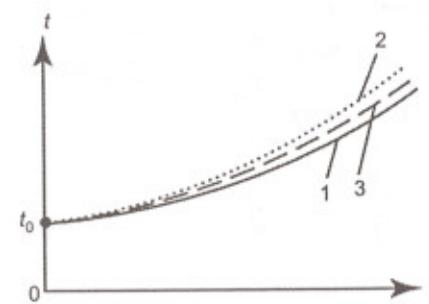


Рис. 11.7. Годографы отраженной волны при различных моделях покрывающей среды:
1 – горизонтально-слоистая; 2 – однородная со скоростью $v_{\text{ср}}$;
3 – однородная со скоростью $v_{\text{пр}}$

оставаться неизменной. Это обеспечивает сохранение формы импульса волны при его перемещении от наблюденного времени t_l к нормальному времени t_0 . Однако при стандартных процедурах введения кинематических поправок данное требование не выполняется, поскольку заранее не известны времена прихода и длительности импульсов отраженных волн в точках наблюдения. Поэтому изменяющиеся во времени кинематические поправки вводятся в последовательные отсчеты сейсмической трассы, каждый из которых может принадлежать вступлению отраженной волны.

Введение в волновой импульс уменьшающихся со временем поправок вызывает искажение его формы, а именно – растяжение импульса (рис. 11.8). Время вступления волны в момент t сокращается поправкой на наибольшую величину $\Delta\tau_l(t)$, а во время последнего отсчета этой волны $t + \Delta t$ вводится наименьшая поправка $\Delta\tau_l(t + \Delta t)$, где Δt – длительность исходного сейсмического импульса. После этой процедуры его длительность возрастает на величину разности поправок для крайних отсчетов и становится равной $\Delta t_0 = \Delta t + \Delta\tau_l(t) - \Delta\tau_l(t + \Delta t)$.

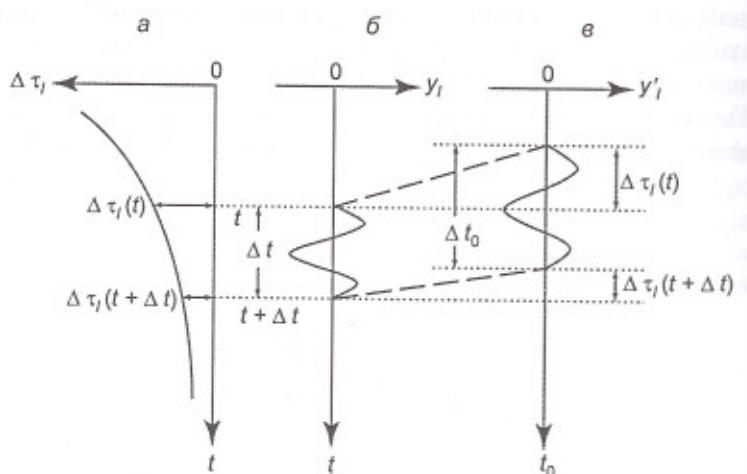


Рис. 11.8. Растяжение импульса волны при введении кинематических поправок:
а – изменение кинематической поправки во времени; б – исходный импульс волны; в – растянутый импульс волны после введения кинематических поправок

Происходящее при этой искажение формы колебаний характеризуется коэффициентом растяжения $k_l(t)$:

$$k_l(t) = \frac{\Delta t_0}{\Delta t} = 1 + \frac{\Delta\tau_l(t) - \Delta\tau_l(t + \Delta t)}{\Delta t}. \quad (11.21)$$

Коэффициент растяжения зависит от быстроты изменения кинематической поправки во времени. Он возрастает с увеличением дистанции l и уменьшением времени t наблюдаемой волны, а также с увеличением вертикального градиента скорости в покрывающей толще.

Для всякой отраженной волны искажения формы импульса из-за его растяжения возрастают с увеличением дистанции, что снижает эффект синфазного суммирования полезных колебаний при построении временного разреза. Поэтому из обработки исключают начальные участки сейсмических трасс, где коэффициент растяжения импульсов отраженных волн при введении кинематических поправок превышает заданный предел k_{\max} . Такая операция называется мьютингом растяжения и выполняется путем обнуления отсчетов сейсмической трассы $y_l(t)$ на интервале времени от начала записи до граничного значения $t_{l\text{гр}}(k_{\max})$. Это значение автоматически вычисляется программой мьютинга по известной функции средней скорости $v_{cp}(t_0)$ и заданному пределу k_{\max} . Расчеты показывают, что если на трассе с максимальной дистанцией l коэффициент растяжения достигает величины $k_l = 1,5$, то амплитудный эффект суммирования отраженной волны по сейсмограмме ОСТ с введенными кинематическими поправками снижается на 3 dB, т. е. составляет 0,7 от амплитуды суммарного колебания при синфазном сложении неискаженных импульсов. Обычно такой уровень искажений считают предельно допустимым, и для мьютинга растяжения устанавливают значение $k_{\max} = 1,5$ (150%).

Обрабатывая полевые материалы, мьютинг выполняют не только при введении кинематических поправок. С его помощью на волновой картине сейсмограммы или временного разреза можно обнулить («вырезать») любую нежелательную область записи колебаний, задав ее пространственные и временные границы. Такой мьютинг иногда называют «хирургическим». Им пользуются для устранения интенсивных помех, которые не удается отфильтровать, а также для удаления записей с техническим браком. Наиболее часто применяют начальный мьютинг, исключающий из обработки данных МОВ начальные участки

трасс полевых сейсмограмм, где в области первых вступлений регистрируются волны, заведомо не являющиеся отраженными – преломленные от мелких границ, поверхностные и др.

11.1.5. Коррекция кинематических поправок.

Скоростной анализ

Априорные кинематические поправки не обладают достаточной точностью из-за изменчивости сейсмических скоростей. При введении заниженных поправок годографы однократных отражений остаются недоспрямленными. При завышенных поправках они становятся *переспрямленными*, т. е. приобретают кривизну противоположного знака. В обоих случаях неверные кинематические поправки снижают эффект суммирования полезных волн, что проявляется ухудшением качества отражающих горизонтов на сейсмических разрезах.

Существует ряд способов коррекции кинематических поправок по сейсмограммам ОСТ (ОГТ). Эти способы представляют собой различные варианты подбора кинематических параметров полезных волн. Как видно из формул (11.17) и (11.18), при фиксированном значении t_0 кинематическая поправка для годографа ОГТ однозначно определяется скоростным параметром $v_{\text{ОГТ}}$. Поэтому *коррекция кинематических поправок сводится к подбору оптимальных значений $v_{\text{ОГТ}}(t_0)$ по некоторому статистическому критерию синфазности колебаний отраженных волн*. Найденную таким путем величину $v_{\text{ОГТ}}$ иногда называют *среднеквадратической скоростью* ($v_{\text{МНК}}$), имея в виду, что оптимальные оценки искомых параметров по экспериментальным данным аналитически находятся по *методу наименьших квадратов* (МНК). Процедура определения скоростей по сейсмограммам ОСТ (ОГТ) называется *скоростным анализом* и выполняется интерпретатором в интерактивном режиме с помощью специальной программы, имеющейся в пакете обрабатывающих процедур.

Обычно скоростной анализ выполняют путем построения и интерпретации спектров скоростей. Исходным материалом служат сейсмограммы ОГТ с введенными статическими поправками, прошедшие процедуры мьютинга, регулировки амплитуд, полосовой фильтрации, деконволюции и пр. Для повышения устойчивости результатов скоростной анализ чаще делают не по одиночным, а по *накопленным сейсмограммам* ОГТ. Их получают, суммируя по ряду соседних бинов

трассы с одинаковыми дистанциями. При этом исходят из допущения, что в пределах небольших участков исследуемой площади сейсмогеологическое строение разреза можно считать практически неизменным, а регулярную часть волновой картины на соседних сейсмограммах – практически идентичной. В таком случае на накопленных сейсмограммах отношение сигнал/помеха выше, чем на одиночных.

Принцип построения спектра скоростей несложен и поясняется на рис. 11.9, где схематически изображена сейсмограмма ОГТ, содержащая N трасс $y_n(t)$, $n = 0, 1, \dots, N-1$. Зафиксируем некоторое значение времени нормального отражения t_0 и зададим какое-либо пробное значение скорости $v_{\text{ОГТ}}$ из диапазона практически возможных величин. Для этих параметров рассчитаем годограф волны, отраженной от горизонтальной границы:

$$t_n = t_0 + \Delta t_n(t_0, v_{\text{ОГТ}}), \quad (11.22)$$

где Δt_n – нормальная кинематическая поправка для трассы n , вычисляемая по формуле (11.17) при $\phi = 0$ и соответствующей величине дистанции I . По отсчетам сейсмических трасс $y_n(t_n)$ оценивают степень синфазности колебаний вдоль пробного годографа t_n , для чего применяют один из известных критериев синфазности. В общем виде об-

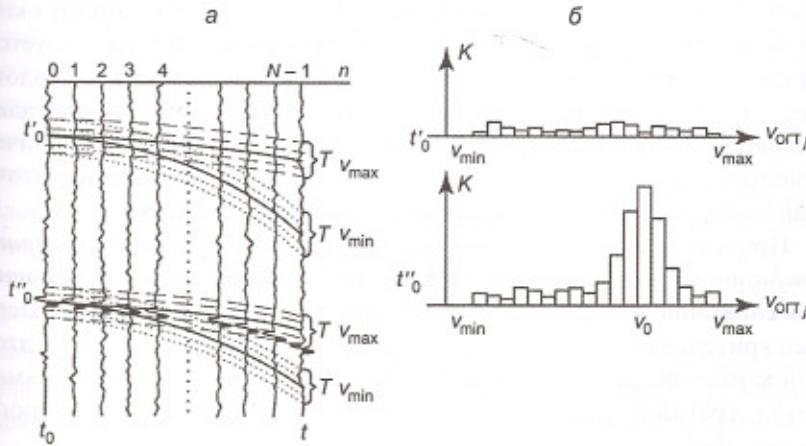


Рис. 11.9. Схема построения спектров скоростей $v_{\text{ОГТ}}$:
а – сейсмограмма ОГТ с двумя интервалами скоростного анализа;
б – спектры скоростей для обоих интервалов анализа

значим его $K(t_0, v_{\text{ОГТ}})$. Критерии, различаясь расчетными формулами, имеют общее свойство: их значения максимальны, когда пробный годограф совпадает с осью синфазности регулярной отраженной волны на сейсмограмме; значения критериев уменьшаются по мере увеличения расхождения между этим годографом и реальной волной.

Количество амплитудных отсчетов, соответствующих расчетному годографу, равно числу N трасс сейсмограммы. Этого количества из-за малого объема выборки недостаточно для получения устойчивой статистической оценки. Поэтому критерий синфазности вычисляют не по одному годографу, а по множеству из $M+1$ соседних годографов, для которых при фиксированном значении параметра $v_{\text{ОГТ}}$ величина нормального времени отражения t_{0m} изменяется в заданном интервале T , расположенному симметрично относительно исходного значения t_0 :

$$t_{0m} = t_0 + m \Delta t, \quad (11.23)$$

где Δt – шаг дискретности записи сейсмических трасс; $m = -M/2, \dots, -1, 0, 1, \dots, M/2$; $T = M \Delta t$. Времена пробных годографов выражаются:

$$t_{nm} = t_{0m} + \Delta t_{nm}(t_{0m}, v_{\text{ОГТ}}). \quad (11.24)$$

Таким образом, статистическую оценку степени синфазности для пробных значений параметров t_0 и $v_{\text{ОГТ}}$ получают по некоторому окну криволинейной формы шириной T , в пределах которого используется $N(M+1)$ амплитудных отсчетов y_{nm} , соответствующих временам годографов t_{nm} . Ширина временного интервала T соответствует средней длительности импульсов отраженных волн. При этом большое количество расчетных годографов в полосе анализа обеспечивает достаточный объем выборки для надежной статистической оценки.

Приведем расчетные формулы для часто используемых *критериев синфазности колебаний* – средней энергии сигнала $E(t_0, v_{\text{ОГТ}})$, отношения сигнала/помеха $R(t_0, v_{\text{ОГТ}})$, коэффициента подобия $S(t_0, v_{\text{ОГТ}})$. Первый критерий определяет энергию когерентной части колебаний, второй характеризует ее отношение к энергии случайных вариаций амплитуд, третий оценивает степень сходства отсчетов вдоль пробного годографа:

$$E(t_0, v_{\text{ОГТ}}) = \frac{1}{M+1} \sum_{m=-M/2}^{M/2} V_m,$$

$$R(t_0, v_{\text{ОГТ}}) = \frac{1}{M+1} \sum_{m=-M/2}^{M/2} \frac{V_m}{W_m - V_m}, \quad (11.25)$$

$$S(t_0, v_{\text{ОГТ}}) = \frac{1}{M+1} \sum_{m=-M/2}^{M/2} \frac{V_m}{W_m},$$

где $V_m = \left[\frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} y_{nm}(t_{nm}) \right]^2$ – квадрат среднего значения амплитуд на линии годографа t_{nm} , $W_m = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} y_{nm}^2(t_{nm})$ – средний квадрат значений амплитуд на линии годографа t_{nm} .

Используя одну из формул (11.25), вычислим по сейсмограмме ОГТ при фиксированном значении t_0 множество оценок критерия синфазности $K(t_0, v_{\text{ОГТ}}) = K_{t_0}(v_{\text{ОГТ}})$ для равномерного ряда значений $v_{\text{ОГТ}}$, перебираемых с небольшим шагом $\Delta v_{\text{ОГТ}}$ в пределах вероятного диапазона изменения скоростей $v_{\min} - v_{\max}$. В результате получается гистограмма распределения значений критерия синфазности K в зависимости от величины $v_{\text{ОГТ}}$, называемая спектром скоростей (рис. 11.9). Если на сейсмограмме ОГТ в пределах временного интервала анализа имеется достаточно регулярная и интенсивная волна с квазигиперболической осью синфазности, то она проявляется на спектре скоростей относительно высоким значением оценки K при соответствующей величине скорости $v_{\text{ОГТ}}$. На рис. 11.9 схематическим примером такого рода служит спектр скоростей, полученный в нижнем окне анализа на времени t'_0 . Здесь, в отличие от верхнего окна на времени t'_0 , обнаруживается ось синфазности отраженной волны с параметром $v_{\text{ОГТ}} = v_0$.

Изменяя параметр t_0 с некоторым шагом и повторяя указанные вычисления в очередном временном окне анализа с центром t_{0j} , получаем для всей сейсмограммы множество гистограмм $K_{t_0}(v_{\text{ОГТ}})$, называемое вертикальным спектром скоростей. Величина шага Δt_0 , как правило, не превосходит половины ширины окон анализа T , что обеспечивает их перекрытие. Полученный материал выводится на экран монитора в виде карты значений K в координатах $(t_0, v_{\text{ОГТ}})$, изображаемой с помощью цветовой шкалы и изолиний. Анализируя ее, интерпретатор по максимальным значениям «рельефа» параметра K выяв-

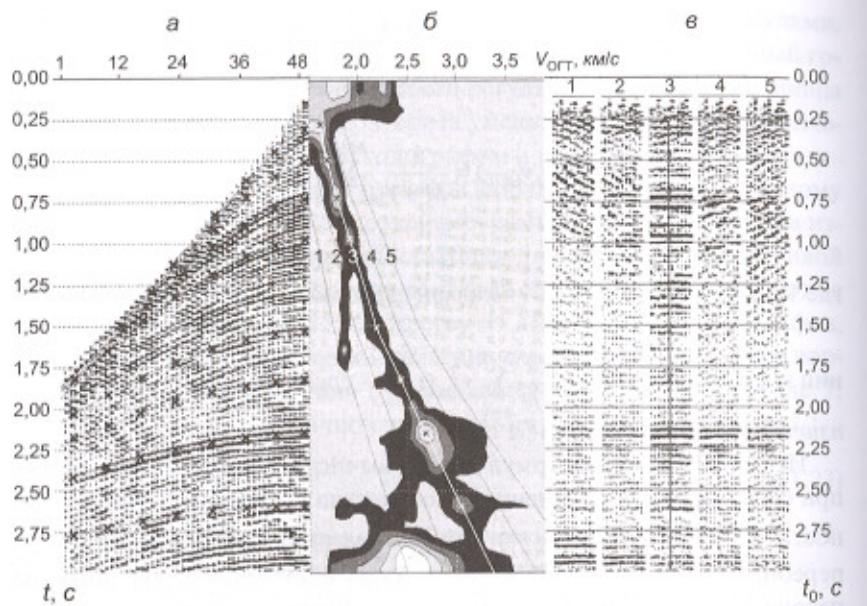


Рис. 11.10. Материалы построения

и анализа вертикального спектра скоростей:

а – накопленная сейсмограмма ОГТ с расчетными годографами отраженных волн; б – вертикальный спектр скоростей с функцией скоростного закона $v_{\text{ОГТ}}(t_0)$; в – фрагменты временного разреза для установленного скоростного закона и четырех его вариантов

ляет и фиксирует на экране так называемый **скоростной закон** – зависимость $v_{\text{ОГТ}}(t_0)$, соответствующую однократным отраженным волнам.

Рис. 11.10 демонстрирует реальные материалы построения и интерпретации вертикального спектра скоростей по записям 12-кратного перекрытия, выполненного 48-канальной сейсмостанцией на одном из профилей в Западной Сибири. Слева показана накопленная 48-канальная сейсмограмма ОГТ, полученная по 12 соседним точкам и содержащая 144 исходные трассы: каждая трасса *накопленной сейсмограммы* есть сумма трех исходных трасс с одинаковыми дистанциями. Скоростной анализ накопленной сейсмограммы выполнен по критерию коэффициента подобия $S(t_0, v_{\text{ОГТ}})$. Полученный вертикальный спектр скоростей изображен в виде карты рельефа в средней части рисунка. Повышенным значениям коэффициента подобия отвечают более свет-

лые участки его «рельефа», на которых интерпретатором зафиксированы (крестиками) экстремальные точки, соответствующие однократным отражениям. Они определяют график скоростного закона $v_{\text{ОГТ}}(t_0)$, отмеченный цифрой (3). При этом на анализируемой сейсмограмме изображены (крестиками) расчетные годографы с параметрами $t_0, v_{\text{ОГТ}}$ фиксированных точек. В правой части рисунка показаны пять вариантов 12-кратного временного разреза по данному участку профиля, содержащему 12 соседних ОГТ. Средний вариант разреза (3) получен при введении кинематических поправок в соответствии с установленным скоростным законом. Здесь видны четкие изображения многих отражающих горизонтов. Рядом с основным показаны еще четыре варианта разреза, построенные с использованием заниженных (два первых) и завышенных (два последних) значений скоростей. Эти значения заданы графиками $v_{\text{ОГТ}}(t_0)$, которые нанесены на карту вертикального спектра и отмечены цифрами (1), (2) и (4), (5) соответственно. Дополнительные варианты разреза используются для анализа природы регистрируемых волн. В частности, на варианте разреза (1), полученном с наименьшими скоростями, хорошо фокусируются отражения на временах 1,65, 2,85 и 2,95 с. Последние из них особенно мощно выражены в рельефе вертикального спектра аномально низкими значениями скоростей. Эти волны являются многократными отражениями, затрудняющими наблюдение полезных отражений от глубоких границ.

Анализ и обобщение множества вертикальных спектров скоростей, построенных на площади работ, позволяет уточнить для нее скоростной закон $v(x, y, t_0)$ и выполнить коррекцию нормальных кинематических поправок (НКП).

Временное окно скоростного анализа шириной T можно «привязать» к параметру t_{0R} определенного отражающего горизонта R и, перемещаясь по профилю с небольшим шагом, рассчитывать для этого горизонта спектры скоростей по равномерной последовательности сейсмограмм ОГТ (одиночных или накопленных). Полученное для известных точек профиля x множество гистограмм критерия синфазности $K_x(v_{\text{ОГТ}})$ называют **горизонтальным спектром скоростей**. Его используют для детального изучения вариаций скоростного разреза на исследуемой площади, что позволяет осуществлять более тонкую коррекцию кинематических поправок для целевого сейсмического горизонта R (рис. 11.11).

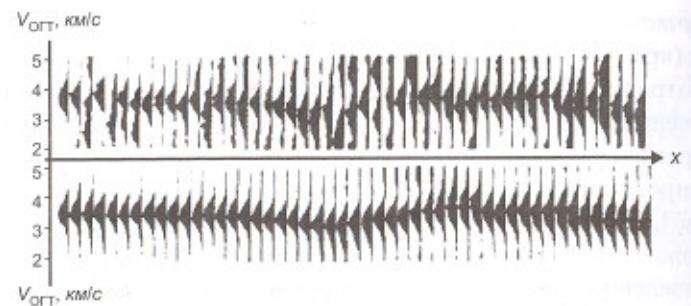
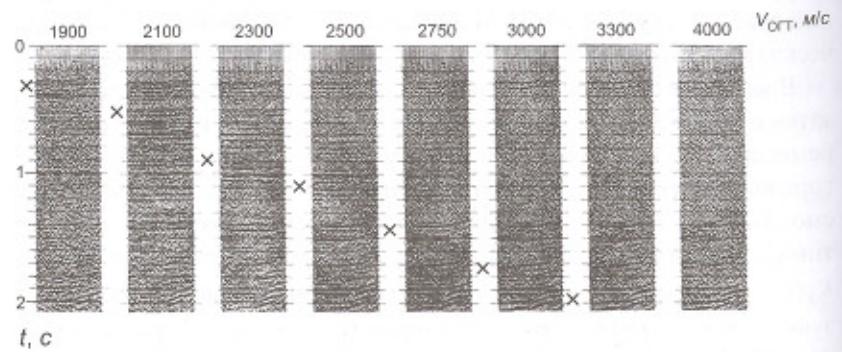


Рис. 11.11. Горизонтальные спектры скоростей

отражающего горизонта, построенные:
а – по одиночным сейсмограммам; б – по накопленным сейсмограммам
на базе 250 м

Помимо анализа спектров скоростей для коррекции кинематических поправок применяют также методику сканирования (перебора) скоростей по временному разрезу. Она заключается в том, что для небольшого тестового интервала сейсмического профиля строят множество вариантов временного разреза ОГТ. Каждый из них соответствует фиксированному значению $v_{\text{ОГТ}}$, принятому при расчетах нормальных кинематических поправок (рис. 11.12). Сопоставляя изображения некоторого горизонта на различных вариантах разреза, можно уста-

Рис. 11.12. Материалы сканирования скоростей $v_{\text{ОГТ}}$ по фрагменту временного разреза

новить, при каком значении $v_{\text{ОГТ}}$ достигается наилучшее качество суммирования соответствующей отраженной волны. Таким путем по множеству отражающих горизонтов определяется скоростной закон $v(t_0)$ для данного участка исследуемой площади. Достоинством способа сканирования скоростей является то, что критерием правильности введенных кинематических поправок непосредственно служит результат обработки – временной разрез. Недостатком этого способа является субъективный характер визуальной оценки качества отражений на временном разрезе.

В сложных сейсмогеологических условиях из-за плохой прослеживаемости полезных отражений коррекция кинематических поправок затруднена и результаты могут оказаться не вполне удовлетворительными на первом этапе ее проведения. Поэтому часто коррекцию кинематических поправок, поочередно с коррекцией статических поправок, выполняют многократно итерационным путем. Основным критерием степени приближения к наилучшему варианту служит качество прослеживаемости целевых горизонтов на временном разрезе. Обычно выполняют 2–3 цикла коррекции статических и кинематических поправок, после чего корректируют остаточные фазовые сдвиги.

11.2. Корреляция волн и составление гидографов [1, 7, 16]

Корреляцией волн называют их отождествление и прослеживание на сейсмической волновой картине. Ее выполняют как по отдельным сейсмограммам или их монтажам, так и по преобразованным записям, представленным в виде динамических временных или глубинных разрезов. При этом основные принципы и приемы корреляции волн по существу одинаковы. Поэтому ниже вопросы корреляции рассматриваются совместно для сейсмограмм и динамических разрезов с указанием отличительных особенностей в случае необходимости.

11.2.1. Общие принципы корреляции

Надежную корреляцию волн можно обеспечить только при достаточно высоком отношении сигнал/помеха, когда амплитуды полезных колебаний превосходят средний уровень волн-помех не менее, чем в

2–3 раза. Наблюдать момент прихода фронта, т. е. вступление волны обычно не удается из-за мешающего фона колебаний. Поэтому, как правило, выполняют фазовую корреляцию волн по их наиболее четким экстремумам. При достаточно малом расстоянии между точками наблюдения времена прослеживаемой фазы волны и форма колебаний на соседних трассах оказываются близкими между собой. Это позволяет отождествлять на записи определенную волну, фиксируя ее ось синфазности – линию времен данной фазы на трассах записи волновой картины. По существу такая линия изображает гидограф фазы волны, построенный в масштабе сейсмограммы или временного разреза.

Корреляция волны начинается с выделения относящейся к ней группы колебаний на основании следующих признаков:

- синфазность колебаний – волна имеет плавные, достаточно протяженные и подобные по форме оси синфазности с одинаковыми кажущимися скоростями;
- стабильность формы – на близких трассах сохраняются основные особенности формы волнового импульса;
- амплитудная выраженность – волна отделена от предыдущих и последующих колебаний некоторым сравнительно малоамплитудным промежутком.

Указанные признаки основаны на предположении, что кинематические и динамические параметры волны изменяются вдоль ее фронта непрерывно. Это допущение связано с представлением о непрерывности изменения свойств сопредельных сред вдоль сейсмической границы и свойств покрывающей толщи в области распространения близких лучей волны. Если такое представление не оправдывается, то нарушается повторяемость формы колебаний и близость времен в соседних точках наблюдения. Это имеет место при разрыве и сильном искривлении сейсмических слоев, а также при наличии резких неоднородностей геологической среды в местах образования или прохождения волны. Поэтому указанные выше основные признаки прослеживаемости волны правомерны при относительно спокойном геологическом разрезе. Хотя они имеют качественный характер и в определенной мере зависят от субъективных оценок интерпретатора, их совокупность обычно позволяет выделять группы колебаний различных волн.

Нередко на записях наблюдается довольно сильная изменчивость формы волны в пространстве. Помимо упомянутых выше факторов, причиной этого может быть нестабильность условий возбуждения и

приема колебаний, а также наложение регулярных и случайных волн-помех.

В наземной сейсморазведке наибольшая изменчивость характерна для условий возбуждения, что чаще обнаруживается при использовании поверхностных источников. В результате затрудняется корреляция волн на многоканальных записях, трассы которых получены при различных точках возбуждения. В этом отношении выгодно отличаются сейсмограммы ОТВ, записываемые от единого источника при одной позиции сейсмической установки. Корреляция волн в пределах сейсмограммы ОТВ называется позиционной. Прослеживание волн от одной сейсмограммы ОТВ к другой носит название транспозиционной корреляции.

В транспозиционной корреляции важную роль играет принцип взаимности (п. 1.1.3), на основании которого одна и та же волна отождествляется на различных сейсмограммах. Следует учитывать, что обмен местами источника и приемника не полностью удовлетворяет требованиям принципа взаимности. Это объясняется различием их характеристик направленности и изменчивостью условий возбуждения и приема колебаний, из-за чего во взаимных точках часто не наблюдается удовлетворительной повторяемости формы записи. В отличие от динамики волны, ее кинематика во взаимных точках обладает большей устойчивостью, поэтому при транспозиционной корреляции основное внимание обращают на равенство времен волны в этих точках. Однако при значительных различиях в видимых периодах колебаний на взаимных трассах сопоставляемые времена одной и той же фазы волны могут существенно расходиться.

Нестабильность условий установки сейсмоприемников, обусловленная изменчивостью механических свойств почвы и фильтрующих свойств ЗМС, может приводить к значительным искажениям записи колебаний, что затрудняет их корреляцию. Явным признаком искажений времен регистрации волн за счет поверхностных неоднородностей является подобный характер деформаций различных осей синфазности на одних и тех же трассах сейсмограммы (рис. 11.13, а).

Наибольшие трудности при корреляции связаны с интерференцией волн – наложением колебаний различного происхождения. В неблагоприятных сейсмогеологических условиях на записях бывают такие участки, где из-за наложения сильных помех не удается прослеживать полезные волны несмотря на применение всех технических, методических и обрабатывающих средств.

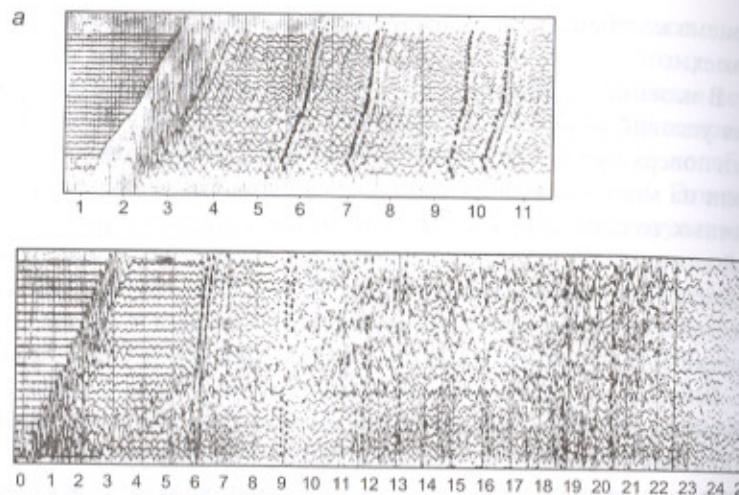


Рис. 11.13. Искажения осей синфазности отраженных волн на сейсмограммах ОТВ за счет:
а – рельефа местности; б – наложения поверхностных волн-помех

При интерференции регулярных волн возможны их различные сочетания. Характерные особенности имеет наложение поверхностных волн (рис. 11.13, б). Низкая частота этих помех позволяет обнаружить их присутствие по форме записи. Иногда значительные помехи создает звуковая волна от сейсмического источника. В отличие от поверхностных волн ее спектр смещен в сторону высоких частот, достигающих сотен герц. На полевых записях звуковая волна хорошо опознается по своей скорости – около 340 м/с.

При наложении волн, обладающих близкими кажущимися скоростями, их прослеживание весьма затруднено. В таких случаях *формальная корреляция фаз – отождествление близко расположенных экстремумов на соседних трассах – чревата серьезными ошибками*. Здесь особенно необходим тщательный анализ формы записи и ее изменчивости в пространстве наблюдений.

Возможность раздельного прослеживания колебаний при их наложении определяется соотношением амплитуд интерферирующих волн. Если одна из волн имеет преобладающую амплитуду, то ее называют *доминирующей*. Доминирующие волны прослеживаются сравнитель-

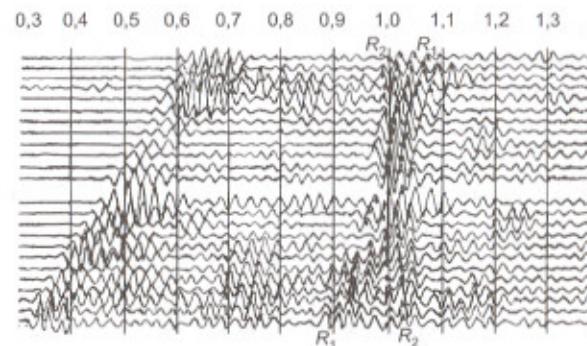


Рис. 11.14. Интерференция на сейсмограмме ОТВ волн, отраженных от двух границ разного наклона

но легко, тогда как корреляция слабых волн прерывается. Когда кажущиеся скорости интерферирующих волн близки, то образуется суммарное колебание, форма которого от трассы к трассе изменяется медленно. В таких случаях обнаружить присутствие двух волн можно только при наблюдениях на достаточно протяженном интервале профиля, тщательно анализируя все изменения амплитуд и фаз сложных колебаний. Если кажущиеся скорости интерферирующих волн заметно различаются, то при переходе от одной трассы к другой отмечается значительная изменчивость формы колебаний. При большом различии кажущихся скоростей наложение колебаний наблюдается на коротком отрезке профиля и возможно уверенное разделение интерферирующих волн (рис. 11.14).

11.2.2. Корреляция отраженных волн

Отраженные волны, приходящие к дневной поверхности после прямых и преломленных в ВЧР волн, прослеживаются фазовой корреляцией. Поскольку отражения обычно наблюдаются на сравнительно небольших удалениях от источника, их записи часто осложнены интенсивными регулярными и нерегулярными помехами несмотря на применение частотных и многоканальных фильтраций при регистрации и обработке.

При пологом залегании сейсмических границ оси синфазности отражений на сейсмограммах обычно не пересекаются между собой.

После введения кинематических поправок и преобразования сейсмограмм в динамические временные разрезы оси синфазности соседних отражений становятся еще более близкими по форме. *Отражения, которые устойчиво прослеживаются на всей или большей части площади разведки и имеют надежную геологическую привязку, называют опорными (маркирующими).* Их правильная корреляция служит основой интерпретации полевых наблюдений.

Некоторые отражения удается опознавать по их специфической форме, связанной с тонкослоистой структурой осадочных образований. *Многие импульсы, прослеживаемые в качестве отдельных волн, представляют собой устойчивые наложения ряда элементарных отражений от близких границ тонких слоев, образующих пачку.* При изменении структуры такой пачки – количества и мощности составляющих слоев, их фациального состава – изменяется форма сложного отражения, что сказывается на однозначности его корреляции.

Корреляция волн является интерпретационной процедурой, выполнение и результаты которой зависят от задачи, решаемой на данном этапе обработки. Например, для изучения тонкослоистой изменчивой структуры целевых интервалов разреза корреляцию проводят по волновой картине с максимальной временной разрешенностью, получаемой путем высокочастотной фильтрации и деконволюции. Достигаемая при этом дифференциация волновой картины обычно сопровождается снижением ее устойчивости и потерей непрерывности некоторых осей синфазности, расщепляющихся на составляющие колебания. Наоборот, для целей коррекции статических и кинематических поправок корреляцию волн нередко выполняют после низкочастотной фильтрации сейсмограмм, которая осредняет и стабилизирует волновую картину, делая более однозначными оценки временных сдвигов трасс и оптимальных скоростей их суммирования. На рис. 11.15 показаны два варианта фильтрации одной сейсмограммы, демонстрирующие зависимость характера прослеживаемости отраженной волны от спектрального состава колебаний.

Дизъюнктивные нарушения осадочных отложений – сбросы, надвиги и т. п. могут проявляться на сейсмограммах и разрезах характерными особенностями записи – быстрым ослаблением или возникновением некоторой группы волн, общим сдвигом пачки отражений во времени. В зависимости от характера нарушения оси синфазности по обе стороны от него могут либо перекрываться, либо образовывать области раз-

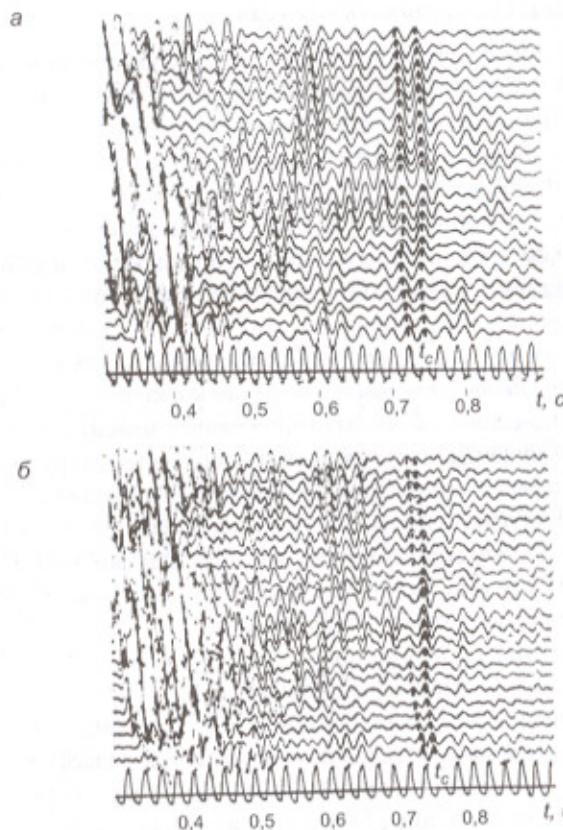


Рис. 11.15. Изменение прослеживаемости отражения от тонкослоистой терригенной пачки при различной фильтрации волновой картины:
а – низкочастотной; б – высокочастотной

рывов. Очень часто в зонах нарушений не регистрируются когерентные отражения от пологих границ осадочного чехла. В то же время на сейсмических разрезах высокого качества удается выявлять и непрерывно прослеживать весьма наклонные, иногда даже очень крутые, отражающие границы, которые приурочены к плоскостям сбрасывателей дизъюнктивных нарушений. Затронутые здесь вопросы подробнее обсуждены и проиллюстрированы в последующих разделах учебника (п. 16.1.1, 2).

11.2.3. Корреляция преломленных волн

Целевую преломленную волну обычно прослеживают в области первых вступлений, где ее регистрация обеспечена выполненной системой наблюдений. Нельзя однако ограничиваться определением только времен прихода волн — следует тщательно изучать форму записи колебаний и ее изменчивость по профилю. В противном случае возможен ошибочный переход с данной преломленной волны на другую, имеющую близкое значение кажущейся скорости. Иногда удается осуществлять и фазовую корреляцию преломленных волн вне области первых вступлений — после прихода других волн. Это позволяет по одной сейсмограмме изучать несколько преломляющих границ.

Годографы различных преломленных волн даже в простейшем случае горизонтально-слоистой среды пересекаются между собой. Протяженные зоны наложения могут создавать серьезные затруднения для фазовой корреляции, поэтому при прослеживании преломленных волн необходимо внимательно изучать их кинематические и динамические характеристики. Смену волн обнаруживают по следующим признакам:

- наличие на одном участке профиля двух волн с пересекающимися или сближающимися осями синфазности;
- изменение формы записи волны;
- быстрое изменение амплитуды волны;
- изменение степени затухания волны с расстоянием;
- изменение кажущейся скорости, не обусловленное рельефом или ВЧР.

Часто при смене волн обнаруживаются лишь некоторые из этих признаков. Например, на рис. 11.16, *a* видна смена волн, проявляющаяся резким изменением формы и амплитуды записи. На рис. 11.16, *б* смена волн устанавливается по изменению кажущейся скорости, формы и интенсивности колебаний. Затухание преломленных волн с расстоянием в большой мере зависит от мощности преломляющего слоя, вследствие чего может наблюдаться быстрое затухание одних волн по сравнению с другими. Особенно четко это обнаруживается, когда быстро затухающая волна приходит первой (рис. 11.16, *в*).

Иногда кажущиеся скорости двух интерферирующих волн почти одинаковы. Тогда на записи образуется устойчивая картина колебаний и создается впечатление, что зарегистрирована одна волна. Если первая волна обладает большим затуханием, чем вторая, то при корреляции возникает ошибочное представление о более быстром затухании первых фаз многофазного колебания. В таких случаях нужно

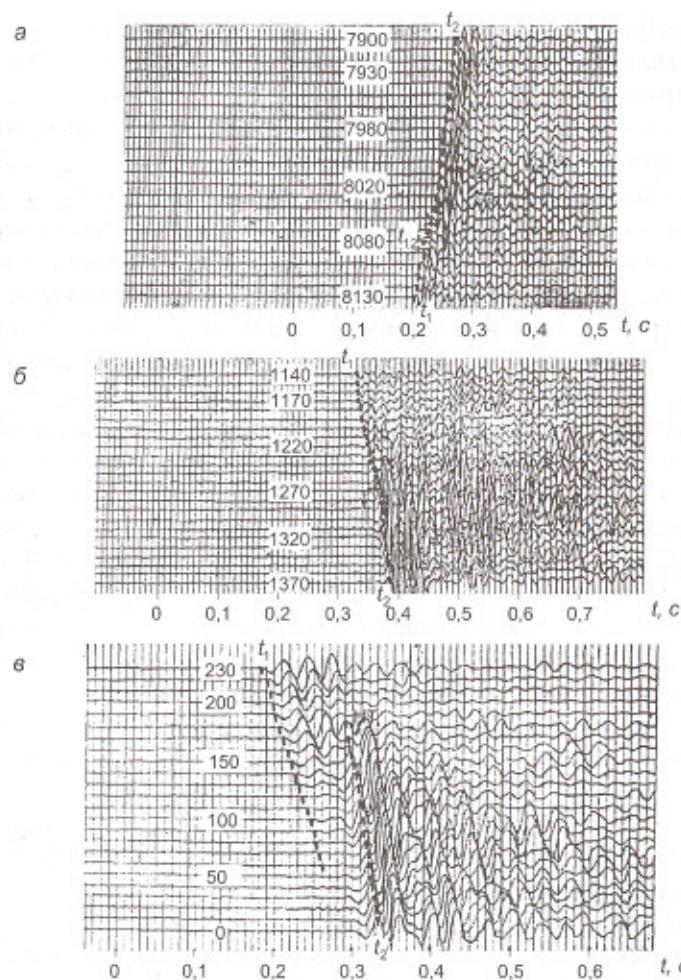


Рис. 11.16. Смена преломленных волн в первых вступлениях на сейсмограммах ОТВ:

а — смена волн t_1 и t_2 , близких по интенсивности, с образованием интерференционной волны t_{12} ; *б* — смена волн t_1 интенсивной волной t_2 ; *в* — быстрое затухание волны t_1 и появление волны t_2 в области начальной точки НТ

весьма осторожно переносить корреляцию с одной фазы на другую, так как это может повлечь за собой ошибочный переход к прослеживанию другой волны.

При тектонических нарушениях преломляющего слоя на сейсмограмме может наблюдаться разрыв и смещение осей синфазности. Когда пункт взрыва расположен со стороны приподнятого крыла сброса и волна регистрируется в области первых вступлений, наблюдается наиболее четкая картина: преломленная волна внезапно ослабевает и рядом обнаруживается новая ось синфазности, сдвинутая в сторону больших времен. Когда пункт взрыва расположен со стороны опущенного крыла сброса, волновая картина менее отчетлива.

В МПВ часто используют нагоняющие системы наблюдений. Это позволяет сопоставлять записи, полученные на одной расстановке приемников при различных пунктах возбуждения, расположенных с одной стороны от нее. Если некоторая особенность записи преломленной волны при изменении положения источника фиксируется на том же месте профиля, то она вызвана локальной неоднородностью, приуроченной к исследуемой границе или покрывающей толще. Наоборот, сдвиг волновой картины, соответствующий перемещению источника, указывает на то, что рассматриваемая особенность записи волн зависит от дистанции наблюдений, т. е. обусловлена горизонтально-слоистой структурой разреза.

11.2.4. Корреляция волн при трехкомпонентных наблюдениях

Регистрация трехкомпонентных колебаний позволяет воссоздавать пространственную траекторию движения частиц среды в точках наблюдения. На этом основан *поляризационный метод* сейсмических исследований, применяемый как при наземных, так и при скважинных наблюдениях. Непосредственно по трехкомпонентным записям визуальный анализ поляризации волн выполнить трудно из-за большого различия в пространственной ориентации регистрируемых компонент. Для интерпретации записи трехкомпонентной установки ее иногда преобразуют в многокомпонентную *полярную сейсмограмму*, каждая трасса которой изображает фиксированную в пространстве составляющую колебаний. Составляющие компоненты располагают по двум коническим поверхностям, равномерно распределяя по азимутам.

Получают 23-компонентную полярную сейсмограмму, на которой составляющие колебаний распределены по номерам трасс, как показано на рис. 11.17, а.

Форма оси синфазности волны и соотношение амплитуд колебаний на полярной сейсмограмме позволяют установить *тип поляризации* и оценить параметры траектории. Критерием линейно поляризованной волны служит вертикальность ее оси синфазности при возможном обращении фазы на 180° . При синусоидальном законе изменения амплитуды такой волны вдоль оси синфазности на всех трассах полярной сейсмограммы наблюдается одинаковая форма записи. На рис. 11.17, б–г показаны полярные сейсмограммы продольной волны *P* и поперечных волн *SV* и *SH*, направления распространения которых в точке наблюдения

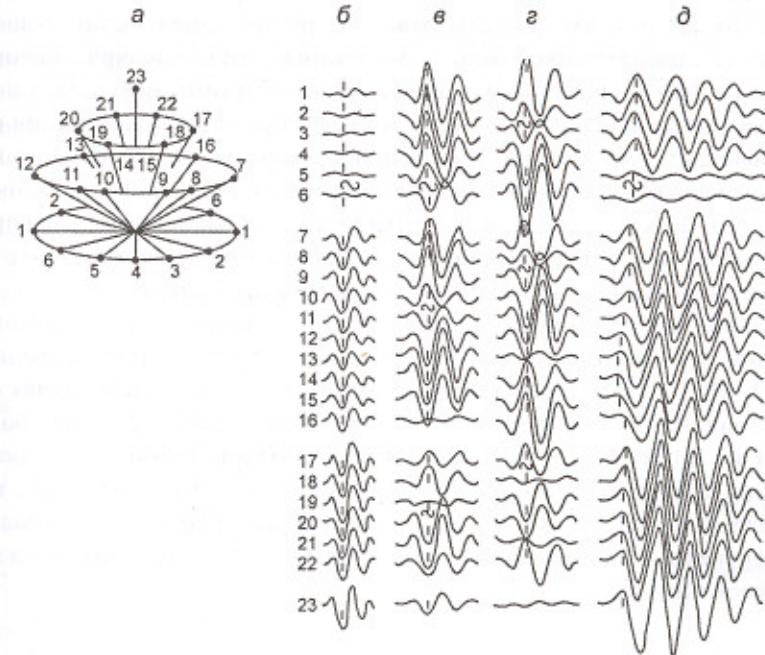


Рис. 11.17. Полярные сейсмограммы:
а – расположение составляющих соответственно номерам трасс 23-канальной сейсмограммы; теоретические сейсмограммы волн: б – *P* ($\alpha = 10^\circ$, $\beta = 45^\circ$); в – *SV* ($\alpha = 80^\circ$, $\beta = 225^\circ$); г – *SH* ($\alpha = 90^\circ$, $\beta = 135^\circ$); д – *R*

заданы углами падения α и азимутами β . Эллиптически поляризованные волны на полярной сейсмограмме имеют криволинейную ось синфазности. По ее фазовым сдвигам и соотношениям амплитуд можно определять параметры эллипса поляризации. На рис. 11.17, д представлена сейсмограмма поверхности волны Релея R , эллиптически поляризованной в вертикальной плоскости. Для объемных волн наблюдаемая эллиптическая поляризация является следствием интерференции линейно поляризованных колебаний.

Когда из-за интенсивных помех визуальная корреляция полезных волн на полярных сейсмограммах затруднена, применяют поляризационные фильтры, различающиеся принципами построения и способами реализации. Они осуществляют линейные или нелинейные преобразования трехкомпонентных записей с целью наилучшего выделения целевой волны из регистрируемых интерференционных колебаний. По материалам профилирования с трехкомпонентными установками сейсмоприемников волны прослеживают путем поляризационно-позиционной корреляции, которая совмещает возможности двух подходов: выделение волны в одной точке по признаку поляризации сопровождается прослеживанием ее в пространстве наблюдений по кинематическому признаку кажущейся скорости. При этом, в отличие от обычной корреляции, в пространстве прослеживают не фиксированную компоненту колебаний, а следящую составляющую, для которой отношение сигнал/помеха является максимальным.

Наиболее полно преимущества поляризационного анализа могут быть использованы при наблюдениях во внутренних точках среды – ВСП, МОГ, а также при наблюдениях на поверхности в условиях отсутствия ЗМС – инженерная и рудная сейсморазведка. При наблюдениях на поверхности ЗМС возможности поляризационного анализа ограничены из-за сильного преломления приходящих волн на ее подошве: пройдя через ЗМС, продольные волны практически становятся вертикально поляризованными, а поперечные – горизонтально поляризованными.

11.2.5. Составление годографов

Для определения природы волн, регистрируемых в сложных сейсмогеологических условиях, по осям синфазности регулярных колебаний составляют годографы. Годографы отраженных волн строят при

опытных работах по выбору систем наблюдения, а также для оперативной оценки эффективных скоростей. Практикуется составление годографов волн-помех для изучения их кинематических свойств с целью выбора подходящих интерференционных систем, подавляющих эти волны. Годографы волн используют при их идентификации и контроле за правильностью корреляции. В методе преломленных волн составление годографов является важным этапом обработки полевых наблюдений. По нагоняющим годографам оценивают степень рефракции преломленных волн.

При построении линейных годографов используют различные способы их представления. В *позиционном способе* пункты приема и возбуждения отнесены к действительным точкам их расположения на профиле (рис. 11.18, а). В *транспозиционном способе* пункты приема, в отличие от пунктов возбуждения, расположены вдвое чаще, что обеспечивает совмещение изображений взаимных точек (рис. 11.18, б). Годографы, построенные по полевым сейсмограммам, называют наблюденными. После введения поправок во времена прихода волн получают исправленные годографы. Чтобы исключить небольшие случайные искажения времен, по точкам годографа проводят плавную осредняющую линию, получая *сглаженный* годограф. Применение компьютеров позволяет более строго решать задачу сглаживания годографов.

По годографам полезных волн осуществляют контроль за правильностью корреляции, обнаруживая подозрительные участки, где необхо-

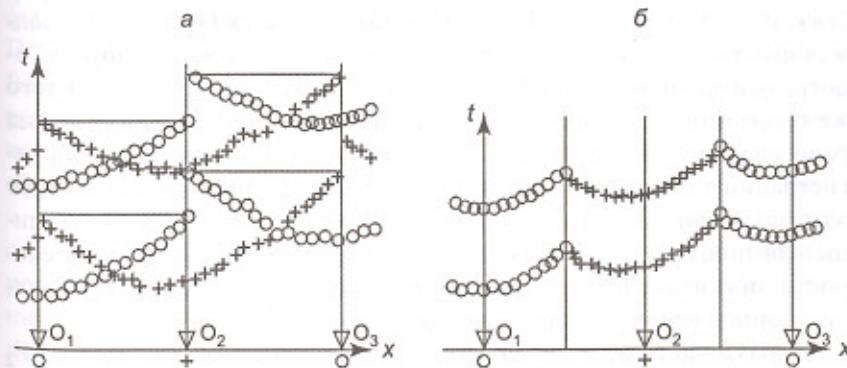


Рис. 11.18. Способы изображения линейных годографов:
а – позиционный; б – транспозиционный

дим особенно тщательный анализ записей. Один из приемов контроля, пригодный как для отраженных, так и для преломленных волн, использует построение **разностного годографа**. Пусть на некотором участке профиля имеются два годографа одной волны – $t_1(x)$ и $t_2(x)$, полученные при пунктах возбуждения O_1 и O_2 , расположенных по обе стороны от этого участка. Такие годографы называются **встречными**. Построенная по ним зависимость $\theta(x) = t_1(x) - t_2(x)$ является **разностным годографом**. Во многих случаях на небольших участках профиля при спокойном залегании сейсмических границ и постоянстве скоростей линию $\theta(t)$ можно считать отрезком прямой. Систематические отклонения формы разностного годографа от прямолинейной – резкие изгибы и ступени – могут свидетельствовать об ошибке в корреляции волны.

Для повышения точности определения эффективных скоростей при сейсморазведке МОВ иногда выполняют специальные **скоростные зондирования**, по материалам которых строят **составные годографы**. Пусть на профиле, ориентированном по простирианию отражающей границы R , через равные интервалы расположены источники O_1, O_2, O_3, \dots (рис. 11.19, а). При источнике в точке O_1 , регистрируя отражение на участке профиля O_2O_3 , получают годограф Γ_1 , соответствующий точкам отражения, расположенным на интервале R_1R_2 границы R . Перемещая источник в точку O_2 и наблюдая на участке O_1O_5 , получают при отражении от того же интервала границы годограф Γ_2 . Он связан с годографом Γ_1 парой взаимных точек O_1 и O_2 . Располагая далее источник в точке O_3 , получают годограф Γ_3 на участке профиля O_4O_1 , связанный с годографом Γ_1 парой взаимных точек O_1 и O_3 . Продолжая действовать подобным образом, можно получить ряд других годографов для источников O_4, O_5, \dots при отражении от одного и того же горизонтального интервала границы R . В таких условиях форма годографа определяется только удалением от источника участка регистрации волны. Это позволяет по всем наблюдениям, увязанным во взаимных точках, построить единый составной годограф большой длины. Он пригоден для высокоточного определения эффективной скорости, поскольку величина ее случайной погрешности обратна квадрату длины используемого годографа.

В МПВ часто используют пары нагоняющих годографов Γ_1 и Γ_2 (рис. 11.19, б). При отсутствии проницания нагоняющие годографы на общем участке MN профиля x должны быть подобны, что служит дополнительным критерием обнаружения волн, связанных с одним и тем

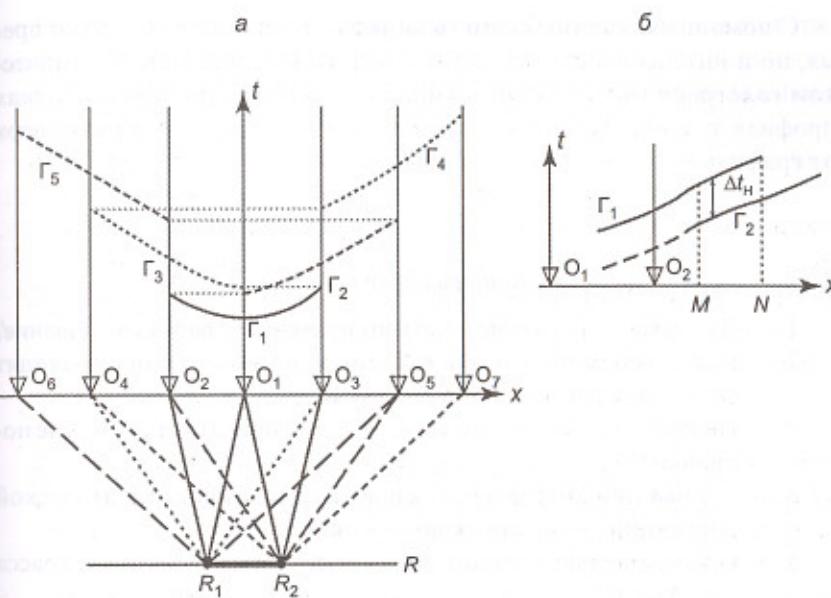


Рис. 11.19. Комбинированные годографы:
а – составной годограф отраженной волны; б – сводный годограф преломленной волны

же горизонтом. Учитывая подобие формы, можно объединить го-дографы, переместив один из них в направлении оси t до совпадения с другим. Получающаяся единая зависимость $t(x)$ называется **сводным го-дографом**. Величину Δt_H , на которую следует сместить нагоняющий го-дограф, определяют как среднее арифметическое значение для разностей времен исходных го-дографов в общих точках наблюдения. При последующей обработке сводные го-дографы используются так же, как наблюденные.

Поверхностные го-дографы представляют в виде карты изохрон. Ее строят как по наблюденным временам прихода волны $t(x, y)$, так и по результатам преобразования – нормальным временам $t_0(x, y)$. Сечение изохрон определяется сложностью их конфигурации, величиной погрешности времен и густотой расположения точек наблюдений. Обычно сечение изохрон в полтора-два раза превышает среднюю ошибку определения времен, которая должна оцениваться с учетом погрешности введенных поправок.

С помощью динамического годографа отображают не только время, но и интенсивность регулярной волны. На линейном динамическом годографе можно указать амплитуду волны в различных точках профиля x , в определенном масштабе откладывая ее значения вверх от графика $t(x)$.

Контрольные вопросы

1. Что такое статические поправки и чем объясняется их название?
2. Какие вспомогательные сейсмические наблюдения проводят в поле для изучения строения ВЧР?
3. По какой причине приходится корректировать статические поправки?
4. Какова принципиальная основа алгоритмов автоматической коррекции статических поправок?
5. С какой целью и каким образом создается эталонная трасса при АКСП?
6. Почему задача определения корректирующих статических поправок не имеет единственного решения?
7. В чем заключается «проблема низкочастотной статики»?
8. Как выполняется полуавтоматическая коррекция статических поправок и в каких случаях приходится к ней обращаться?
9. Объясните необходимость многократной коррекции статических поправок в процессе обработки сложного сейсмического материала.
10. Как выполняется коррекция остаточных фазовых сдвигов?
11. Каким образом сейсмическую томографию используют для изучения скоростных неоднородностей ВЧР по записям МОВ?
12. В чем заключается процедура замещения слоя и в каких случаях ее выполняют?
13. Дайте определение кинематической поправки и объясните смысл ее введения в сейсмическую запись.
14. Что называют нормальными кинематическими поправками и по каким причинам они могут не соответствовать наблюденным годографам отраженных волн?
15. Почему и как введение кинематических поправок искажает форму импульсов отраженных волн?

16. Что такое мьютинг растяжения и каким образом задается граница его действия?
17. Поясните назначение и процедуру выполнения начального мьютинга.
18. Опишите процедуру скоростного анализа путем построения и интерпретации вертикальных спектров скоростей.
19. Как получают и для чего используют горизонтальные спектры скоростей?
20. Опишите процедуру скоростного анализа путем сканирования скоростей по временному разрезу.
21. Объясните необходимость многократной коррекции кинематических поправок в процессе обработки сложного сейсмического материала.
22. По каким признакам выделяют и прослеживают регулярные волны на сейсмограммах и динамических разрезах?
23. Как отличить искажения осей синфазности коррелируемых волн за счет поверхностных неоднородностей от искажений, вызванных интерференцией волн?
24. Укажите сравнительные особенности корреляции полезных волн на сейсмограммах МОВ и МПВ.
25. Каковы особенности корреляции волн при трехкомпонентных наблюдениях?
26. Как получается разностный годограф и какие контрольные функции он может выполнять?

Глава 12. Частотная фильтрация и модификация амплитуд сейсмических колебаний

Частотная фильтрация (селекция) служит одним из основных средств выделения полезных волн. По своему характеру она является одноканальным преобразованием колебаний, наблюдаемых во времени, и поэтому называется также *временной фильтрацией*. Другим видом одноканальных преобразований колебаний является модификация их амплитуд, которую выполняют на многих этапах обработки.

12.1. Задачи частотной фильтрации и ее разновидности [40, 47, 61]

Частотная фильтрация осуществляется путем относительного усиления и ослабления различных гармонических компонент в спектре регистрируемых колебаний с целью лучшего выделения из них полезных волн.

12.1.1. Линейные частотные фильтры

В сейсморазведке практическое применение получили линейные частотные фильтры, обладающие важными свойствами *суперпозиции* и *пропорциональности*. Первое из них означает, что результат фильтрации суммы сигналов равен сумме результатов фильтрации каждого из них в отдельности. Второе свойство означает, что интенсивность профильтрованного сигнала прямо пропорциональна интенсивности исходного сигнала. Указанные свойства следуют из линейного характера выполняемых при фильтрации преобразований: значения исходной функции – сейсмической трассы $y(t)$ подвергаются только двум простым действиям – умножению на некоторые коэффициенты и сложению получаемых произведений. Это обеспечивает очень важное свойство линейного преобразования: между исходной $y(t)$ и профильтрованной $\tilde{y}(t)$ функциями существует *однозначная и обращаемая* (инвертируемая) зависимость, позволяющая при необходимости восстановить исходный сигнал по результату его преобразования известным

фильтром. (Данное утверждение справедливо в той области частот, где характеристика фильтра отлична от нуля).

Воздействие частотного фильтра как линейного преобразователя, независимо от способа реализации – аппаратурного или вычислительного, полностью определяется его *временной характеристикой* (*оператором*) $h(t)$ или *комплексной частотной характеристикой* $H(\omega)$. Обе характеристики взаимно однозначно связаны между собой преобразованиями Фурье – *прямым* (1) и *обратным* (2):

$$h(t) \leftrightarrow H(\omega),$$

$$1) H(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} h(t) e^{-j\omega t} dt, 2) h(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} H(\omega) e^{j\omega t} d\omega. \quad (12.1)$$

По существу частотная характеристика фильтра является комплексным спектром его временной характеристики. Комплексная частотная характеристика $H(\omega)$ имеет две составляющие – *амплитудно-частотную характеристику* (АЧХ) $K(\omega)$ и *фазово-частотную характеристику* (ФЧХ) $\chi(\omega)$:

$$H(\omega) = |H(\omega)| e^{-j\arg H(\omega)} = K(\omega) e^{-j\chi(\omega)}. \quad (12.2)$$

Функция $K(\omega)$ является модулем комплексной функции $H(\omega)$ и определяет отношение амплитуд спектральных гармоник на выходе и входе преобразователя в зависимости от их частоты. Функция $\chi(\omega)$ является аргументом комплексной функции $H(\omega)$ и определяет фазовый сдвиг гармоник при фильтрации в зависимости от их частоты. Никаких других преобразований спектральных гармоник, кроме изменения их амплитуды и фазового сдвига, линейный фильтр не производит. Это свойство служит критерием линейности преобразователя.

На практике чаще приходится оперировать амплитудно-частотными характеристиками, которые упрощенно называют частотными характеристиками. В зависимости от вида функции $K(\omega)$ различают несколько типов частотных фильтров: *фильтр нижних частот* (ФНЧ), *фильтр верхних частот* (ФВЧ), *полосовой фильтр* (ФП) и *резекекторный фильтр* (ФР). Частотная характеристика каждого фильтра имеет *области пропускания и подавления*, которые разделяются по *граничной частоте* $\omega_{\text{гр}}$. На этой частоте значение функции $K(\omega)$ составляет $1/\sqrt{2} = 0,707 = 0,7$ от максимальной величины K_{\max} , которую обычно принимают за единицу: $K_{\text{гр}} = K_{\max}/\sqrt{2} = 0,7$. Частоты, для которых $K > K_{\text{гр}}$,

относят к области пропускания фильтра, остальные частоты – к области подавления.

ФНЧ пропускает низкие частоты – от нулевой до верхней граничной частоты $\omega_{\text{грн}}$. *ФВЧ* пропускает высокие частоты, начиная от нижней граничной частоты $\omega_{\text{гри}}$. *ФП* пропускает полосу частот в диапазоне $\omega_{\text{гри}} - \omega_{\text{грн}}$ и может быть реализован последовательным применением *ФВЧ* и *ФНЧ*. *ФР* подавляет полосу частот $\omega_{\text{грн}} - \omega_{\text{грн}}$, обычно довольно узкую, вплоть до отдельных фиксированных значений ω_p .

Комплексная частотная характеристика линейного преобразователя, образованного рядом последовательных фильтров, равна произведению комплексных характеристик этих фильтров и не зависит от порядка их следования. При этом амплитудные характеристики перемножаются, а фазовые характеристики складываются.

Степень ослабления фильтром спектральных гармоник в области подавления возрастает по мере удаления от границы области пропускания в соответствии с наклоном графика $K(\omega)$. Этот наклон определяет *крутизну амплитудной характеристики* $s(\omega)$, которая измеряется в *децибелях (dB) на октаву (окт.)*. Децибел – логарифмическая мера отношения двух сопоставляемых величин, в данном случае – $K(\omega_1)$ и $K(\omega_2)$ на склоне частотной характеристики. Октава – интервал удвоения частоты. Крутизна характеристики $s(\omega)$, относимая к частоте $\omega = (\omega_1 + \omega_2)/2$, выражается формулой

$$s(\omega) = 20 \lg \frac{K(\omega_2)}{K(\omega_1)} \quad [\text{dB / окт}], \quad \omega_2 = 2\omega_1. \quad (12.3)$$

Частотный фильтр называется *физическими осуществимым* (причинным, или каузальным), если его оператор $h(t)$ является односторонней функцией [$h(t) \equiv 0$ при $h(t) < 0$], затухающей со временем. Временем $t = 0$ здесь считается момент поступления сигнала на вход фильтра. У такого фильтра оператор – абсолютно интегрируемая функция, и фильтрация осуществима в реальном времени аппаратурными или вычислительными средствами.

Линейные фильтры различаются по типам своих фазово-частотных характеристик, среди которых наиболее употребимы следующие:

- *пуль-фазовые фильтры* – $\chi(\omega) \equiv 0$, которые не сдвигают во времени спектральных составляющих сигнала и являются *физическими неосуществимыми*, поскольку их двусторонний оператор – четная функция: $h(t) = h(-t)$;

- *линейно-фазовые фильтры* – $\chi(\omega) = \tau\omega$, создающие фазовые сдвиги спектральных гармоник, пропорциональные их частотам, т. е. осуществляющие смещение сигнала во времени на постоянную величину τ без изменения его формы;
- *минимально-фазовые фильтры* $\chi(\omega) = \chi_{\min}(\omega)$, обеспечивающие на всех частотах минимально возможные для физически осуществимых преобразователей фазовые сдвиги спектральных компонент сигнала.

Частотная фильтрация может быть *стационарной* или *переменной во времени* в зависимости от того, остается ли оператор $h(t)$ неизменным или варьирует в процессе выполнения процедуры.

Процедуру линейной фильтрации выполняют как во временной, так и в частотной области. Во временной области результат фильтрации $\tilde{y}(t)$ получается сверткой входной функции $y(t)$ с временной характеристикой фильтра $h(t)$:

$$\tilde{y}(t) = y(t) * h(t) = \int_{-\infty}^{\infty} y(\tau) h(t-\tau) d\tau. \quad (12.4)$$

В частотной области результат фильтрации в виде спектра $\tilde{Y}(\omega)$ профильтрованной функции $\tilde{y}(t)$ получается *перемножением* комплексного спектра $Y(\omega)$ входной функции $y(t)$ с комплексной частотной характеристикой фильтра $H(\omega)$:

$$\tilde{Y}(\omega) = Y(\omega) \cdot H(\omega) = |Y(\omega)| \cdot K(\omega) e^{-j[\varphi(\omega) + \chi(\omega)]} = |\tilde{Y}(\omega)| e^{-j\tilde{\varphi}(\omega)}. \quad (12.5)$$

Как видно, амплитудный спектр $|\tilde{Y}(\omega)|$ профильтрованной функции равен произведению амплитудного спектра $|Y(\omega)|$ исходной функции на АЧХ фильтра $K(\omega)$, а фазовый спектр $\tilde{\varphi}(\omega)$ профильтрованной функции является суммой фазового спектра $\varphi(\omega)$ исходной функции и ФЧХ фильтра $\chi(\omega)$.

12.1.2. Задачи фильтрации и выбор фильтров

Постановка задач частотной фильтрации основывается на математической модели, принятой для трассы сейсмической записи. Согласно (6.14), трасса $y(t)$ является суммой двух составляющих – сигналной $s(t)$ и шумовой $n(t)$. Первая из них есть случайный процесс, обра-

зованный последовательностью полезных волн (сигналов) фиксированной формы $f(t)$, время прихода t_k и амплитуда a_k которых являются случайными величинами, определяющими импульсную трассу $\tilde{a}(t)$:

$$y(t) = s(t) + n(t) = f(t) * \tilde{a}(t) + n(t) = f(t) * \sum_k a_k \delta(t - t_k) + n(t). \quad (12.6)$$

Детерминированный сигнал $f(t)$ характеризуется комплексным спектром $F(\omega)$, имеющим две составляющие – амплитудный спектр $\Phi(\omega)$ и фазовый спектр $\varphi(\omega)$: $F(\omega) = \Phi(\omega) e^{-j\varphi(\omega)}$. Совокупность всех волн-помех рассматривается как стационарный случайный процесс $n(t)$, характеризуемый нуль-фазовой автокорреляционной функцией $b_n(t)$ и спектром мощности $B_n(\omega)$, имеющим только амплитудную составляющую.

Временные и спектральные характеристики полезной волны и помехи, подобно аналогичным характеристикам частотных фильтров (12.1), взаимно однозначно связаны между собой *прямым и обратным преобразованиями Фурье*: $f(t) \leftrightarrow F(\omega)$, $b_n(t) \leftrightarrow B_n(\omega)$.

При рассмотрении вопросов фильтрации модель сейсмограммы (12.6) целесообразно упростить, учитывая ее линейность. Заменим последовательность одинаковых по форме сигналов одним сигналом с некоторой средней амплитудой a . Действительно, *эффект стационарной линейной фильтрации не зависит от времени прихода сигналов*. Уровень интенсивности трассы можно нормировать к сигналу единичной амплитуды. В результате вместо (12.6) получаем простое выражение

$$y(t) = f(t) + \frac{1}{a} n(t). \quad (12.7)$$

Если спектральные характеристики полезной волны $F(\omega)$ и мешающих колебаний $B_n(\omega)$ известны, то *информацией, подлежащей извлечению из сейсмической записи (12.6)*, являются времена прихода t_k и амплитуды a_k полезных волн. Необходимо обнаружить эти волны на сейсмической трассе и оценить их неизвестные параметры. *Решению задачи препятствуют два обстоятельства – наложение на полезные волны мешающих колебаний и наложение друг на друга полезных волн с близкими временами прихода*.

Возможность обнаружения сигнала на фоне помех зависит от *амплитудной разрешенности записи – степени превышения амплитуды полезной волны над уровнем мешающих колебаний*. Этот показатель характеризуется известным *отношением сигнала/помеха*. С достаточно

высокой надежностью выявляется сейсмический импульс, амплитуда которого вдвое и более превосходит среднеквадратический уровень помех. При фильтрации *увеличение отношения сигнал/помеха достигается путем преимущественного подавления тех составляющих частотного спектра колебаний, в которых мала доля энергии полезных волн относительно помех*. Поскольку в реальных условиях спектры полезных и мешающих колебаний более или менее перекрываются, основная энергия профильтрованных сигналов оказывается сосредоточенной в том диапазоне частот, где исходное отношение сигнал/помеха было наиболее благоприятным. В результате *повышение амплитудной разрешенности записи достигается путем сужения спектра полезных волн*.

Сокращение ширины спектра сигнала приводит к увеличению его длительности во времени. Это – весьма нежелательный эффект, поскольку возрастает интерференция соседних сигналов, т. е. снижается временная разрешенность записи – возможность разделенного обнаружения и оценки сигналов, приходящих в близкие моменты времени. Для повышения временной разрешенности необходимо сокращать длительность импульсов полезных волн, что означает расширение их спектра. Но при этом снижается амплитудная разрешенность из-за относительного усиления помех. Очевидно, что без достаточного превышения амплитуд полезных волн над фоном помех временная разрешенность записи теряет смысл.

Таким образом, *амплитудная и временная разрешенности записи сейсмических колебаний предъявляют противоположные требования к характеру фильтрации*. В этих условиях приходится искать разумное компромиссное решение задачи частотной фильтрации. В общем виде ее можно сформулировать следующим образом: *достижение наибольшей временной разрешенности записи при обеспечении ее достаточной амплитудной разрешенности*. В такой постановке частотная фильтрация способствует обнаружению на сейсмической трассе максимально го числа полезных волн при удовлетворительной точности оценок их кинематических (t_k) и динамических (a_k) параметров.

Оптимальное общее решение задачи частотной фильтрации в сейсморазведке отсутствует. Причина в том, что нет общепризнанного критерия оптимальности фильтрации, который сводил бы к единому количественному показателю характеристики амплитудной и временной разрешенности сейсмической записи. В теории фильтрации изве-

стны частные решения, основанные на различных *критериях оптимальности* преобразования колебаний.

Эффективность частотной фильтрации прежде всего определяется различием спектров сигнала и помехи. На сейсмических записях эти спектры зачастую сильно перекрываются. В таких условиях результативность фильтрации существенно зависит от исходного соотношения интенсивностей сигнала и помехи. Здесь можно схематически выделить три ситуации.

1. *Сигнал слабее помехи.* В таких неблагоприятных условиях следует добиваться максимально возможной амплитудной разрешенности записи, чтобы обнаружить на ней присутствие полезных волн. Ради этого приходится мириться с искажением при фильтрации формы полезных колебаний, приводящим к уменьшению временной разрешенности записи. Критерием оптимальности фильтрации служит получение на выходе фильтра максимального отношения пикового значения сигнала к среднему квадратическому уровню помехи. Фильтр, удовлетворяющий этому критерию, называется **оптимальным фильтром обнаружения**.

2. *Сигнал сильнее помехи.* В таком случае можно ставить задачу не только обнаружения полезных волн, но и оценки их неизвестных параметров. С этой целью необходимо с помощью фильтрации воспроизвести сигнал с наименьшими искажениями. В качестве критерия оптимальности фильтрации принимают минимум среднего квадратического отклонения профильтрованных колебаний от формы полезной волны. Фильтр, реализующий подобное преобразование сейсмических колебаний, называется **оптимальным фильтром воспроизведения**.

Фильтры обнаружения и воспроизведения являются согласованными (со спектром сигнала): их частотные характеристики по форме более или менее соответствуют спектру полезных волн, возрастая в той области частот, где он относительно интенсивнее.

3. *Сигнал многократно сильнее помехи.* В таких благоприятных условиях обнаружение полезных волн не вызывает затруднений и даже имеется «запас прочности» в амплитудной разрешенности записи. Перед частотной фильтрацией можно ставить задачу *сокращения длительности отдельных сигналов*, т. е. *повышения временной разрешенности записи* за счет снижения избыточной амплитудной разрешенности. Критерием оптимальности фильтрации служит минимум среднегоКвадратического отклонения ее результата от заданного импульса,

более короткого, чем исходный сигнал. Предельно коротким импульсом является известная б-функция, имеющая нулевую длительность. Фильтр, преобразующий сейсмическую запись в последовательность полезных импульсов, по возможности приближающих к б-функциям, называется **оптимальным обратным фильтром сжатия**. Другой подход к решению этой задачи предусматривает сокращение длительности сигналов за счет подавления их хвостовых частей. Это оказывается возможным, поскольку для колебаний известной формы последующую часть импульса можно рассчитывать (прогнозировать) по его началу. Соответствующее преобразование сейсмической записи реализуется **оптимальным обратным прогностическим фильтром**.

Преобразователи, повышающие временную разрешенность записи, называются **обратными фильтрами**: их частотные характеристики по форме более или менее обратны спектру сигнала. Такую фильтрацию называют также **деконволюцией**, рассматривая ее как преобразование сейсмической трассы $y(t)$ в импульсную сейсмограмму $\tilde{y}(t)$, т. е. как процедуру, обратную свертке (конволюции) в выражении (12.6).

К обратным фильтрам близок **оптимальный корректирующий фильтр**, который также строится на критерии минимума среднего квадратического отклонения профильтрованной записи от импульса заданной формы. Задача корректирующей фильтрации заключается в выравнивании формы полезных волн, зарегистрированных на разных сейсмических трассах, при одновременном повышении временной разрешенности записи. Таким путем устраняются существенные различия в спектрах сигналов, вызванные нестабильностью условий возбуждения и приема. Это повышает эффективность последующих многоканальных преобразований сейсмических трасс и облегчает корреляцию полезных волн.

12.1.3. Оптимальные согласованные фильтры. Уравнение Колмогорова-Винера

Рассмотрим первый из согласованных фильтров – **оптимальный фильтр обнаружения**. Его частотную характеристику $H_o(\omega)$ найдем для модели сейсмограммы (12.7) при условии, что известны комплексный спектр $F(\omega)$ сигнала $f(t)$ и спектр мощности $B_n(\omega)$ помехи $n(t)$. Профильтрованный сигнал $\tilde{f}(t)$ со спектром $\tilde{F}(\omega) = F(\omega) \cdot H_o(\omega)$ дос-

тигает по модулю максимального (пикового) значения в некоторый момент времени, который можно принять за нуль. Используя обратное преобразование Фурье, находим

$$\left| \tilde{f}(t) \right|_{\max} = \left| \tilde{f}(0) \right| = \left| \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) H_o(\omega) d\omega \right|. \quad (12.8)$$

Профильтрованная помеха $\tilde{n}(t)$ со спектром мощности $B_{\tilde{n}}(\omega) = B_n(\omega) |H_o(\omega)|^2$ имеет дисперсию $\sigma_{\tilde{n}}^2$, равную значению ее функции автокорреляции при нулевом аргументе $b_{\tilde{n}}(0)$. Снова используя обратное преобразование Фурье, получаем

$$\sigma_{\tilde{n}}^2 = b_{\tilde{n}}(0) = \frac{1}{2\pi a^2} \int_{-\infty}^{\infty} B_n(\omega) |H_o(\omega)|^2 d\omega. \quad (12.9)$$

Согласно критерию оптимальности фильтра, на его выходе должен обеспечиваться максимум отношения (12.8) к (12.9). Это возможно, если комплексная частотная характеристика оптимального фильтра обнаружения равна

$$H_o(\omega) = \frac{F^*(\omega)}{B_n(\omega)} = \frac{\Phi(\omega) e^{j\phi(\omega)}}{B_n(\omega)}, \quad (12.10)$$

где $F^*(\omega)$ – спектр, комплексно сопряженный с $F(\omega)$. Как видно, частотная характеристика фильтра не зависит от интенсивности сигнала a и определяется отношением сигнал/помеха для различных спектральных компонент.

Произведению спектральных функций $H_o(\omega) \cdot B_n(\omega)$ в частотной области соответствует свертка их аналогов $h_o(t) * b_n(t)$ во временной области, и комплексно сопряженному спектру $F^*(\omega)$ соответствует обращенный во времени сигнал $f(-t)$. Поэтому выражению (12.10) во временной области эквивалентно интегральное уравнение свертки

$$\int_{-\infty}^{\infty} h_o(\tau) b_n(t - \tau) d\tau = f(-t), \quad (12.11)$$

решением которого можно найти оператор фильтра $h_o(t)$.

Пусть сигнал задан дискретными значениями $f(m) = f(t_m)$, ($m = 0, 1, \dots, M$) и требуется найти дискретный оператор фильтра $h_o(k)$, рав-

ный по длительности сигналу ($k = 0, 1, \dots, M$). Заменяя интегрирование суммированием, из (12.11) получаем соотношение

$$\sum_{k=0}^M h_o(k) b_n(m-k) = f(-m), \quad (m = 0, 1, \dots, M). \quad (12.12)$$

Это выражение определяет систему из $M + 1$ линейных уравнений с $M + 1$ неизвестными, решение которой дает значения коэффициентов $h_o(k)$ искомого оператора фильтра.

Рассмотрим частный случай, когда помеха обладает свойствами белого шума, т. е. имеет равномерный спектр мощности, уровень которого можно принять за единицу: $B_n(\omega) = \text{const} = 1$. Тогда из (12.10) следует

$$H_o(\omega) = F^*(\omega) \text{ или } h_o(t) = f(-t). \quad (12.13)$$

Амплитудная частотная характеристика такого согласованного фильтра совпадает с амплитудным спектром сигнала, а временная характеристика равна обращенному во времени сигналу. В этом случае отношение сигнал/помеха на выходе фильтра не зависит от формы сигнала и определяется лишь исходным отношением энергий сигнала и помехи. Важная особенность фильтра заключается в том, что выходной сигнал $\tilde{f}(t)$ по форме подобен функции автокорреляции $b_f(t)$ входного сигнала $f(t)$:

$$\tilde{f}(t) = f(t) * h_o(t) = f(t) * f(-t) = b_f(t). \quad (12.14)$$

В этом соотношении использовано известное свойство: АКФ сигнала $f(t)$ можно представить как его авторетросвертку – свертку с обращенной во времени копией $f(-t)$.

Примером рассмотренной согласованной фильтрации служит преобразование полевых записей, получаемых с применением вибрационного источника (п. 8.2.2). Для каждой трассы такой записи – виброграммы вычисляют взаимно-корреляционную функцию (ВКФ) с излучаемым вибратором свип-сигналом. Если записанные на виброграмме колебания отраженных волн по форме идентичны этому сигналу, то на результативной трассе – коррелограмме каждое отражение принимает форму функции автокорреляции (АКФ) свип-сигнала в виде симметричного импульса с максимальным значением в его середине. Следовательно, полевая запись подвергается действию согласованного фильтра обнаружения вида (12.13).

Далее будем рассматривать оптимальные линейные фильтры, называемые *винеровскими*, поскольку их характеристики получают решением фундаментального уравнения Колмогорова-Винера. Эти фильтры известны также как *среднеквадратические*: критерием качества фильтрации в них служит величина среднеквадратического отклонения (или дисперсии) получаемого результата от желаемого результата. На этой основе строятся как согласованные, так и обратные оптимальные частотные фильтры.

Пусть $h(t)$ – искомый оператор фильтра, который должен сейсмическую трассу $y(t)$ в форме (12.7) преобразовать таким образом, чтобы она в целом минимально отличалась от некоторой заданной функции $g(t)$. В любой момент времени отклонение фактического результата фильтрации от желаемого равно $\tilde{y}(t) - g(t) = h(t)^* y(t) - g(t)$. В целом по трассе это отклонение в квадратичной форме J составляет

$$J = \int_t [h(t)^* y(t) - g(t)]^2 dt = \int_t \left[\int_{-\infty}^{\infty} h(\tau) y(t-\tau) d\tau - g(t) \right]^2 dt. \quad (12.15)$$

Оптимальный оператор $h(t)$ должен обращать в минимум математическое ожидание функционала J . Вычислив градиент последнего по переменной $h(t)$ и приравняв его нулю, получим необходимое условие минимума:

$$\int_{-\infty}^{\infty} h(\tau) b_y(\theta - \tau) d\tau = r_{gy}(\theta), \quad (12.16)$$

где $b_y(\theta)$ – автокорреляционная функция (АКФ) исходной трассы, $r_{gy}(\theta)$ – взаимокорреляционная функция (ВКФ) заданного импульса и исходной трассы. Соотношение (12.16) называется *уравнением Колмогорова-Винера*. Оно означает, что *оптимальный винеровский фильтр преобразует функцию автокорреляции входного процесса в функцию взаимной корреляции его с импульсом заданной формы*.

При цифровой фильтрации для нахождения оптимальных операторов, имеющих заданное количество отсчетов $M + 1$, используют дискретный аналог формулы (12.16):

$$\sum_{k=0}^M h(k) b_y(m-k) = r_{gy}(m), \quad m = 0, 1, \dots, M. \quad (12.17)$$

Формула (12.17) определяет систему из $M + 1$ линейных уравнений с $M + 1$ неизвестными коэффициентами оператора $h(k)$.

Уравнение (12.16) определяет операторы оптимальных винеровских фильтров во временной области. В частотной области характеристики фильтров находят из эквивалентного соотношения $H(\omega)B_y(\omega) = R_{gy}(\omega)$, откуда

$$H(\omega) = \frac{R_{gy}(\omega)}{B_y(\omega)}, \quad (12.18)$$

где $B_y(\omega)$ – спектр мощности входной трассы $y(t)$, $R_{gy}(\omega)$ – *взаимный спектр мощности* заданного импульса $g(t)$ и входной трассы: $r_{gy}(t) \leftrightarrow R_{gy}(\omega)$.

К классу винеровских фильтров принадлежит второй из указанных ранее согласованных фильтров – *оптимальный фильтр воспроизведения*. Для него желаемым результатом преобразования сейсмической трассы (12.7) является неискаженный сигнал: $g(t) = f(t)$. Пусть сигнальная и шумовая компоненты трассы $y(t)$ независимы друг от друга. Тогда ее АКФ равна сумме АКФ составных частей:

$$b_y(\theta) = b_f(\theta) + \frac{1}{a^2} b_n(\theta), \quad (12.19)$$

где a^2 – средний квадрат амплитуд сигналов, присутствующих на трассе. На том же основании получаем, что ВКФ сигнала и трассы равна АКФ сигнала:

$$r_{gy}(\theta) = r_{fy}(\theta) = b_f(\theta). \quad (12.20)$$

Дискретный оператор оптимального фильтра воспроизведения $h_b(k)$ определим из системы уравнений (12.17), в которых

$$h(k) = h_b(k), \quad b_y(m-k) = b_f(m-k) + \frac{1}{a^2} b_n(m-k), \\ r_{gy}(m) = b_f(m). \quad (12.21)$$

Из (12.18) получим формулу частотной характеристики искомого фильтра, учитывая, что $R_{gy}(\omega) = B_f(\omega) = |F(\omega)|^2 = \Phi^2(\omega)$:

$$H_b(\omega) = \frac{|F(\omega)|^2}{B_y(\omega)} = \frac{\Phi^2(\omega)}{\Phi^2(\omega) + \frac{1}{a^2} B_n(\omega)}. \quad (12.22)$$

Отсюда видно, что *оптимальный фильтр воспроизведения* полностью определяется энергетическими спектрами сигнала и помехи. Поэтому для расчета фильтра не требуется знания конкретной формы сигнала, зависящей от его фазового спектра. Частотная характеристика фильтра является *нуль-фазовой*, т. е. чисто действительной, и полностью определяется амплитудной характеристикой: $\chi(\omega) \equiv 0$, $H_B(\omega) \equiv K_B(\omega)$. Такой фильтр относится к классу *физически неосуществимых*, поскольку его временная характеристика $h_B(t)$ есть четная функция, симметричная относительно $t = 0$ и, следовательно, отлична от нуля в области отрицательных времен (п. 12.1.1).

Из формул (12.10) и (12.22) видно, что *характеристики оптимальных фильтров обнаружения и воспроизведения* согласуются со спектром полезных волн, имея наибольшие значения на тех частотах, где выше отношение *сигнал/помеха*.

На сейсмической трассе присутствуют разнообразные помехи, суммарный спектр которых шире спектра полезных волн. Поэтому область пропускания согласованного фильтра ограничена снизу и сверху, образуя *полосовой фильтр*. При обработке полевых материалов точный расчет оптимальных согласованных фильтров по вышеуказанным формулам обычно не делают: с одной стороны, спектры полезных и мешающих волн известны лишь приблизительно; с другой стороны, согласованная фильтрация достаточно устойчива к умеренным погрешностям задания этих спектров. Поэтому на практике выполняют подходящую полосовую фильтрацию, которая лишь в большей или меньшей степени приближается к оптимальной. Параметры полосового фильтра устанавливают одним из двух способов:

- задают 4 последовательные значения частоты, определяющие форму *трапециевидной* частотной характеристики – $v_1 < v_2 < v_3 < v_4$, где $v_2 - v_3$ – полоса пропускания, $v_1 - v_2$ и $v_3 - v_4$ – области среза характеристики, причем за пределами диапазона $v_1 - v_4$ коэффициенты пропускания фильтра равны нулю;
- задают полосу пропускания $v_2 - v_3$ и значения крутизны характеристики s_{1-2} и s_{3-4} ниже и выше ее, соответственно.

Переход от временных представлений колебаний к их спектрам и обратно выполняют стандартные программы *быстрого преобразования Фурье* (БПФ) – прямого и обратного. Для ускорения процедуры фильтрации применяют *рекурсивные фильтры*, представляющие собой *линейные преобразователи с обратной связью*.

Подходящий фильтр выбирают на основании сопоставления результатов разных вариантов фильтрации характерных сейсмограмм или представительных участков временного разреза. Такую процедуру называют *тест-фильтрацией*. При этом обычно фиксируют граничную частоту фильтра с одной стороны характеристики и перебирают с некоторым шагом значения граничной частоты с другой ее стороны. Затем аналогичным образом тестируют характеристики полосовых фильтров, зафиксировав граничную частоту с другой стороны на том значении, которое оказалось наилучшим. Следует предпочесть те варианты фильтрации, на которых полезные волны имеют наиболее устойчивые оси синфазности, и при этом волновая картина сохраняет хорошую временную разрешенность. На рис. 12.1 показана часть материалов тест-фильтрации полосовыми фильтрами одного фрагмента временного разреза. Как видно, в составе полезных

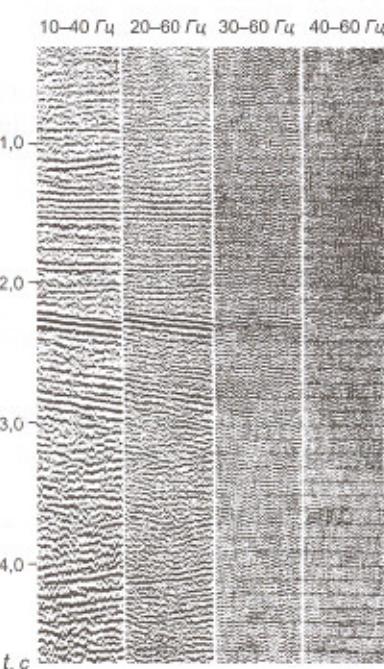


Рис. 12.1. Материалы тест-фильтрации фрагмента временного разреза

волн мало спектральных составляющих на частотах выше 40 Гц. Полоса пропускания подходящего согласованного фильтра должна, по-видимому, находиться в интервале 10–60 Гц.

В помощь интерпретатору созданы программы объективной *статистической оценки спектрально-корреляционных свойств волновой картины*, которые используют при сравнении результатов тест-фильтрации. Программы вычисляют ряд количественных показателей волновой картины – энергетические спектры сигналов и помех, их соотношение и эффективные частотные диапазоны, степень коррелируемости сигналов, показатели временной разрешенности записи и др. Статистические оценки строят для простой модели волновой картины, в которой сигналами считают абсолютно регулярные отраженные волны с известной формой гидографов, а в качестве помех рассматривают все отклонения реальных колебаний от таких гидографов. Достоверность получаемых количественных показателей зависит от соответствия реальных волновых полей принятой математической модели, причем степень этого соответствия не всегда легко оценить. Поэтому решающее значение здесь имеет визуальный анализ материалов тест-фильтрации, который выполняет опытный интерпретатор, учитывающий сейсмогеологические особенности изучаемого разреза, существенные для данного этапа обработки.

12.1.4. Оптимальные обратные и корректирующие фильтры, их регуляризация

Для оптимального обратного фильтра сжатия желаемым результатом фильтрации является предельно короткий импульс – дельта-функция: $g(t) = \delta(t)$. Учитывая независимость сигнала и помехи и нульевое математическое ожидание последней, получаем в уравнении Колмогорова-Винера

$$r_{gy}(\theta) = r_{\delta y}(\theta) = r_{\delta f}(\theta) = \delta(t) * f(-t) = f(-t). \quad (12.23)$$

Здесь использованы известные свойства операции свертки: *взаимная корреляция двух функций идентична их ретросвертке* – свертке, при которой одна из функций обращается во времени, переворачиваясь «задом наперед»; *свертка сигнала с δ-функцией равна исходному сигналу*.

лу. В данном случае взаимнокорреляционная функция желаемого результата $\delta(t)$ и исходной трассы $y(t)$ равна обращенному во времени сигналу $f(-t)$. Дискретный оператор оптимального фильтра сжатия $h_c(k)$ находится решением системы уравнений (12.17), в которых

$$h(k) = h_c(k), \quad r_{gy}(m) = f(-m). \quad (12.24)$$

Соотношению (12.23) соответствует спектральный аналог $R_{\delta y}(\omega) = F^*(\omega)$. Подставляя это в (12.18), получаем формулу комплексной частотной характеристики искомого фильтра:

$$H_c(\omega) = \frac{F^*(\omega)}{B_y(\omega)} = \frac{F^*(\omega)}{\left|F(\omega)\right|^2 + \frac{1}{a^2} B_n(\omega)} = \frac{\Phi(\omega) e^{j\phi(\omega)}}{\Phi^2(\omega) + \frac{1}{a^2} B_n(\omega)}. \quad (12.25)$$

Для расчета оптимального обратного фильтра сжатия необходимо знать не только энергетические спектры сигнала и помехи, но и фазовый спектр сигнала, т. е. его форму.

В отсутствие помех, когда $B_n(\omega) \equiv 0$, получаем частотную характеристику *идеального фильтра сжатия*

$$H_{ch}(\omega) = \frac{1}{F(\omega)}, \quad (12.26)$$

которая в точности *обратна спектру сигнала*. Такой фильтр делает спектр сигнала равномерным, превращая сигнал в δ-функцию: $\tilde{F}(\omega) = F(\omega)H_{ch}(\omega) = 1$, т. е. $\tilde{f}(t) = \delta(t)$. Это означает предельную временную разрешенность сейсмической записи. Однако идеальный фильтр неустойчив, поскольку его коэффициенты пропускания неограниченно возрастают за пределами спектрального диапазона сигнала: $H_{ch}(\omega) \rightarrow \infty$, когда $F(\omega) \rightarrow 0$.

При наличии мешающих колебаний характеристика оптимального фильтра сжатия отличается от идеальной тем сильнее, чем меньше отношение сигнал/помеха на данной частоте. В случае очень интенсивных помех оптимальный фильтр сжатия приближается к оптимальному фильтру обнаружения. Действительно, если в знаменателе (12.25) первым слагаемым можно пренебречь по сравнению со вторым, то получим формулу, отличающуюся от (12.10) только несущественным постоянным множителем.

Умножив числитель и знаменатель выражения (12.25) на $F(\omega)$, найдем

$$H_c(\omega) = \frac{|F(\omega)|^2}{|F(\omega)|^2 + \frac{1}{a^2} B_n(\omega)} \cdot \frac{1}{F(\omega)} = H_b(\omega) H_{cu}(\omega). \quad (12.27)$$

Следовательно, оптимальный фильтр сжатия эквивалентен последовательному применению двух преобразователей – оптимального фильтра воспроизведения и идеального фильтра сжатия. Первый, по возможности, очищает сигнал от помехи; второй сокращает длительность сигнала, усиливая при этом оставшуюся помеху. Присутствие помехи на исходной трассе $y(t)$ не позволяет достичь идеального результата обратной фильтрации. Оптимальный обратный фильтр гарантирует лишь, что в среднем по множеству случаев его применения полезные импульсы будут сжиматься наилучшим образом в той степени, которая возможна при данном соотношении спектров сигнала и помехи.

Для построения оптимального фильтра сжатия необходимо точно знать форму полезных волн, что затруднительно. Поэтому целесообразно снижать остроту настройки фильтра на заданную форму сигнала с тем, чтобы отличия от нее реальных волн не вызывали резкого ухудшения качества деконволюции. Такого эффекта достигают преднамеренным завышением оценки уровня помехи на сейсмической трассе. Для этого к помехе как бы добавляют некоторую долю белого шума, спектр мощности которого имеет постоянную плотность λ^2 , не зависящую от частоты. Подобный прием известен как регуляризация фильтра, и константу λ^2 называют параметром регуляризации или параметром «отбеливания». Частотную характеристику регуляризованного фильтра сжатия H_{cp} вычисляют по формуле

$$H_{cp}(\omega) = \frac{F^*(\omega)}{B_y(\omega) + \lambda^2}. \quad (12.28)$$

Величина λ^2 во много раз меньше максимального значения спектра мощности трассы. Устойчивость фильтра путем регуляризации повышается ценой уменьшения степени сжатия сигнала.

Оптимальный обратный прогностический фильтр сокращает длительность сейсмических импульсов за счет подавления хвостовой час-

ти колебаний. Он строится в два этапа. Сначала находят линейный преобразователь, который по значениям входного процесса $y(t)$, известным к моменту времени t , вычисляет наиболее вероятное значение этого процесса в последующий момент времени $t + \tau$. Временная характеристика такого оптимального прогностического фильтра $h_n(t)$ определяется из уравнения Колмогорова-Винера при условии, что желаемым результатом фильтрации является прогнозное значение входного процесса: $g(t) = y(t + \tau)$. В этом случае функция взаимной корреляции r_{gy} равна функции автокорреляции входного процесса при аргументе, смещенному на интервал времени τ :

$$r_{gy}(\theta) = b_y(\theta + \tau). \quad (12.29)$$

Дискретный оператор оптимального фильтра предсказания $h_n(k)$ находят решением системы уравнений (12.17), в которых

$$h(k) = h_n(k), r_{gy}(m) = b_y(m + \alpha), \quad (12.30)$$

где $\alpha = \tau/\Delta t$, Δt – шаг дискретизации колебаний. Параметр α называется *интервалом предсказания*. Он определяет длительность сохраняемой головной части импульса, после которой колебания должны подавляться. Подавление осуществляется путем вычитания из фактического значения дискретного входного процесса $y(k + \alpha)$ его оценки $\tilde{y}(k + \alpha)$, получаемой на выходе фильтра предсказания. Процедуру вычитания несложно совместить с прогнозированием в рамках единого оператора, реализующего оптимальный обратный прогностический фильтр. Если дискретный оператор фильтра предсказания имеет значения $h_n(0), h_n(1), \dots, h_n(M)$, то оператор оптимального обратного прогностического фильтра таков:

$$1, \underbrace{0, 0, \dots, 0}_{\alpha - 1 \text{ нулей}}, -h_n(0), -h_n(1), \dots, -h_n(M). \quad (12.31)$$

От величины α зависит степень повышения временной разрешенности сейсмической записи. Чем меньше α , тем короче профильтированные импульсы, но выше погрешность прогноза, т. е. уровень помехи на выходе фильтра. В предельном случае, когда ставится задача сокращения длительности исходного сигнала до одного дискретного отсчета ($\alpha = 1$), рассматриваемый фильтр подобен оптимальному обратному фильтру сжатия.

Регуляризацию обратного прогностического фильтра для увеличения его устойчивости осуществляют путем преднамеренного завышения оценки АКФ сейсмической трассы при нулевом аргументе $b_y(0)$. Относительное завышение обычно составляет от долей процента до нескольких процентов. Эта операция эквивалентна рассмотренной выше процедуре «отбеливания» исходной трассы, т. е. добавления к ней случайной помехи типа белого шума: АКФ такой помехи является δ -функцией и отлична от нуля только при нулевом аргументе.

Обратная фильтрация есть разновидность более общей корректирующей фильтрации, с помощью которой форму полезных волн стремятся привести к заданному импульсу $g(t)$. Оператор *оптимального корректирующего фильтра* $H_k(k)$ находят решением системы линейных уравнений (12.17). Поскольку помеха на сейсмической трассе не коррелирована с заданным импульсом $g(t)$, имеем

$$r_{gy}(\theta) = r_{gf}(\theta) = g(\theta)^* f(-\theta) \text{ или } R_{gy}(\omega) = G(\omega) F^*(\omega), \quad (12.32)$$

Подставляя (12.32) в (12.18), получим для частотной характеристики оптимального корректирующего фильтра

$$H_k(\omega) = \frac{F^*(\omega)}{B_y(\omega)} G(\omega) = H_c(\omega) G(\omega). \quad (12.33)$$

Следовательно, *оптимальный корректирующий фильтр можно рассматривать как два последовательно действующих преобразователя – оптимальный обратный фильтр сжатия $H_c(\omega)$ и полосовой фильтр с частотной характеристикой $G(\omega)$, равной спектру заданного импульса $g(t)$.*

При обработке сейсмограмм МОВ обычно последовательно применяют три частотных фильтра – полосовой, обратный и вновь полосовой. Первый из них должен подавить интенсивные помехи, преобладающие частоты которых находятся за пределами основной части спектра полезных колебаний. В наземной сейсморазведке такими помехами являются низкочастотные поверхностные волны и высокочастотные микросейсмы. Последующая деконволюция повышает временную разрешенность записи, но относительно усиливает фон оставшихся помех. Их ослаблению служит повторная согласованная фильтрация, полоса пропускания которой соответствует расширенному спектру полезных волн. Такая комбинация частотных преобразований реализует корректирующую фильтрацию.

На рис. 12.2, *a* характерная 96-канальная сейсмограмма ОТВ из Западной Сибири показана после процедуры начального мьюинга. Запись колебаний осложнена интенсивной помехой релеевского типа, которая искажает даже самое сильное опорное отражение на времени около 2,5 с. Как видно из рис. 12.2, *б*, корректирующая фильтрация устранила помеху и существенно повысила временную разрешенность записи, на которой во множестве стали видны близкие отраженные волны. Такой эффект достигнут ценой заметного снижения амплитудной разрешенности волновой картины, что объясняется противоположной направленностью согласованной и обратной фильтраций. Полученный результат несомненно положителен, поскольку уменьшение интенсивности полезных волн будет с избытком восполнено на последующих этапах обработки за счет накопления сигналов по общим точкам отражения.

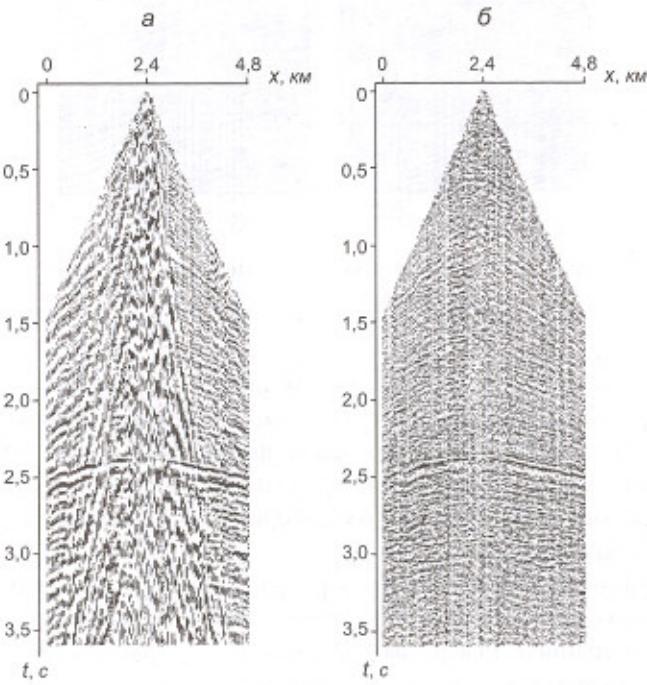


Рис. 12.2. Полосовая и корректирующая фильтрация сейсмограммы:
а – до фильтрации; б – после фильтрации

Деконволюция, сокращая длительность отраженных импульсов и повышая их временную разрешенность, позволяет детальнее изучать структурные несогласия, выклинивания, разрывные нарушения и другие тонкие особенности сейсмического разреза (рис. 12.3). Чтобы деконволюция давала ожидаемый результат, на исходной волновой картине сейсмические горизонты должны иметь достаточно высокий уровень интенсивности, обеспечивая необходимый запас амплитудной разрешенности записи.

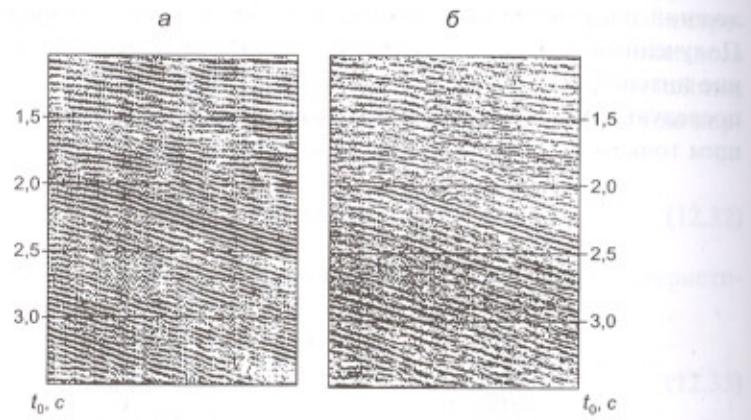


Рис. 12.3. Деконволюция временного разреза:
а – до фильтрации; б – после фильтрации

Прогностическая деконволюция – самый распространенный вид обратной фильтрации в сейсморазведке. Это обусловлено рядом ее достоинств: преобразование имеет ясный физический смысл, не требует априорной информации о спектре сигнала, позволяет регулировать степень деконволюции, варьируя интервал прогнозирования и параметр регуляризации.

Важной областью применения рассматриваемого фильтра является обработка морских сейсмических записей, отягощенных интенсивной реверберацией. **Реверберация** – явление образования протяженного цуга слабозатухающих многократных отражений в водном слое между свободной поверхностью и неглубоким морским дном. Реверберационные волны могут полностью доминировать на исходных записях,

препятствуя получению информативных временных разрезов. **Дереверберационный прогностический фильтр**, подавляя цуг многократных колебаний, следующих за однократно отраженным импульсом, позволяет получать волновую картину, которая адекватна сейсмогеологическому строению разреза (рис. 12.4).

Отметим обстоятельство, очень важное для эффективности деконволюции. Оператор обратного прогностического фильтра (12.31) вычисляется, согласно соотношениям (12.17) и (12.30), по значениям автокорреляционной функции сейсмической трассы. *АКФ не содержит информации о фазовом спектре сигнала и может быть одинаковой для*

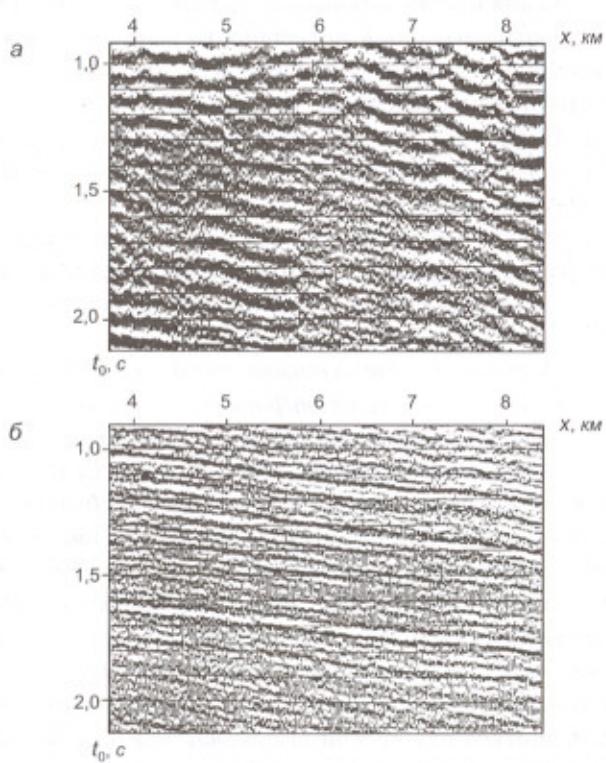


Рис. 12.4. Дереверберационная прогностическая фильтрация временного разреза:
а – до фильтрации; б – после фильтрации

импульсов различной формы. Но это не означает, что конкретная форма сигнала не имеет значения для результативности обратной фильтрации. Прогностическая деконволюция обеспечивает устойчивый положительный результат при условии, что сигнал является минимально-фазовым (п. 12.1.6). Основная энергия такого сигнала сосредоточена в начале импульса. Следовательно, прогнозируемая для подавления хвостовая часть импульса рассчитывается по наиболее интенсивной и точно измеряемой головной части. Это обеспечивает малую погрешность прогноза и хороший результат деконволюции. Если минимально-фазовый сигнал обратить во времени, т. е. перевернуть «задом наперед», то получим максимально-фазовый сигнал. Для него интенсивная хвостовая часть должна прогнозироваться по слабой головной части. Но из-за большой относительной погрешности начальных отсчетов исходного импульса прогнозные расчеты в этом случае оказываются очень неточными, не обеспечивая удовлетворительного качества деконволюции. Напомним, что в обоих случаях действует один и тот же оператор фильтра, поскольку сравниваемые импульсы имеют одну и ту же функцию автокорреляции.

Отмеченное обстоятельство существенно и для ранее рассмотренного обратного фильтра сжатия: его оператор и, следовательно, получаемый результат оказываются устойчивыми при условии минимальной фазовости исходного сигнала.

Обратные фильтры весьма чувствительны к погрешности задания расчетных параметров, поэтому оператор деконволюции для каждой сейсмической трассы вычисляется индивидуально. В этом отношении обратная фильтрация также существенно отличается от согласованной, которая обладает хорошей устойчивостью и обычно не требует индивидуальной настройки оператора. Важным условием эффективности обратной фильтрации является присутствие в спектре полезных волн достаточно интенсивных высокочастотных составляющих: путем их преимущественного усиления спектр сигнала делают более равномерным, что приводит к сокращению его длительности. Это обстоятельство необходимо учитывать в методике и технологии полевых работ, предотвращая потери высокочастотных компонент сейсмических колебаний в процессе их возбуждения, приема и записи.

Завершая рассмотрение оптимальных частотных фильтров, проиллюстрируем их эффективность модельными примерами преобразования сейсмической трассы вида (12.7). На рис. 12.5, а–к представлены

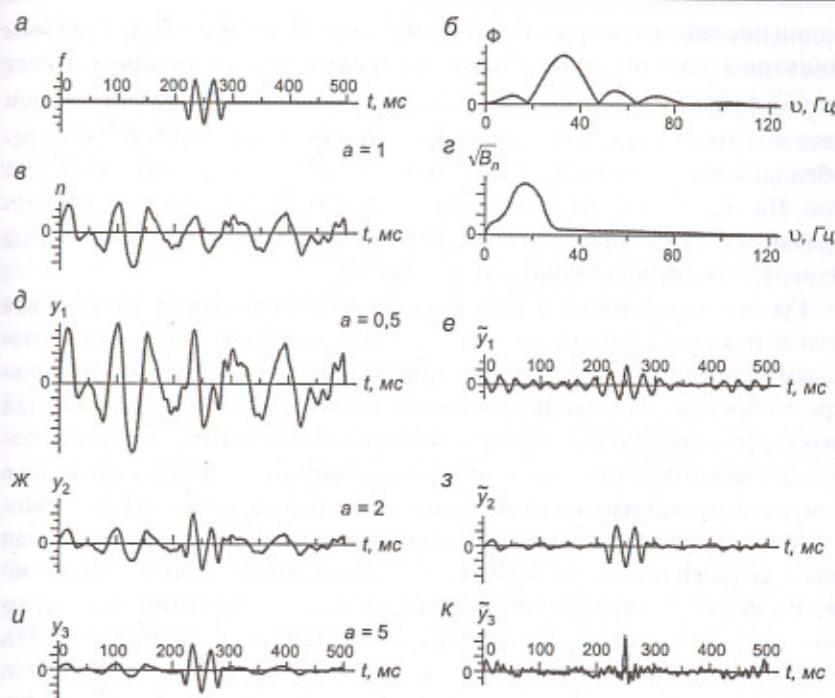


Рис. 12.5. Моделирование оптимальных частотных фильтраций
(пояснения – в тексте)

материалы моделирования трех оптимальных фильтров – двух согласованных (фильтры обнаружения и воспроизведения) и одного обратного (фильтр сжатия). Во всех случаях исходная трасса $y(t)$, заданная дискретно с шагом $\Delta t = 2 \text{ мс}$, представляет собой сумму одного и того же сигнала единичной амплитуды $f(t)$ и одной и той же реализации случайной помехи $n(t)$ при различном уровне ее относительной интенсивности, который определяется амплитудным параметром a . Сигнал $f(t)$ и его амплитудный спектр $\Phi(v)$ показаны на графиках а и б соответственно. Сигнал является симметричным относительно своего центра импульсом, содержащим 2,5 видимых периодов колебаний величиной 30 мс. Преобладающая частота его спектра составляет 33 Гц. На графике в изображена одна из возможных реализаций случайного процесса $n(t)$, моделирующего фон помех. Она получена путем фильт-

рации последовательности случайных чисел полосовым нуль-фазовым фильтром, амплитудно-частотная характеристика которого имеет форму функции $\sqrt{B_n(u)}$ (график z). Это означает, что случайный процесс $n(t)$ имеет теоретически ожидаемый спектр мощности $B_n(u)$ с преобладающей частотой 16 Гц и заметной высокочастотной компонентой. На указанных графиках сигнал и помеха, вместе со своими спектрами, показаны при равенстве их интенсивностей ($a = 1$), которые измеряются среднеквадратической мерой.

График d изображает модель трассы $y_1(t)$ в случае, когда сигнал вдвое слабее помехи ($a = 0,5$) и фактически маскируется ею. На графике e показан результат $\tilde{y}_1(t)$ преобразования этой трассы оптимальным фильтром обнаружения, вычисленным по формуле (12.10). Теперь сигнал выявляется достаточно уверенно, хотя его форма искажена: он стал более длительным и многофазным, и максимальное (пиковое) значение в центре импульса изменило знак с отрицательного на положительный.

Модель трассы $y_2(t)$ на графике je получена при условии, что сигнал вдвое сильней помехи ($a = 2$). Он неплохо виден на ее фоне, однако заметно искажен, утратив свою симметричность. Эффективность оптимального фильтра воспроизведения, рассчитанного по формуле (12.22), видна на преобразованной трассе, которая представлена на графике z : форма и амплитуда сигнала восстановлены вполне удовлетворительно.

Трасса $y_3(t)$ на графике i соответствует пятикратному превышению интенсивности сигнала над уровнем помехи ($a = 5$). Оптимальный обратный фильтр сжатия вычислен по формуле (12.25). Результат его применения $\tilde{y}_3(t)$ показан на графике k . Длительность сигнала существенно сократилась – с 70 до 20 мс, причем возросший фон помех приобрел характерный для деконволюции высокочастотный облик.

Отметим, что в начальных и конечных частях всех профильтрованных трасс заметно повышение уровня помехи. В этом проявляется *крайний эффект процедуры свертки*, реализующей частотную фильтрацию исходной трассы.

12.1.5. Другие виды деконволюции

Фильтрация, повышающая временную разрешенность волновой картины, играет очень важную роль в обработке сейсмических данных. Поэтому, помимо рассмотренных выше, предложен ряд вариан-

тов деконволюции, в которых стремятся увеличить ее эффективность за счет учета тех или иных факторов формирования наблюдаемой волновой картины. Остановимся на некоторых из них.

Поверхностно-согласованная деконволюция. В простейшей модели сейсмической трассы (12.7), для которой строились оптимальные решения задач частотной фильтрации, форма полезной волны $f(t)$ считается фиксированной и особенности ее образования не учитываются. Однако ранее при обсуждении математической модели сейсмограммы (п. 6.2.4) и автоматической коррекции статических поправок (п. 11.1.2) принимались во внимание основные факторы формирования полезной волны в местах ее возбуждения, распространения, отражения и приема. Из них наиболее изменчивыми бывают локальные условия возбуждения и приема колебаний. Такая ситуация часто имеет место в *переходных (транзитных) зонах* морских и озерных побережий, где сухие возвышенные участки местности чередуются с обводненными и заболоченными. В результате соседние трассы одной сейсмограммы ОТВ или ОСТ сильно различаются по спектрам колебаний и их совместная обработка затруднена. *Поверхностно-согласованная деконволюция компенсирует факторы нестабильности волновой картины, используя статистическую избыточность многократных систем наблюдений.*

Будем считать, что регистрируемая полезная волна $f_{ij}(t)$ есть результат последовательного воздействия на исходный стабильный импульс $f(t)$ четырех линейных преобразователей, которые описывают локальную реакцию среды в областях возбуждения, приема, распространения и отражения сигнала. Тогда регистрируемый сигнал представляется в виде свертки исходного импульса с четырьмя соответствующими временными характеристиками (операторами), и модель сейсмической трассы (12.7) приобретает вид:

$$\begin{aligned} y_{ij}(t) &= f_{ij}(t) + \frac{1}{a} n(t) = \\ &= f(t) * h_{bi}(t) * h_{nj}(t) * h_{di}(t) * h_{rk}(t) + \frac{1}{a} n(t), \end{aligned} \quad (12.34)$$

где $f_{ij}(t)$ – сигнал средней амплитуды a , регистрируемый на трассе при ПВ i и ПП j ; h_{bi} и h_{nj} – характеристики локальных условий возбуждения (б) и приема (п) в пунктах i и j соответственно; h_{di} – характеристика влияния величины l дистанции (д), $l = |j - i|$; h_{rk} – характеристика

влияния локальных особенностей отражающей границы (г) под средней точкой $k = (i + j)/2$; $n(t)$ – случайная аддитивная помеха.

Пусть интенсивность шумовой компоненты трассы $n(t)$ настолько мала, по сравнению со средней амплитудой сигнала a , что помехой можно пренебречь. Тогда амплитудный спектр трассы есть произведение амплитудного спектра исходного сигнала $\Phi(\omega)$ с амплитудными частотными характеристиками четырех линейных преобразователей:

$$|Y_{ij}(\omega)| = \Phi(\omega) \cdot K_{bi}(\omega) \cdot K_{nj}(\omega) \cdot K_{di}(\omega) \cdot K_{rk}(\omega). \quad (12.35)$$

Логарифмируя это выражение, получаем линейное уравнение, связывающее амплитудный спектр трассы с амплитудными частотными характеристиками линейных преобразователей (фильтров), формирующих отраженную волну:

$$\begin{aligned} \ln |Y_{ij}(\omega)| = & \ln \Phi(\omega) + \ln K_{bi}(\omega) + \ln K_{nj}(\omega) + \\ & + \ln K_{di}(\omega) + \ln K_{rk}(\omega). \end{aligned} \quad (12.36)$$

На сейсмическом профиле общее количество записанных трасс равно произведению P числа полевых сейсмограмм на их канальность. Выполнив по всем трассам $y_{ij}(t)$ прямое преобразование Фурье, получим из (12.36) для любой фиксированной частоты ω обширную систему из P линейных уравнений. Число неизвестных в ней определяется суммарным количеством на профиле пунктов возбуждения, пунктов приема, средних точек и величин дистанций. Этими неизвестными, помимо $\Phi(\omega)$, являются искомые значения четырех амплитудных характеристик на данной частоте ω . Решение системы достигается стандартными методами вычислительной алгебры аналогично тому, как это делается при автоматической коррекции статических поправок (п. 11.1.2).

Указанная процедура многократно повторяется в пределах рабочего диапазона частот для дискретной последовательности значений частоты $\omega = \omega_n$ с малым шагом $\Delta\omega = \omega_n - \omega_{n-1}$. Это позволяет для каждой трассы $y_{ij}(t)$ найти амплитудные характеристики четырех преобразователей, из которых наибольший интерес представляют $K_{bi}(\omega)$ и $K_{nj}(\omega)$. По найденным характеристикам рассчитывают обратные фильтры, устраняющие искажающее влияние поверхностных условий возбуждения и приема на форму полезной волны. Возведя в квадрат функцию $K_{bi}(\omega)$, имеем спектр мощности $B_{bi}(\omega) = K_{bi}^2(\omega)$, из которого обратным преобразованием Фурье получаем автокорреляционную функцию $b_{bi}(t)$

временной характеристики $h_{bi}(t)$. По этой АКФ известным путем вычислим оператор оптимального обратного прогностического фильтра (п. 12.1.4), которым следует обработать трассу $y_{ij}(t)$ и получить промежуточный результат $\tilde{y}_{ij}(t)$. Затем аналогичным образом по функции $K_{nj}(\omega)$ находим обратный фильтр, компенсирующий влияние условий приема, и обрабатываем им продукт предыдущей фильтрации $\tilde{y}_{ij}(t)$, получая окончательный результат поверхностью-согласованной деконволюции $\tilde{\tilde{y}}_{ij}(t)$. Отметим, что приведенное здесь решение задачи исходит из минимально-фазового характера всех рассматриваемых преобразователей.

Деконволюция добротности (Q -деконволюция). Реальные среды обладают свойством частотно-зависимого поглощения упругих колебаний, из-за чего их спектр относительно обедняется высокочастотными компонентами в процессе распространения волн. Этот фактор снижает разрешенность сейсмической записи по мере увеличения времени регистрации. Для ее восстановления применяют различные способы компенсации потерь высокочастотной энергии колебаний, в том числе – деконволюцию добротности, которую обычно называют Q -деконволюцией.

Уменьшение со временем из-за поглощения амплитуды $a(t)$ гармонического колебания частотой ω , распространяющегося в среде с частотно-независимым декрементом поглощения ϑ , описывается формулой (1.26), которую можно видоизменить:

$$a(t) = a_0 e^{-\frac{\vartheta\omega}{2\pi} t} = a_0 e^{-\frac{\omega}{2Q} t}, \quad (12.37)$$

где $Q = \pi/\vartheta$ – параметр, обратный декременту поглощения, называемый *добротностью* среды (п. 1.2.1). В выражении (12.37) введено новое обозначение аргумента времени t для описания процесса распространения волны – в отличие от прежнего обозначения этого аргумента t , которое теперь служит только для описания формы колебаний волны.

Пусть $F_0(\omega)$ – комплексный спектр исходного сейсмического импульса $f_0(\omega)$ в начальный момент его распространения $t = 0$. Имеем

$$F_0(\omega) = \Phi_0(\omega) e^{-j\phi_0(\omega)}, \quad (12.38)$$

где $\Phi_0(\omega)$ и $\phi_0(\omega)$ – амплитудная и фазовая составляющие комплексного спектра, определяющие начальные значения амплитуды и фазы

гармоники частотой ω . Если эффективная добротность среды для времени τ пробега волны составляет $Q(\tau) = Q_v$, то спектр колебаний в этот момент равен

$$F_\tau(\omega) = \Phi_\tau(\omega) e^{-j\varphi_\tau(\omega)}, \quad (12.39)$$

где $\Phi_\tau(\omega) = \Phi_0(\omega) e^{-\frac{\omega\tau}{2Q_v}}$ и $\varphi_\tau(\omega) = \varphi_0(\omega) + \omega\tau$.

Построим для этого момента τ минимально-фазовый обратный Q -фильтр с комплексной частотной характеристикой

$$H_{Q\tau}(\omega) = K_{Q\tau}(\omega) e^{-j\chi_{Q\tau}(\omega)}. \quad (12.40)$$

Амплитудно-частотная характеристика этого фильтра, которая должна компенсировать потерю интенсивности гармоники частотой ω , такова:

$$K_{Q\tau}(\omega) = \left| \frac{\Phi_\tau(\omega)}{\Phi_0(\omega)} \right|^{-1} = e^{\frac{\omega\tau}{2Q_v}}. \quad (12.41)$$

Фазово-частотная характеристика минимально-фазового фильтра однозначно определяется его амплитудной характеристикой, по которой она рассчитывается с помощью преобразования Гильберта (п. 12.1.6):

$$\chi_{Q\tau}(\omega) = \chi_{Q\tau}^{\min} [K_{Q\tau}(\omega)]. \quad (12.42)$$

Применив обратный Q -фильтр, находим спектр профильтрованной волны на времени t :

$$\tilde{F}_\tau(\omega) = F_\tau(\omega) H_{Q\tau}(\omega), \quad (12.43)$$

из которого обратным преобразованием Фурье получаем форму профильтрованной волны на этом времени

$$\tilde{f}_\tau(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{\omega_{\min}}^{\omega_{\max}} \tilde{F}_\tau(\omega) e^{j\omega t} d\omega, \quad (12.44)$$

где $\omega_{\min} - \omega_{\max}$ – спектральный диапазон волны.

Описанную процедуру повторяем последовательно для всех дискретных моментов времени записи $\tau = n\Delta\tau$ ($n = 1, 2, \dots$) с шагом $\Delta\tau = \Delta t$,

где Δt – шаг дискретизации исходной трассы $y(t)$. В результате получаем профильтрованную трассу $\tilde{y}(n\Delta t) = \tilde{y}(n\Delta t) = \tilde{y}(t)$.

Практически Q -деконволюцию осуществляют как рекурсивную процедуру пошагового пересчета волнового поля с помощью переменного во времени оператора. Он компенсирует амплитудное затухание и фазовые сдвиги гармонических составляющих колебаний на единичном интервале времени Δt . Значения параметра $Q(t) = Q(\tau)$ подбирают путем тестирования.

Реальные возможности восстановления высокочастотной части спектра полезных волн ограничены относительным уровнем шумов, который возрастает со временем. Следует учитывать, что при Q -деконволюции происходит не только явное усиление высокочастотных гармоник сигнала, согласно формуле (12.41), но также неявное изменение их фазовых сдвигов из-за минимально-фазовой характеристики обратного фильтра. В результате времена волни на профильтрованной трассе оказываются несколько меньшими, чем на исходной. В этом проявляется дисперсия скоростей в используемой модели поглощающих сред, где фазовые скорости слегка возрастают с увеличением частоты колебаний (п. 1.2.2). Поэтому обогащение спектров волн высокими частотами сопровождается некоторым уменьшением времен их пробега.

Спектрально-выравнивающая деконволюция. Это – довольно простой вариант фильтрации, который может быть отнесен к деконволюции, поскольку имеет целью выровнить спектральный состав колебаний по сейсмической трассе и тем самым повысить ее временную разрешенность. Здесь не используется какая-либо модель формирования волновой картины, а попросту компенсируется в различных спектральных диапазонах естественное затухание регистрируемых колебаний со временем. Процедура фильтрации схематически выглядит следующим образом:

- исходная трасса $y(t)$ пропускается через ряд узкополосных фильтров, образуя набор относительно низко-, средне- и высокочастотных составляющих трасс $\tilde{y}_k(t)$, $k = 1, 2, \dots$;
- путем вычисления огибающей и ее сглаживания для каждой трассы $\tilde{y}_k(t)$ определяется функция интенсивности $g_k(t)$, характеризующая спад амплитуды колебаний со временем; естественно, минимальная скорость спада приходится на низкочастотные трассы, а максимальная – на высокочастотные;

- средняя амплитуда колебаний на составляющих трассах приводится к единому уровню путем нормирования на функцию интенсивности: $\tilde{y}_{kg}(t) = \tilde{y}_k(t)/g_k(t)$;
- нормированные трассы суммируются, образуя трассу $\tilde{y}(t)$, являющуюся результатом спектрально выравнивающей деконволюции:

$$\tilde{y}(t) = \sum_k \tilde{y}_{kg}(t).$$

Рассматриваемая фильтрация, выравнивая амплитудные спектры сейсмических колебаний, не затрагивает их фазовых спектров и поэтому является нуль-фазовой деконволюцией.

Деконволюция по форме сигнала. При некоторых сейсморазведочных работах (МОВ на акваториях, ВСП) имеется возможность непосредственного наблюдения сигнала, исходящего из источника в виде прямой (падающей) волны. В таких случаях строится оператор деконволюции, обратный сигналу известной формы $f(t)$. Он должен превращать зарегистрированные импульсы полезных волн в дельта-функции подобно тому, как это делает идеальный фильтр сжатия (12.26). Устойчивость обратной фильтрации обеспечивается известными приемами – предшествующей полосовой фильтрацией, подавляющей частотные компоненты колебаний вне спектрального диапазона сигнала, и регуляризацией фильтра путем добавления при его расчете условной помехи типа белого шума.

Деконволюцию по форме сигнала применяют при обработке коррелограмм в вибрационной сейсморазведке. На коррелограмме полезные волны имеют известную форму нуль-фазовой функции автокорреляции используемого свип-сигнала (п. 8.2.2). Поэтому здесь выполняют нуль-фазовую деконволюцию, преобразующую только амплитудный спектр сигнала.

Стратиграфическая деконволюция. Этот вариант фильтрации применим в случаях, когда в непосредственной близости от сейсмического профиля расположена скважина, в которой выполнены наблюдения акустического каротажа. Желательно здесь же иметь наблюдения плотностного каротажа и ВСП. Скважинные данные позволяют построить для целевого интервала разреза модельную трассу коэффициентов отражения $A(t)$, что было рассмотрено ранее (п. 6.2.3). Задача стратиграфической деконволюции – максимально приблизить трассы реального временного разреза к этой модели. В качестве реальной сейсмической записи $y(t)$, по которой настраивается фильтр, используют

осредненную трассу для небольшого фрагмента тщательно обработанного временного разреза вблизи скважины. Оператор $h_s(t)$ винеровского фильтра стратиграфической деконволюции находят решением системы линейных уравнений (12.17) при условии, что желаемым результатом фильтрации является модельная трасса коэффициентов отражения: $g(t) = A(t)$. Полученный фильтр применяют на тех площадях, где сейсмогеологическое строение целевого интервала разреза достаточно близко к разрезу опорной скважины.

12.1.6. Оценка формы импульса.

Минимально-фазовый импульс

Определение формы импульса отраженной волны на конкретной сейсмической записи является непростой задачей. Иногда выполняют наблюдения с целью регистрации прямой (падающей) волны, за счет которой образуются отражения. Однако возможности записи прямой волны во внутренних точках среды ограничены необходимостью иметь скважины для проведения ВСП. В этом отношении более благоприятны условия при морской сейсморазведке, где проще обеспечить во время профилирования регистрацию прямой волны от источника.

Обычно для оценки формы отраженных волн используется сама сейсмограмма МОВ. Согласно модели (12.6), функцию автокорреляции сейсмической трассы $y(t)$ можно представить с помощью операции свертки, учитывая, что все составляющие функции $-f(t)$, $\tilde{a}(t)$ и $n(t)$ – независимы друг от друга:

$$b_y(\tau) = y(t) * y(-t) = b_f(\tau) * b_{\tilde{a}}(\tau) + b_n(\tau). \quad (12.45)$$

Импульсная сейсмограмма $\tilde{a}(t)$ – некоррелированный случайный процесс, и ее функция автокорреляции $b_{\tilde{a}}$ отличается от нуля только при нулевом аргументе, когда она равна дисперсии процесса $D_{\tilde{a}}$. Поэтому $b_{\tilde{a}}(\tau)$ можно представить в виде δ -функции с амплитудой $D_{\tilde{a}}$:

$$b_{\tilde{a}}(\tau) = D_{\tilde{a}} \delta(\tau). \quad (12.46)$$

Отсюда следует

$$b_y(\tau) = D_{\tilde{a}} b_f(\tau) + b_n(\tau). \quad (12.47)$$

Если помеха $n(t)$ – также некоррелированный случайный процесс с дисперсией D_n , то

$$b_n(\tau) = D_n \delta(\tau). \quad (12.48)$$

Тогда из (12.47) получаем

$$b_y(\tau) = \begin{cases} D_{\bar{a}} b_f(0) + D_n & \text{при } \tau = 0, \\ D_{\bar{a}} b_f(\tau) & \text{при } \tau \neq 0. \end{cases} \quad (12.49)$$

Как видно, автокорреляционная функция трассы сейсмограммы при ненулевых значениях аргумента подобна автокорреляционной функции единичного импульса отраженной волны, причем коэффициент пропорциональности равен дисперсии импульсной сейсмограммы. При нулевом аргументе сравниваемые функции различаются за счет дисперсии случайной помехи. Если интенсивностью последней можно пренебречь, то получаем важный вывод: *АКФ сейсмической трассы по форме практически совпадает с АКФ импульса отраженной волны*. Таким образом, для принятой модели сейсмограммы МОВ существует несложный способ оценки функции автокорреляции импульса отраженной волны по соответствующему интервалу сейсмограммы. Однако *по функции автокорреляции нельзя однозначно восстановить исходный импульс*, поскольку в ней содержится информация только о его амплитудном спектре.

Одному и тому же амплитудному спектру $\Phi(\omega)$ могут соответствовать различные по форме функции времени $f_i(t)$, отличающиеся своими фазовыми спектрами $\phi_i(\omega)$. Если при оценке формы волны отсутствует дополнительная информация, то приходится принимать некоторое допущение о характере ее фазового спектра. На практике используются следующие допущения:

- импульс считается симметричным относительно его центра во времени, принимаемого за начало отсчета; при этом четная функция $f(t) = f(-t)$, что соответствует нулевой фазовости спектра: $\phi(\omega) = 0 \pm 2\pi k$ ($k = 0, 1, 2, \dots$);
- импульс считается антисимметричным относительно того же начала отсчета; при этом нечетная функция $f(t) = -f(-t)$, что соответствует постоянному главному значению фазового спектра, равному 90° : $\phi(\omega) = \pi/2 \pm 2\pi k$ ($k = 0, 1, 2, \dots$);
- импульс считается минимально-фазовым, что соответствует однозначной функциональной зависимости его фазового спектра от амплитудного: $\phi(\omega) = \phi[\Phi(\omega)]$.

Последний импульс, в отличие от обоих предыдущих, относится к классу полуфинитных (полуконечных) функций, удовлетворяющих условию $f(t) \equiv 0$ при $t < 0$. Множество таких функций $f_i(t)$ может соответствовать одному и тому же амплитудному спектру $\Phi(\omega)$ при различных фазовых спектрах $\phi_i(\omega)$. Среди них существует один фазовый спектр $\phi_1(\omega)$, значения которого на всех частотах *наименее отличаются от нуля*. Функция $f_1(t)$ с таким фазовым спектром, называется *минимально-фазовой*. (Очевидно, что нуль-фазовая функция сюда не относится, поскольку не является полуфинитной.) Среди остальных функций с тем же амплитудным спектром *минимально-фазовая функция отличается наибольшей концентрацией энергии колебаний в начальной части импульса*.

Минимально-фазовые функции получили широкое распространение при моделировании формы сейсмических волн, поскольку во многих случаях они хорошо аппроксимируют импульсы реальных отражений, обладая при этом удобными спектральными свойствами.

Понятие минимальной фазовости можно отнести также к *физическому осуществимому фильтру*, фазово-частотная характеристика которого имеет всюду минимальные значения по сравнению с другими вариантами, допустимыми при данной амплитудно-частотной характеристике. Такой линейный преобразователь называют *минимально-задерживающим*.

Всякую действительную функцию $f(t)$ с комплексным спектром $F(\omega) = A(\omega) - jB(\omega)$ можно представить в виде суммы двух компонент – четной функции $f_q(t)$ и нечетной функции $f_h(t)$:

$$f(t) = f_q(t) + f_h(t), \quad f_q(t) = f_q(-t) = \frac{f(t) + f(-t)}{2},$$

$$f_h(t) = -f_h(-t) = \frac{f(t) - f(-t)}{2}. \quad (12.50)$$

Четная компонента функции определяется действительной частью ее спектра $A(\omega)$, нечетная – мнимой частью спектра $B(\omega)$. Если $f(t)$ – полуфинитная функция, то $f_q(t) = f_h(t)$. В таком случае, используя обратное преобразование Фурье, устанавливаем функциональную связь между действительной и мнимой частями спектра:

$$\int_0^{\infty} A(\omega) \cos \omega t d\omega = \int_0^{\infty} B(\omega) \sin \omega t d\omega. \quad (12.51)$$

В явном виде одна часть спектра выражается через другую следующим образом:

$$\begin{aligned} A(\omega) &= \frac{2}{\pi} \int_0^\infty \cos \omega t \left[\int_0^\infty B(v) \sin vt dv \right] dt, \\ B(\omega) &= \frac{2}{\pi} \int_0^\infty \sin \omega t \left[\int_0^\infty A(v) \cos vt dv \right] dt. \end{aligned} \quad (12.52)$$

Логарифмируем функцию комплексного спектра $F(\omega) = \Phi(\omega) e^{-j\varphi(\omega)}$:

$$\ln F(\omega) = \ln \Phi(\omega) - j\varphi(\omega). \quad (12.53)$$

Действительная часть логарифмического спектра определяется только амплитудным спектром исходной функции, мнимая часть – только ее фазовым спектром. Логарифмическому спектру однозначно соответствует – через обратное преобразование Фурье – некоторая функция времени $I(t)$, называемая кепстром. Пусть $I(t)$, подобно исходной функции $f(t)$, полуфинитна, т. е. существует лишь при $t \geq 0$. Тогда из (12.52) и (12.53) получаем для ее спектра:

$$\begin{aligned} \ln \Phi(\omega) &= \frac{2}{\pi} \int_0^\infty \cos \omega t \left[\int_0^\infty \varphi(v) \sin vt dv \right] dt, \\ \varphi(\omega) &= \frac{2}{\pi} \int_0^\infty \sin \omega t \left[\int_0^\infty \ln \Phi(v) \cos vt dv \right] dt. \end{aligned} \quad (12.54)$$

Функция $f(t)$, для которой справедливо это соотношение, является минимально-фазовой. Ее амплитудный и фазовый спектры однозначно связаны между собой. Поэтому с помощью второй формулы в (12.54) по амплитудному спектру можно рассчитать фазовый спектр и тем самым полностью восстановить форму минимально-фазовой функции времени.

Наряду с соотношением (12.54), связь между составляющими комплексного спектра $F(\omega)$ минимально-фазовой функции $f(t)$ может быть выражена с помощью известного преобразования Гильберта:

$$\begin{aligned} \ln \Phi(\omega) &= -\frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\varphi(v)}{\omega - v} dv, \\ \varphi(\omega) &= \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \ln \Phi(v) dv. \end{aligned} \quad (12.55)$$

Преобразование Гильберта является сверткой с функцией, которая обратна аргументу: в данном случае фазовый спектр $\varphi(\omega)$ или логарифмический амплитудный спектр $\ln \Phi(\omega)$ свертываются с функцией $1/\omega$. Второе выражение в (12.55) обычно используют для вычисления фазового спектра минимально-фазовой функции по ее амплитудному спектру, найденному через автокорреляционную функцию сейсмической трассы.

12.2. Модификация амплитуд сейсмических трасс [30, 58]

Амплитуды сейсмических колебаний подвергают различным модификациям, т. е. изменениям в зависимости от требований к конечным результатам обработки и от содержания отдельных ее этапов. По характеру этих одноканальных преобразований различают процедуры нормировки, коррекции и регулировки амплитуд.

12.2.1. Нормировка амплитуд

Нормировка амплитуд приводит сейсмическую трассу к заданному среднему уровню колебаний без изменения их относительной интенсивности. Эта процедура является по существу изменением масштаба отсчетов амплитуд с тем, чтобы подравнять средний уровень колебаний на сейсмических записях. К заданному уровню амплитуды колебаний приводят либо по-отдельности для каждой трассы, либо совместно для всех трасс, составляющих сейсмограмму или сейсмический разрез. Обычно нормировку выполняют перед выводом трасс на экран дисплея или на плоттер, чтобы обеспечить оптимальную визуализацию волновой картины с сохранением относительных амплитуд. Для нормировки амплитуд трассы $y(t)$ длиной T вычисляют ее среднюю интенсивность \bar{m} , используя квадратические или абсолютные значения отсчетов:

$$\bar{m} = \left(\frac{1}{T} \int_0^T y^2(t) dt \right)^{1/2} \text{ или } \bar{m} = \frac{1}{T} \int_0^T |y(t)| dt. \quad (12.65)$$

Трассу $\tilde{y}(t)$, нормированную к заданному среднему уровню M , рассчитывают по формуле

$$\tilde{y}(t) = \frac{M}{\bar{m}} y(t). \quad (12.66)$$

Уровень нормировки M устанавливают в соответствии с характеристиками устройства визуализации. В приведенных выше формулах, ради компактности записи, амплитуды сейсмических трасс представлены как непрерывные функции времени – в действительности амплитуды являются дискретными отсчетами и интегрирование реализуется их суммированием.

12.2.2. Коррекция амплитуд

Коррекция амплитуд – это изменение их относительных величин, компенсирующее воздействия определенных физических факторов на интенсивность регистрируемых полезных волн. Например, для целей динамической интерпретации данных МОВ необходимо исключить воздействие многообразных процессов, которые маскируют прямую зависимость амплитуды отражения от изменения акустической жесткости на соответствующей сейсмической границе. Задачу решают прежде всего путем коррекции амплитуд за факторы геометрического расхождения и поглощения, называя это восстановлением истинных соотношений амплитуд однократных отраженных волн.

В однородной среде интенсивность отраженной волны убывает обратно пропорционально пути ее пробега $r = tv$, где t – время прихода волны и v – средняя или эффективная скорость ее распространения. В таком случае корректирующий множитель, на который умножаются амплитуды исходной сейсмической трассы, составит

$$c(t) = tv(t). \quad (12.56)$$

В слоистой среде фактор геометрического расхождения возрастает за счет преломления лучей на промежуточных границах, и корректирующий множитель более точно определяется формулой

$$c(t) = tv^2(t). \quad (12.57)$$

Такой способ учета геометрического расхождения требует знания скоростного закона $v(t)$, который обычно не известен на начальных этапах обработки полевых материалов, когда выполняется коррекция амплитуд колебаний. К тому же с увеличением времени t быстрое возрастание множителя $c(t)$ чрезмерно усиливает присутствующие на записи разнообразные волны-помехи, включая многократные отражения. Поэтому предложен, опробован и во многих случаях признан удов-

летворительным корректирующий множитель, не зависящий от скорости и определяемый только временем прихода волны:

$$c(t) = t^n, \quad (12.58)$$

где n – показатель степени, подбираемый эмпирически и обычно близкий к значению $n \approx 2$.

Ослабление интенсивности волн из-за поглощения имеет экспоненциальный характер. В среде с частотно-независимым эффективным декрементом поглощения $\theta(t)$ компенсация затухания колебаний с преобладающей частотой v может быть задана корректирующим множителем

$$c(t) = e^{-vt\theta(t)}. \quad (12.59)$$

Однако неупругие свойства геологического разреза известны значительно хуже, чем сейсмические скорости в нем, что затрудняет такой способ компенсации фактора поглощения. Этую задачу пытаются решать с помощью специальных видов деконволюции (п. 12.1.5).

Используя ту или иную функцию переменного амплитудного множителя $c(t)$, отсчеты скорректированной и нормированной сейсмической трассы $\tilde{y}(t)$ вычисляют по формуле

$$\tilde{y}(t) = \frac{M}{\bar{m}_c} y_c(t), \quad (12.60)$$

где $y_c(t) = c(t)y(t)$ и \bar{m}_c – средний уровень скорректированных амплитуд $y_c(t)$.

12.2.3. Регулировка амплитуд

Регулировка амплитуд – это эмпирическая компенсация затухания колебаний на сейсмической трассе без количественного учета факторов ослабления амплитуд. Целью регулировки является сжатие динамического диапазона колебаний и приведение сейсмической трассы к стационарному виду, когда средний уровень ее интенсивности не изменяется во времени. Такое преобразование нередко проводят перед процедурами частотной фильтрации, коррекции статических поправок, а также при визуализации сейсмических трасс с большим динамическим диапазоном записи. На практике применяют два вида регулировки амплитуд – автоматическую и программную.

Автоматическая регулировка амплитуд, чаще называемая автоматической регулировкой усиления (АРУ), является *нелинейной фильтрацией*, так как характеристика преобразователя управляется самим фильтруемым сигналом: чем сильнее колебание на входе, тем меньше для него коэффициент усиления. В результате интенсивность колебаний на выходе процедуры поддерживается на постоянном уровне при больших вариациях амплитуд на ее входе. Для приведения трассы $y(t)$ к стационарному виду ее отсчеты модифицируют с помощью переменного во времени делителя $d(t)$. Положительная функция $d(t)$ имеет смысл огибающей исходных колебаний. Для ее нахождения следует выделить низкочастотную компоненту трассы с помощью подходящего ФНЧ. В простейшем случае такой фильтр реализуют путем вычисления скользящего среднего значения из абсолютных величин амплитуд на некотором интервале T с центром в точке текущей координаты t :

$$d(t) = \frac{1}{T} \int_{t-\frac{T}{2}}^{t+\frac{T}{2}} |y(\tau)| d\tau. \quad (12.61)$$

Нормированная амплитудно-частотная характеристика $D(\omega)$ этого нуль-фазового ФНЧ выражается формулой

$$D(\omega) = \frac{\sin \frac{\omega T}{2}}{\frac{\omega T}{2}}. \quad (12.62)$$

Она имеет максимум $D_{\max} = 1$ при $\omega = 0$ и достигает первого нулевого значения при $\omega_0 = 2\pi/T$. Границная частота на уровне 0,707 равна $\omega_{rp} = 0,44\omega_0$, т. е. $v_{rp} = \omega_{rp}/2\pi = 0,44/T$ Гц. Интервал осреднения T следует брать достаточно большим, чтобы область пропускаемых частот оставалась ниже спектра полезных волн. Тогда АРУ, выравнивая интенсивность колебаний, не вызывает существенных искажений их формы.

Отрегулированная АРУ и нормированная трасса $\tilde{y}(t)$ получается преобразованием

$$\tilde{y}(t) = \frac{M}{\bar{m}_d} y_d(t), \quad (12.63)$$

где $y_d(t) = y(t)/d(t)$ и \bar{m}_d – средний уровень отрегулированных амплитуд $y_d(t)$.

АРУ широко применяют при визуализации волновой картины сейсмограмм и разрезов на дисплеях компьютеров и распечатках плоттеров. При обработке материалов в целях динамической интерпретации применение нелинейной процедуры АРУ считается недопустимым.

Программная регулировка амплитуд, чаще называемая программной регулировкой усиления (ПРУ), изменяет интенсивность колебаний согласно априорно заданной функции делителя $p(t)$. Программно отрегулированная и нормированная трасса определяется соотношением

$$\tilde{y}(t) = \frac{M}{\bar{m}_p} y_p(t), \quad (12.64)$$

где $y_p(t) = y(t)/p(t)$ и \bar{m}_p – средний уровень отрегулированных амплитуд $y_p(t)$.

Эту регулировку выполняют с той же целью, что АРУ, но в отличие от нее ПРУ является линейным преобразованием. Функция $p(t)$ отображает общий характер затухания сейсмических колебаний. Часто ее представляют экспоненциальной зависимостью

$$p(t) = p_0 e^{-qt}, \quad (12.65)$$

где коэффициенты p_0 и q подбирают эмпирически по реальным сейсмическим записям. Такую модификацию амплитуд называют *экспоненциальной регулировкой усиления* (ЭРУ). Один из вариантов ее реализации предусматривает задание начального и конечного времени интервала регулировки и диапазона приращения экспоненциально возрастающего коэффициента усиления на этом интервале.

Контрольные вопросы

1. Какими принципиальными свойствами обладает линейная фильтрация и в чем заключается ее достоинство?
2. Какова связь между оператором фильтра и его частотной характеристикой?
3. Как определяются области пропускания и подавления частотной характеристики фильтра и как измеряется крутизна ее среза?
4. Какой фильтр называют физически осуществимым и может ли он иметь нуль-фазовую характеристику?
5. Какими процедурами реализуется линейная фильтрация во временной и в частотной областях?

6. Что такое амплитудная разрешенность сейсмической записи и какой ценой она может быть увеличена в условиях перекрытия спектров полезных и мешающих колебаний?
7. Что такое временная разрешенность сейсмической записи и какой ценой она может быть увеличена в условиях перекрытия спектров полезных и мешающих колебаний?
8. Почему оптимальные фильтры обнаружения и воспроизведения называют согласованными и чем различаются их критерии оптимальности?
9. Почему фильтры, реализующие деконволюцию сейсмических колебаний, называют обратными и на каких критериях оптимальности они строятся?
10. Покажите, что получение коррелограммы из полевой вибrogramмы является частотной фильтрацией оптимальным фильтром обнаружения.
11. Что определяет уравнение Колмогорова-Винера и каково его значение в теории частотной фильтрации?
12. Как изменится характеристика оптимального фильтра воспроизведения, если сигнал станет обращенным во времени?
13. Как изменится характеристика оптимального фильтра сжатия, если сигнал станет обращенным во времени?
14. Почему регуляризацию обратного фильтра можно назвать его «отбелением» и какой ценой достигается устойчивость фильтрации?
15. По какой причине оптимальный обратный прогностический фильтр чаще всего используют при деконволюции сейсмических записей?
16. Какими параметрами регулируется степень деконволюции при использовании обратного прогностического фильтра?
17. Почему условием эффективности обратной прогностической фильтрации является минимальная фазовость сейсмических сигналов?
18. Каково назначение корректирующей фильтрации и как она реализуется?
19. По какой причине характеристики обратных фильтров рассчитывают индивидуально для каждой трассы, в то время как характеристики согласованных фильтров индивидуально не настраивают?

20. Объясните назначение и принцип действия поверхности-согласованной деконволюции.
21. Что общего и различного в Q -деконволюции и спектрально-выравнивающей деконволюции?
22. Как выполняется стратиграфическая деконволюция?
23. Какую информацию об импульсе отраженной волны и каким образом можно получить по записи сейсмической трассы?
24. В чем особенность минимально-фазовых функций и чем объясняется их важная роль в обработке сейсмических данных?
25. Как используется преобразование Гильберта в задачах фильтрации сейсмических данных?
26. Объясните различие процедур нормировки, коррекции и регулировки амплитуд сейсмических трасс.
27. Почему нельзя применять АРУ при обработке сейсмических записей, предназначенных для динамической интерпретации?

Глава 13. Пространственно-временная фильтрация сейсмических колебаний

Многоканальность сейсмических записей позволяет различать колебания не только по динамическим, но и по кинематическим характеристикам. Многоканальное преобразование волновой картины, регистрируемой во времени и пространстве, называется *пространственно-временной фильтрацией*.

13.1. Основы двумерной фильтрации [40, 58, 61]

В общем случае при полевых наблюдениях волновая картина регистрируется на поверхности в трех координатах (t, x, y) , что в принципе делает возможной ее трехмерную фильтрацию. Однако подобная процедура очень громоздка, а ее результаты труднообозримы. Поэтому на практике обычно выполняют *двумерную фильтрацию* сечения волнового поля в плоскости (t, x) , где x – любая пространственная координата.

13.1.1. Двумерный спектр волнового поля и многоканальная фильтрация

Преобразование Фурье, дающее спектральное разложение колебаний, нетрудно обобщить на двумерную функцию $g(t, x)$. Каждая составляющая двумерного спектра представляет собой *плоскую гармоническую волну*, бесконечную во времени и пространстве. Такую волну с единичной амплитудой и круговой частотой ω , распространяющуюся вдоль линии x с кажущейся скоростью v_k , можно представить в комплексной форме:

$$e^{j\omega(t-\frac{x}{v_k})} = e^{j(\omega t - \frac{\omega}{v_k}x)} = e^{j(\omega t - kx)}, \quad (13.1)$$

где $k = \omega/v_k = 2\pi/Tv_k = 2\pi/\lambda_k$ – волновое число. Как видно, параметры волны ω и k входят в выражение (13.1) симметрично, будучи подобны друг другу.

Прямое (1) и *обратное* (2) двумерные преобразования Фурье, связанные функцию $g(t, x)$ с ее комплексным спектром $G(\omega, k)$, таковы:

$$\begin{aligned} 1) \quad G(\omega, k) &= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g(t, x) e^{-j(\omega t - kx)} dt dx, \\ 2) \quad g(t, x) &= \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} G(\omega, k) e^{j(\omega t - kx)} d\omega dk. \end{aligned} \quad (13.2)$$

Здесь, как и прежде, *временная область*, где параметром гармонического колебания является *период* T , преобразуется в *частотную область*, где параметром этого колебания становится обратная величина – *круговая частота* $\omega = 2\pi/T$. Аналогичным образом *пространственная область*, где параметром гармонической волны является ее *кажущаяся длина* λ_k , преобразуется в обратную по размерности область, где параметром, аналогичным круговой частоте, становится *волновое число* $k = 2\pi/\lambda_k$. Чтобы различать оба спектральных параметра, величину ω называют *временной частотой*, а величину k – *пространственной частотой*.

$G(\omega, k)$ есть комплексная функция двух координат, образующих *спектральную плоскость*, где ω и k принимают как положительные, так и отрицательные значения. Модуль $|G(\omega, k)|$ представляет собой *амплитудный спектр* функции $g(t, x)$, характеризуя интенсивность составляющих ее плоских гармонических волн. Его можно изобразить поверхностью, расположенной над плоскостью (ω, k) . *Фазовый спектр*, т. е. $\arg G(\omega, k)$, определяет угол сдвига гармонических составляющих относительно начала координат ($t = 0, x = 0$). Он также изображается в виде некоторой поверхности над спектральной плоскостью.

Пусть $g(t, x)$ – *абсолютно регулярная плоская волна* с кажущейся скоростью v_k , бесконечная в пространстве и произвольная во времени. Все спектральные составляющие такой волны имеют ту же кажущуюся скорость. Поэтому ее спектр существует лишь в тех точках плоскости (ω, k) , которые лежат на прямой, проходящей через начало координат с угловым коэффициентом $d\omega/dk = v_k$. На рис. 13.1 изображен пространственный фрагмент такой волны и ее двумерный амплитудный спектр. Можно сказать, что *плоская безграничная волна имеет плоский спектр*: при любом значении временной частоты ω в спектре содержится только одна двумерная гармоника с пространственной частотой $k = \omega/v_k$.

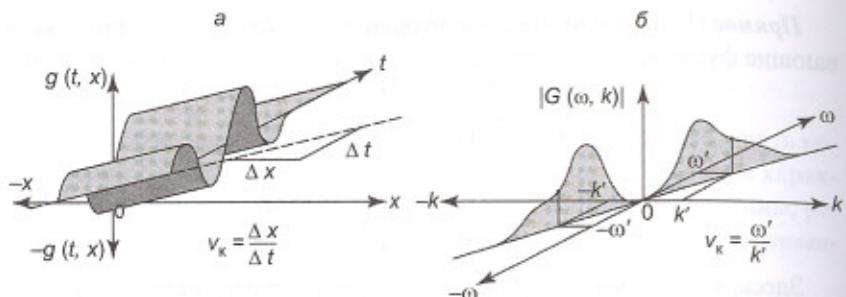


Рис. 13.1. Фрагмент бесконечной в пространстве плоской волны (а) и ее двумерной амплитудный спектр (б)

На практике база наблюдений всегда ограничена, что сказывается на характере двумерного спектра регистрируемой плоской волны. Он перестает быть плоским, симметрично расширяясь по оси пространственной частоты вокруг вышеуказанного значения k тем больше, чем короче база наблюдений. Теперь при одном значении временной частоты ω в спектре имеется множество двумерных гармоник с различными пространственными частотами, причем амплитуды этих гармоник убывают с увеличением отличия их волновых чисел от исходного значения k . В пределе, когда длина базы наблюдений стремится к нулю, двумерный спектр по волновому числу становится равномерным, т. е. неизменным. Действительно, для волны, регистрируемой в одной точке, кажущаяся скорость и, следовательно, пространственная частота являются неопределенными величинами.

Сейсморазведочные наблюдения проводят в отдельных точках, т. е. запись колебаний всегда дискретна по координате x . Поэтому двумерные спектры регистрируемого волнового поля периодичны по пространственной частоте. Если точки регистрации располагаются с шагом Δx , то период повторения спектра по волновому числу составляет $K = 2\pi/\Delta x$. Согласно теореме Котельникова, это накладывает ограничение на диапазон пространственных частот, которые можно определять при спектральном анализе сейсмических колебаний: *значения волнового числа k не должны превосходить пространственной частоты Найквиста k_N* :

$$k \leq k_N = \frac{1}{2} K = \frac{\pi}{\Delta x}. \quad (13.3)$$

При цифровой регистрации и обработке, когда сейсмические записи дискретизируют по времени с шагом Δt , значения частоты ω не должны превосходить *временной частоты Найквиста ω_N* :

$$\omega \leq \omega_N = \frac{1}{2} \Omega = \frac{\pi}{\Delta t}. \quad (13.4)$$

Таким образом, *двумерный спектр обрабатываемых сейсмических колебаний представляет собой периодическое повторение по осям ω и k картины центрального прямоугольника спектральной плоскости, ограниченного координатами $\pm\omega_N$, $\pm k_N$* .

Свойства многоканального линейного фильтра полностью определяются его двумерной характеристикой – *пространственно-временной* $h(t, x)$ или *частотной* $H(\omega, k)$, которые связаны между собой двумерными преобразованиями Фурье. В пространственно-временной области фильтрация осуществляется двумерной сверткой исходной функции $y(t, x)$ с оператором фильтра $h(t, x)$, в частотной области – перемножением комплексного спектра функции $Y(\omega, k)$ с комплексной частотной характеристикой фильтра $H(\omega, k)$:

$$\tilde{y}(t, x) = y(t, x) * h(t, x) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} y(\tau, \xi) h(t - \tau, x - \xi) d\tau d\xi, \\ \tilde{Y}(\omega, k) = Y(\omega, k) H(\omega, k). \quad (13.5)$$

Вследствие дискретности сейсмических наблюдений и ограниченности их базы интегрирование по пространственной координате x заменяется суммированием по ограниченному количеству N трасс:

$$\tilde{y}(t, x) = \tilde{y}_x(t) = \tilde{y}_m(t) = \sum_{n=0}^{N-1} \int_{-\infty}^{\infty} y_n(\tau) h_{m-n}(t - \tau) d\tau = \\ = \sum_{n=0}^{N-1} y_n(t) * h_{m-n}(t), \quad (13.6)$$

где n – номер исходной трассы, m – номер трассы, к которой относят результат фильтрации. Отсюда следует, что *двумерная свертка сводится к суммированию одномерных сверток*. В точке t профиля результат $\tilde{y}_m(t)$ двумерной фильтрации волновой картины получается сложением результатов одномерных фильтраций N исходных сейсмических трасс $y_n(t)$. Исходная n -я трасса обрабатывается индивидуальным

фильтром, временная характеристика которого $h_{m-n}(t)$ зависит от расстояния между точками m и n . Обычно точку m выбирают в центре группы совместно фильтруемых трасс.

Последовательно смещааясь по профилю с шагом трасс Δx , получим результаты двумерной фильтрации во всех точках. При этом в соседних точках профиля фильтруемое волновое поле отличается только одной трассой из N входных трасс. С обоих краев профиля в $(N-1)/2$ точках результат фильтрации не будет стационарным из-за краевого эффекта. На рис. 13.2 показана схема многоканальной фильтрации волновой картины при $N = 5$.

Многоканальная фильтрация по своим возможностям существенно превосходит одноканальную, поскольку использует различия сигналов и помех по значительному большему числу характеристик сейс-

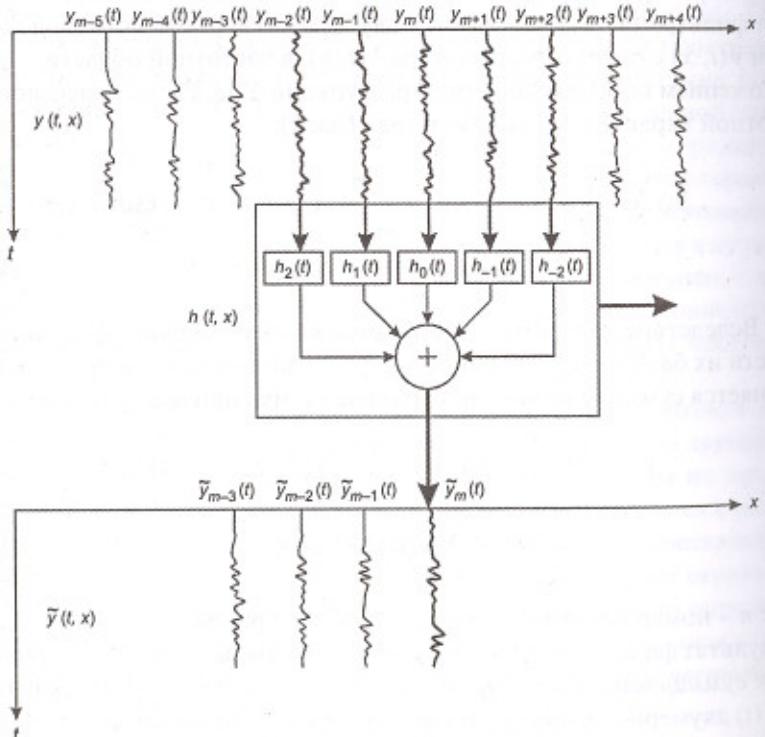


Рис. 13.2. Схема многоканальной фильтрации сейсмических трасс

мического поля. Математические модели этого поля, принимаемые в задачах двумерной фильтрации, различаются структурой детерминированных и случайных компонент и полнотой их априорных характеристик. Отсюда происходит большое разнообразие пространственно-временных фильтров, применяемых в сейсморазведке при возбуждении, приеме, регистрации и обработке упругих колебаний.

13.1.2. Стационарность волновых полей и оптимальные фильтры

В общем виде модель многоканальной сейсмограммы или динамического временного разреза такова:

$$y(t, x) = s(t, x) + n(t, x) = s(t, x) + p(t, x) + e(t, x), \quad (13.7)$$

где s — сигнал, n — помеха, представленная регулярными волнами p и нерегулярными или случайными волнами e . При построении двумерных фильтров считают, как правило, что *волновое поле стационарно во времени*. Пространственные свойства поля определяются тем обстоятельством, что полезные волны и регулярные помехи коррелированы по профилю — в отличие от нерегулярных и случайных помех. При этом регулярные компоненты обычно считают некоррелированными между собой.

На сейсмограммах структура волновой картины часто закономерно изменяется от трассы к трассе вследствие кинематических особенностей ее регулярных компонент, поэтому *наблюдаемое поле в общем случае пространственно нестационарно*. Это учитывают при построении двумерных фильтров, когда стремятся наиболее полно реализовать возможности многоканальной фильтрации.

В частных случаях статистические свойства волнового поля могут оказаться достаточно однородными как во времени, так и в пространстве. На небольших базах наблюдений регулярные волны имеют практически прямолинейные оси синфазности и их взаимное расположение существенно не изменяется. Поэтому *сейсмическое поле на малых базах обычно считают стационарным в пространстве*. Пространственно-стационарные фильтры, применяемые в этих случаях, реализуются значительно проще нестационарных, ибо не требуют столь детальных сведений о статистических характеристиках поля и столь сложных расчетов.

Подобно одномерным фильтрам, двумерные фильтры подразделяются на оптимальные и неоптимальные. Первые основываются на математических критериях качества фильтрации и требуют для своих расчетов достаточно точных данных о свойствах сигналов и помех. Вторые просто реализуют заданные частотные характеристики пространственно-временного фильтра. Применение сложных оптимальных фильтров бывает оправдано повышением качества результатов лишь тогда, когда реальное волновое поле хорошо отвечает принятой математической модели. В противном случае разумнее использовать неоптимальные фильтры, которые проще в построении и не требуют дефицитной априорной информации.

Существуют двумерные аналоги всех оптимальных одномерных фильтров, рассмотренных ранее. Операторы $h(t, x)$ оптимальных среднеквадратических фильтров получают решением *двумерного уравнения Колмогорова-Винера*, которое является обобщением одномерного соотношения (12.16). На практике основное затруднение при построении *оптимальных многоканальных фильтров* вызывает оценка двумерных спектров всех компонент волнового поля.

Оптимальный скоростной фильтр относится к пространственно-стационарным. При его расчете принимают два допущения: 1) все регулярные волны имеют постоянные кажущиеся скорости, диапазоны которых для полезных и мешающих колебаний не перекрываются; 2) в заданных диапазонах имеет место равномерное распределение энергии волн по кажущимся скоростям. Помимо кажущихся скоростей полезных волн $s(t, x)$ и регулярных помех $p(t, x)$, для расчета характеристик фильтра необходимо задать их одномерные амплитудные спектры $|S(\omega)|$ и $|P(\omega)|$, а также спектр мощности $B_e(\omega)$ случайной помехи $e(t, x)$. Существуют *пропускающие и режекторные скоростные фильтры*. Первые усиливают высокоскоростные полезные волны относительно волн-помех с более низкими скоростями. В обратной ситуации фильтры являются режекторными. Количество совместно фильтруемых сейсмических трасс обычно не превосходит 10–12. Это объясняется ограничением длины базы фильтрации из-за требования пространственной стационарности исходного волнового поля.

Пространственно-нестационарные фильтры применяют для избирательного подавления регулярных волн-помех с криволинейными осями синфазности, регистрируемых в МОВ на больших базах

наблюдений. Из этих преобразователей наиболее сложными являются *оптимальные многоканальные фильтры*. Их строят на основе двумерного уравнения Колмогорова-Винера, принимая в качестве желаемого результата фильтрации полезную компоненту поля на центральной трассе. По существу это – *многоканальные оптимальные фильтры воспроизведения*. Для нахождения N операторов индивидуальных фильтров $h_n(t)$, $n = 0, 1, \dots, N-1$, необходимо иметь оценки функций взаимной корреляции между трассами *модельной сейсмограммы*, а также между этими трассами и известным сигналом. Оценки получают путем специальных расчетов, задавшихся кинематической структурой модельной сейсмограммы и динамическими свойствами составляющих ее волн. Это требует предварительного изучения и обобщения характеристик реального волнового поля, регистрируемого на исследуемой площади, что является весьма трудоемкой работой.

Оптимальное взвешенное суммирование трасс сейсмограммы ОГТ является упрощенным вариантом оптимальной многоканальной фильтрации. Выходная трасса $\tilde{y}_m(t)$ вычисляется по формуле

$$\tilde{y}_m(t) = \sum_{n=0}^{N-1} d_n y_n(t), \quad (13.8)$$

где d_n – весовые коэффициенты, постоянные для каждого канала. Чтобы их определить, достаточно иметь для модельной сейсмограммы значения ВКФ ее трасс только при нулевом аргументе.

Пространственно-нестационарные фильтры используют главным образом для подавления многократных отражений, мешающих прослеживанию полезных волн в МОВ. Основной характеристикой волновой ситуации на сейсмограмме ОГТ с введенными статическими и кинематическими поправками служит отношение θ_N/T_b , где θ_N – приращение времени исправленного годографа многократной волны на базе длиной $(N-1)\Delta x$, T_b – видимый период колебаний этой волны-помехи. Чем меньше величина указанного отношения, тем труднее ее подавить. Если $\theta_N/T_b < 1$, то целесообразно применить наиболее сильную оптимальную многоканальную фильтрацию, которая требует достаточно точного знания величины θ_N . При $\theta_N/T_b > 1$ условия фильтрации сравнительно благоприятны, и разумнее воспользоваться более простым оптимальным взвешенным суммированием, которое менее чувствительно к погрешностям задания параметра θ_N .

13.1.3. Модель двумерного спектра и f - k фильтрация

Селекцию колебаний в двумерной спектральной области называют *f - k фильтрацией* в соответствии с обычными обозначениями временной и пространственной частот. В большинстве случаев применяют фильтры, характеристики которых подобраны путем тестирования. Чтобы уяснить особенности этой фильтрации, рассмотрим модель двумерного спектра сейсмического поля (рис. 13.3). Параметры модели в схематическом виде отображают структуру волновой картины, характерной для сейсмограмм МОВ. Она содержит четыре группы регистрируемых совместно волн – полезные колебания и три вида регулярных помех. Волны-помехи по их отличительным свойствам можно назвать высокоскоростными, среднескоростными и низкочастотными, причем последние являются также и низкоскоростными. Каждая групп

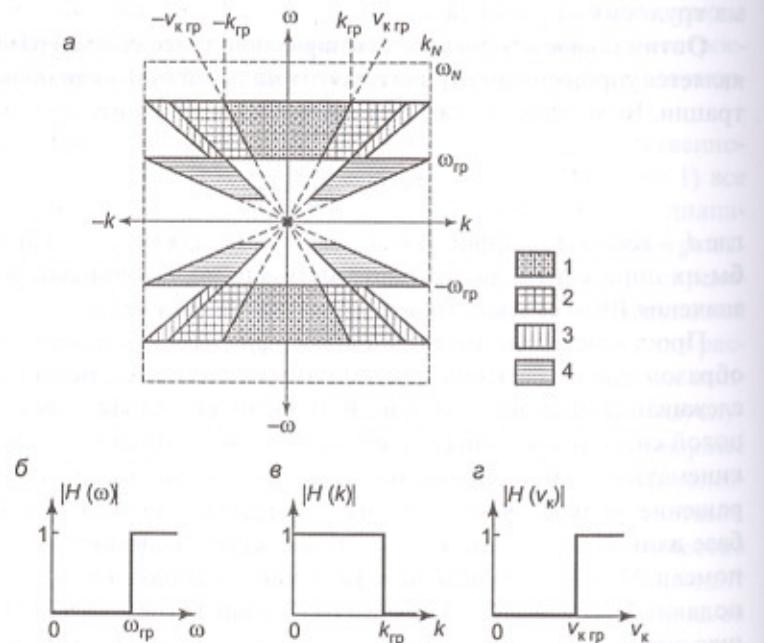


Рис. 13.3. Пространственно-временная фильтрация:
а – модель двумерного спектра волновой картины (1 – полезная волна,
2, 3, 4 – высокоскоростная, среднескоростная и низкочастотная помехи);
б, в, г – амплитудные характеристики идеальных фильтров

па волн характеризуется диапазоном частот спектра ($\omega_{\min} < \omega < \omega_{\max}$) и диапазоном кажущихся скоростей ($v_{k \min} < v_k < v_{k \max}$).

В нашем примере полезные волны по спектральному составу не отличаются от высоко- и среднескоростных помех – для всех них $\omega_{\min} = \omega_{\text{тр}}$. При этом спектр полезных волн не перекрывается со спектром низкочастотных помех, для которых $\omega_{\max} = \omega_{\text{тр}}$. Полезные волны s отличаются от мешающих волн p значениями кажущихся скоростей, диапазоны которых на схеме не перекрываются: $|v_{k s}| > v_{k \text{тр}}$ и $|v_{k p}| < v_{k \text{тр}}$. На спектральной плоскости (ω, k) каждой группе волн соответствует своя область, имеющая трапециoidalную форму. Рис. 13.3, а изображает главный прямоугольник спектральной плоскости, ограниченный временной и пространственной частотами Найквиста $\pm\omega_N$ и $\pm k_N$, что соответствует записи колебаний, дискретной во времени и пространстве. Полная картина двумерного спектра представляет собой периодическое повторение этого изображения по обеим координатным осям.

Рассмотрим возможности фильтрации модельного сейсмического поля. Проще всего избавиться от низкочастотных помех $p_p(t, x)$: фильтр не должен пропускать гармоник с частотами $|\omega| < \omega_{\text{rp}}$ – независимо от кажущихся скоростей волн, т. е. пространственных частот k . Такой фильтр имеет постоянное значение частотной характеристики $H(\omega, k) = H(\omega) \equiv 1$ в спектральном прямоугольнике, за исключением полосы вдоль оси k , заключенной между граничными значениями $\pm k_{\text{rp}}$, где $H(\omega, k) = H(\omega) \equiv 0$. В данном случае дело сводится к обычной (одномерной) фильтрации сейсмических трасс с помощью идеального фильтра *высоких временных частот* с указанной границей среза характеристики (рис. 13.3, б). Как видно, одноканальная фильтрация есть частный случай двумерной фильтрации, когда полезные волны и помехи в достаточной степени различаются по своим времененным частотным спектрам.

Обратимся к среднескоростным волнам-помехам $p_c(t, x)$. В нашем примере их пространственный спектр $P_c(k)$ не перекрывается с пространственным спектром сигналов $S(k)$. Полное подавление этих помех и неискаженное пропускание сигналов обеспечивает идеальный пространственно-частотный фильтр. Его характеристика не зависит от временной частоты ω и имеет постоянное значение $H(\omega, k) = H(k) \equiv 1$ в пределах полосы, расположенной вдоль оси ω между граничными значениями волновых чисел $\pm k_{\text{rp}}$. Вне этой области $H(\omega, k) = H(k) \equiv 0$. Такой двумерный преобразователь можно рассматривать как идеальный фильтр *низких пространственных частот* (рис. 13.3, в).

Фильтрация упругих колебаний по пространственной частоте (волновому числу) является в сейсморазведке одним из важнейших способов борьбы с волнами-помехами и широко применяется при возбуждении, приеме и обработке колебаний. Сюда относятся такие методические приемы, как группирование источников и сейсмоприемников, накапливание и смешение колебаний, регулируемое направленное излучение, регулируемый направленный прием и др. Перечисленные виды пространственных фильтров представляют собой *интерференционные системы для плоских волн*. Это – сравнительно простые двумерные фильтры, в которых отсутствует поканальная фильтрация колебаний. Ввиду важной роли интерференционных систем в сейсморазведке их рассмотрению посвящен отдельный раздел настоящей главы (п. 13.2).

13.1.4. Веерные и когерентные фильтры

Высокоскоростные волны-помехи $p_b(t, x)$ не могут быть полностью подавлены пространственно-частотным фильтром без ущерба для полезных колебаний, поскольку диапазоны волновых чисел обеих групп волн частично перекрываются. Однако эти помехи отличаются от сигнала значениями кажущихся скоростей. Неискаженный сигнал можно выделить, если построить двумерный фильтр, который пропускает только волны с кажущимися скоростями, превышающими (по модулю) граничное значение $v_{k \text{ гр}}$. Идеальная характеристика такого фильтра должна иметь постоянное значение $H(\omega, k) = H(v_k) = 1$ в области двумерного спектра, где $|v_k| > v_{k \text{ гр}}$, и обращаться в нуль за ее пределами. На плоскости (ω, k) область пропускания фильтра образует сектор, исходящий из начала координат и расположенный симметрично относительно оси ω . По внешнему виду этой области фильтр получил название **веерного фильтра**. В данном случае фильтр является *пропускающим*. Когда области пропускания и подавления меняются местами, веерный фильтр называют *режекторным*. Если характеристику пропускающего веерного фильтра представить в зависимости от кажущейся скорости (рис. 13.3, г), то его можно рассматривать как идеальный фильтр высоких кажущихся скоростей.

Многоканальная фильтрация сводится к суммированию результатов фильтрации отдельных трасс с помощью индивидуальных линейных преобразователей. Найдем их характеристики для пропускающего веерного фильтра. Рассмотрим частотную характеристику этого

фильтра как функцию волнового числа k . В сечении $\omega = \text{const}$ характеристика есть прямоугольная функция аргумента k :

$$H(\omega, k) = \begin{cases} 1 & \text{при } |k| < \frac{|\omega|}{v_{k \text{ гр}}}, \\ 0 & \text{при } |k| > \frac{|\omega|}{v_{k \text{ гр}}}. \end{cases} \quad (13.9)$$

Применяя к этому соотношению двукратное обратное преобразование Фурье, перейдем из области частот (ω, k) в пространственно-временную область (t, x) , т. е. найдем операторы $h_x(t) = h(t, x)$ индивидуальных фильтров для трасс, расположенных на удалении x от центра базы фильтрации. Далее учтем, что записи колебаний дискретны во времени и пространстве с интервалами Δt и Δx соответственно. Пусть на каждой трассе одновременно фильтруется $2T+1$ дискретных отсчетов с номерами $\theta = t/\Delta t = 0, \pm 1, \dots, \pm T$. Число каналов фильтра N для упрощения расчетных формул удобно взять четным. Тогда расстояния трасс до центра базы в единицах шага между каналами составят $n = x/\Delta x = \pm 1/2, \pm 3/2, \dots, \pm (N-1)/2$. Построим теперь так называемый *стандартный веерный фильтр*, у которого граничное значение кажущейся скорости определяется отношением интервалов дискретизации записи колебаний в пространстве и времени. Этот фильтр пропускает волны с кажущимися скоростями, удовлетворяющими условию

$$|v_k| > v_{k \text{ гр}} = \frac{\Delta x}{\Delta t}. \quad (13.10)$$

С учетом принятых условий получается простая формула для дискретных поканальных операторов стандартного веерного фильтра:

$$h_x(t) = h_n(\theta) = \frac{1}{\pi^2(n^2 - \theta^2)}. \quad (13.11)$$

Функция (13.11) симметрична по обоим своим аргументам, поскольку не зависит от знаков величин θ и n . Оказывается, что процедуру стандартной веерной фильтрации можно свести всего лишь к одной операции свертки, независимо от числа каналов, если предварительно составить определенную линейную комбинацию из отсчетов исходных трасс.

Помимо стандартного фильтра существуют фильтры с произвольным раствором веера в области пропускания или подавления. Их опе-

раторы рассчитываются по более сложным формулам, чем в случае стандартного фильтра.

Из-за сравнительно небольшого числа каналов веерных фильтров, используемых на практике ($N = 6-12$), их частотные характеристики заметно отличаются от идеальных. Рис. 13.4 позволяет увидеть отличие двумерной частотной характеристики 12-канального стандартного веерного фильтра от характеристики идеального фильтра, которая имеет единичное значение в области пропускания и нулевое значение в области подавления. Наибольшие расхождения характеристик обнаруживаются на низких частотах: реальный пропускающий фильтр подавляет эти частоты в спектре полезных волн. В данном случае для полезной волны с бесконечной кажущейся скоростью ($k = 0$) фильтр имеет полосу пропускания (по уровню 0,7), начинающуюся только от 15 Гц. Из-за небольшого числа каналов режекторный веерный фильтр, напротив, пропускает без достаточного ослабления низкие частоты в спектре волн-помех. Указанные отклонения реальных характеристик фильтров от идеальных проявляются тем сильнее, чем меньше число каналов и уже задаваемый раствор веера.

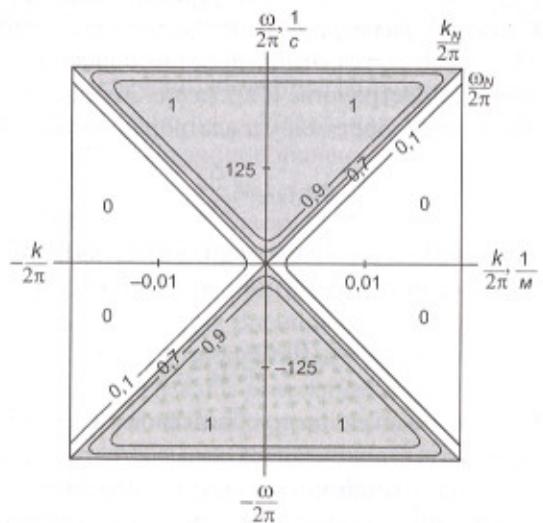


Рис. 13.4. Двумерные частотные характеристики идеального и реального пропускающего стандартного веерного фильтра ($N = 12$, $\Delta t = 2$ мс, $\Delta x = 25$ м)

Эти факторы ограничивают на практике разрешающую способность веерной фильтрации. Тем не менее ее эффективность во многих случаях достаточно высока. В этом можно убедиться на примере, представленном на рис. 13.5: веерная фильтрация устранила интенсивные волны-помехи с относительно низкими кажущимися скоростями.

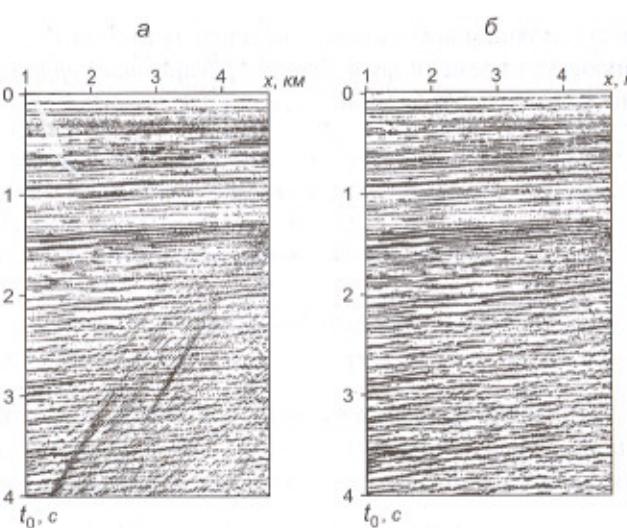


Рис. 13.5. Веерная фильтрация временного разреза:
а – до фильтрации; б – после фильтрации

Фильтрацию временных разрезов по кажущимся скоростям волн выполняют также **когерентными фильтрами**, которые относительно усиливают полезные оси синфазности в заданном диапазоне их наклонов. Простота управления этим диапазоном является достоинством когерентных фильтров, реализуемых в различных вариантах по следующей схеме.

Скользящая база фильтрации составляет нечетное число N трасс $y_n(t)$, $n = 0, \pm 1, \dots, \pm(N-1)/2$. Пропускаемые фильтром кажущиеся скорости в диапазоне $v_{k \min} - v_{k \max}$ определяются временными сдвигами осей синфазности $p\Delta t$ на интервале Δx между соседними трассами разреза. Значения p задаются целочисленной последовательностью $p = C, C+1, \dots, D-1, D$, причем $C = \Delta x / \Delta t v_{k \max}$ и $D = \Delta x / \Delta t v_{k \min}$. Для каждого

го заданного сдвига p вычисляют суммограссу $m_p(t)$, складывая отсчеты всех N трасс вдоль прямой линии соответствующего наклона:

$$m_p(t) = \sum_{n=-\frac{N-1}{2}}^{\frac{N-1}{2}} y_n(t+n p). \quad (13.12)$$

Затем в скользящем временном окне длительностью T определяют изменяющуюся во времени функцию коэффициента корреляции $\rho_p(t)$ этой суммограссы с центральной трассой $y_0(t)$:

$$\rho_p(t) = \frac{\sum_{t-\frac{T}{2}}^{t+\frac{T}{2}} m_p(t) y_0(t)}{\sqrt{\sum_{t-\frac{T}{2}}^{t+\frac{T}{2}} m_p^2(t) \sum_{t-\frac{T}{2}}^{t+\frac{T}{2}} y_0^2(t)}}. \quad (13.13)$$

Используя значения $\rho_p(t)$ в качестве весовой функции, находят средневзвешенную суммограссу $m(t)$, которую с помощью амплитудного множителя a нормируют к уровню интенсивности трассы $y_0(t)$:

$$m(t) = \frac{a \sum_{p=C}^D \rho_p(t) m_p(t)}{\sum_{p=C}^D \rho_p(t)}, \quad (13.14)$$

Результативную профильтрованную трассу $\tilde{y}_0(t)$ получают добавлением к функции (13.14) некоторой доли (порядка 10–20%) исходной трассы $y_0(t)$:

$$\tilde{y}_0(t) = w m(t) + (1-w) y_0(t), \quad (13.15)$$

где w – фактор, определяющий вклад каждой из двух составляющих в конечный результат ($0 \leq w \leq 1$). Последняя операция имеет целью уменьшить чрезмерную регуляризацию получаемой волновой картины из-за сглаживающего эффекта когерентной фильтрации. В отличие от веерного фильтра с фиксированной характеристикой, когерентный фильтр является адаптивным, поскольку алгоритм преобразования волнового поля использует оценки его корреляционных

свойств. Этот фильтр не искажает спектра полезных волн в области низких частот.

13.1.5. Частотно-пространственная f - x деконволюция

Рассмотренные выше двумерные фильтры применяют для относительного усиления (пропускания) или подавления (режекции) регулярных волн – полезных или мешающих. Наряду с ними при обработке временных разрезов используют частотно-пространственный прогностический фильтр, который ослабляет случайные пространственно-некоррелированные помехи, улучшая качество волновой картины. Такую фильтрацию называют многоканальной частотно-пространственной деконволюцией или f - x деконволюцией.

Для последовательности из N трасс временного разреза $y(t, x_i)$, $i = 0, 1, \dots, N-1$ вычислим их комплексные спектры $Y(\omega, x_i)$. Зафиксируем одно значение частоты ω_k и получим в пространстве x комплексный N -мерный вектор $Y_k(\omega_k, x_i)$, характеризующий амплитуды и фазы k -й гармоники для всех N сейсмических трасс. Теперь построим в пространстве x комплексный m -мерный вектор оператора прогностического фильтра $h_n(\omega_k, x_j)$, $j = 0, 1, \dots, m-1$. Поскольку регулярная часть исходного волнового поля коррелирована в пространстве x , потребуем, чтобы этот оператор, имея на входе m значений вектора $Y_k(\omega_k, x_j)$, давал на выходе прогнозируемое значение $\tilde{Y}_k(\omega_k, x_m)$ для очередной m -й трассы

$$\tilde{Y}_k(\omega_k, x_m) = Y_k(\omega_k, x_j) * h_n(\omega_k, x_j). \quad (13.16)$$

Критерием качества прогноза служит минимум среднеквадратического отклонения результата фильтрации от желаемого, т. е. рассматриваемый фильтр является винеровским. При расчетах его оператора $h_n(\omega_k, x_j)$, используются спектральные составляющие ω_k для N трасс исходного временного разреза. Весовые коэффициенты оператора находим решением системы из N линейных уравнений с m неизвестными ($N \gg m$).

Процедуры расчета такого фильтра и его применения повторяются многократно для всех дискретных значений ω_k в пределах спектрально-го диапазона полезных волн. По множеству профильтрованных спектральных составляющих $\tilde{Y}_k(\omega_k, x_m)$ путем обратного преобразования Фурье находим для m -й трассы профильтрованные колебания $\tilde{y}(t, x_m)$.

Здесь случайная компонента волнового поля будет ослаблена, поскольку она пространственно некоррелирована и, следовательно, не могла быть прогнозирована по предшествующим трассам.

При обработке временного разреза процедура настройки фильтра выполняется в скользящем окне из N трасс, а непосредственно в процессе фильтрации участвуют только m трасс, предшествующих прогнозируемой трассе. Обычно значения этих параметров находятся в пределах: $N \approx 100-200$, $m \approx 10-20$. После обработки очередной трассы окна настройки и применения фильтра смещаются по профилю на один шаг трасс Δx и вся расчетная схема повторяется для следующей трассы исходного временного разреза. Рассматриваемая фильтрация является своего рода «косметической процедурой», которая способна улучшить изображение волновой картины временного разреза.

13.1.6. Двумерная фильтрация в τ - p области

Подавление волн-помех различной природы может успешно осуществляться на основе так называемого τ - p преобразования (преобразования Радона). Оно представляет собой *плосковолновое разложение* двумерной картины колебаний, наблюдаемых на сейсмограмме или разрезе.

На плоскости (t, x) многоканальной записи сейсмических колебаний $y(t, x)$ возьмем произвольную прямую линию, определяемую уравнением

$$t(x) = \tau + p x, \quad (13.17)$$

где τ – время пересечения прямой линии с осью t (при $x = 0$), которое можно назвать *задержкой*, и p – величина *наклона линии*, обратная ее кажущейся скорости v_k и известная как *параметр луча* $p = dt/dx = 1/v_k = \sin \alpha / v$ (α – угол падения луча на профиль x в среде со скоростью v). Просуммируем амплитуды колебаний $y(t, x)$ вдоль указанной линии и получим значение новой функции двух переменных

$$y(\tau, p) = \int_{-\infty}^{\infty} y(\tau + px, x) dx, \quad (13.18)$$

которая является *прямым преобразованием Радона* или *наклонным суммированием*. Перебирая в заданных диапазонах значения параметров задержки ($\tau_{\min} \leq \tau \leq \tau_{\max}$) и наклона ($p_{\min} \leq p \leq p_{\max}$) и многократно

выполняя процедуру (13.18), получим из традиционной записи $y(t, x)$ ее τ - p представление $y(\tau, p)$, в котором сохранена вся информация об исходной волновой картине.

Преобразование Радона является линейным и обратимым. *Обратное преобразование Радона* по значениям функции $y(\tau, p)$ восстанавливает исходное волновое поле $y(t, x)$. Обратное преобразование реализуется более сложной процедурой, чем прямое: результат суммирования амплитуд колебаний в области τ - p подвергается преобразованию Гильберта и дифференцированию. Для сейсмических данных, дискретных во времени и пространстве, пара преобразований Радона N -канальной сейсмограммы имеет вид

$$\begin{cases} y(\tau_i, p_j) = \sum_{n=0}^{N-1} y(\tau_i + p_j x_n, x_n), \\ y(t_m, x_n) = \frac{1}{2\pi} \frac{d}{dt} H^+ \sum_{j=0}^{M-1} y(t_m - p_j x_n, p_j), \end{cases} \quad (13.19)$$

где H^+ – символ прямого преобразования Гильberta. Количество M наклонов p_j обычно принимают близким канальности N исходной сейсмограммы ($M \approx N$).

Рассмотрим кинематическую модель волновой картины на сейсмограмме ОТВ в случае горизонтально-слоистой среды, образованной двумя слоями, подошвы которых являются отражающими границами (рис. 13.6). Скорости волн в слоях составляют $v_1 = 2 \text{ км/с}$ и $v_2 = 3 \text{ км/с}$. От верхней границы наблюдается отраженная волна с гиперболическим годографом A и преломленная волна с прямолинейным годографом B , который исходит из начальной точки x_n , имея кажущуюся скорость $v_k = v_2 = 3 \text{ км/с}$. От нижней границы имеем отраженную волну с гиперболообразным годографом C , наклон которого с удалением от источника приближается к наклону годографа преломленной волны B , поскольку асимптотически кажущаяся скорость отраженной волны стремится к скорости v_2 высокоскоростного слоя. Пусть в нашем случае двукратное отражение от первой границы с гиперболическим годографом D имеет такое же нормальное время регистрации, как однократное отражение от второй границы: $t_{0D} = t_{0C} = 2t_{0A}$. Вблизи источника годографы C и D практически совпадают, и только на достаточно больших дистанциях их расхождение становится существенным. При этом для годографа D ,

как и для гидографа A , асимптотой служит гидограф E прямой волны с кажущейся скоростью $v_k = v_1 = 2 \text{ км/с}$. Картина дополняет прямолинейный гидограф F низкоскоростной волны поверхностного типа, кажущаяся скорость которой $v_k = v_n = 0,5 \text{ км/с}$.

На рис. 13.6 к изображению традиционных гидографов $t(x)$ перечисленных выше волн примыкает изображение специфических гидографов $\tau(p)$ тех же волн на сейсмограмме $\tau-p$ представления, причем для удобства сопоставления оси времен t и τ совмещены.

Прямолинейному гидографу в области $t-x$ соответствует точка (точечный гидограф) в области $\tau-p$, поскольку прямая линия $t(x)$ однозначно определяется всего двумя параметрами – временем задержки t и величиной наклона p . Поэтому гидографы прямой (E) и поверхностной (F) волн, исходящие из начала координат ($\tau_E = \tau_F = 0$), изображаются на плоскости (τ, p) точками, которые расположены на оси наклонов. Значения параметра p обратны величинам кажущихся скоростей этих волн, которые равны их истинным скоростям ($p_E = 1/v_1$, $p_F = 1/v_n$). Прямолинейный гидограф преломленной волны B преобразуется на плоскости (τ, p) в точку B . Величина задержки τ_B является известным в МПВ параметром t'_0 – пересечением продолжения гидографа головной волны с осью времен на пункте возбуждения: $\tau_B = t'_{0B} = t_{0A} \cos i$, где

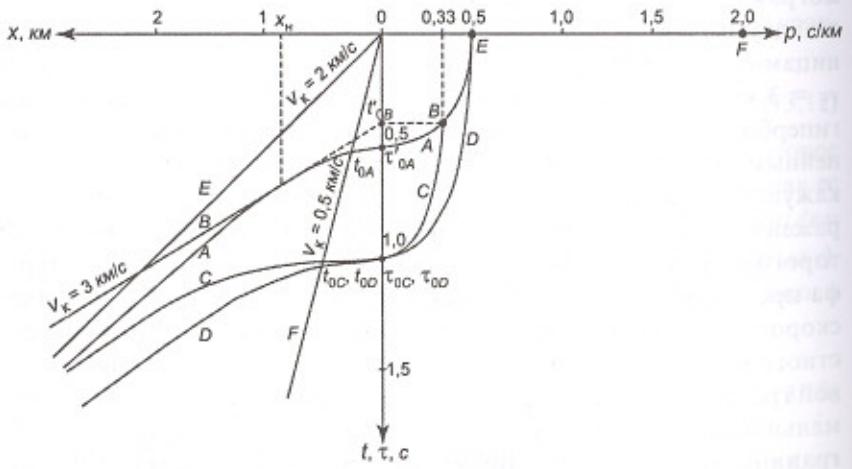


Рис. 13.6. Взаимосвязь гидографов различных волн в областях $t-x$ и $\tau-p$

$i = \arcsin(v_1/v_2)$ – критический угол. Величина наклона гидографа этой волны обратна ее граничной скорости: $p_B = 1/v_2$.

В однородной среде со скоростью v гидограф отраженной волны от горизонтальной границы с нормальным временем t_0 является гиперболой, которую можно представить в каноническом виде:

$$\frac{t^2}{t_0^2} - \frac{x^2}{t_0^2 v^2} = 1. \quad (13.20)$$

Преобразование этого гидографа в область $\tau-p$ дает уравнение эллипса, которое в канонической форме имеет вид:

$$\frac{\tau^2}{t_0^2} + \frac{p^2}{1/v^2} = 1. \quad (13.21)$$

Вертикальная полуось эллипса равна времени нормального отражения $\tau_0 = t_0$, горизонтальная полуось эллипса есть величина, обратная скорости распространения волны, называемая медленностью.

В слоистой среде гидографы однократных и многократных отраженных волн не являются строгими гиперболами, но при пологих границах обладают удовлетворительной гиперболообразностью. Поэтому на сейсмограммах $\tau-p$ преобразования их оси синфазности обычно неплохо аппроксимируются эллипсами.

На рис. 13.6 видно, как в области $\tau-p$ с увеличением параметра наклона p расходятся гидографы однократного и двукратного отражений C и D , причем последнему соответствуют повышенные значения наклонов, т. е. пониженные значения кажущихся скоростей. В области $\tau-p$ совершенно отсутствует интерференция низкоскоростной волны-помехи F с другими волнами, представленными на модели сейсмограммы. Указанные соотношения между волнами различной природы на $\tau-p$ сейсмограммах можно использовать для фильтрации волновой картины по параметру p , т. е. по величине кажущейся скорости.

В предыдущих разделах настоящей главы были рассмотрены различные виды двумерной фильтрации волновой картины по параметру кажущейся скорости. Сюда относятся скоростные, веерные, когерентные и $f-k$ фильтры. Однако эти преобразования имеют общее ограничительное свойство: они не позволяют изменять во времени граничное значение кажущейся скорости, либо такое изменение сопряжено с большими усложнениями процедуры. В этом отношении фильт-

рация в τ - p области обладает простотой и гибкостью: достаточно на волновой картине τ - p сейсмограммы произвести мьютинг, т. е. обнуление амплитуд колебаний в области подавляемых волн-помех, которая может произвольно изменяться во времени. После этого обратным преобразованием Радона восстанавливается исходная сейсмограмма, очищенная от нежелательных компонент волнового поля. Таким путем подавляют, в частности, интенсивные многократные отражения, сравнительно мало отличающиеся от полезных волн по величине эффективной скорости. На рис. 13.7 приведен пример подавления многократных отражений посредством τ - p преобразования сейсмограммы с введенными статическими и кинематическими поправками. Эффект фильтрации возрастает с увеличением дистанции регистрации колебаний.

С помощью τ - p преобразования не только фильтруют волновую картину сейсмограмм, но также определяют скорости $v_{\text{огт}}$, строят суммарные временные разрезы и выполняют их миграцию.

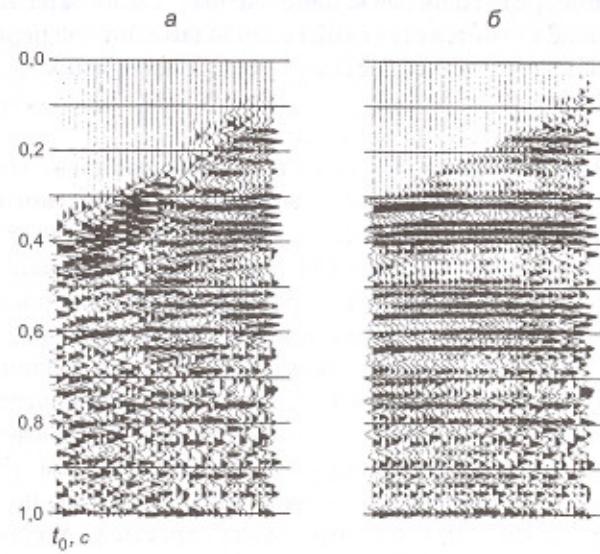


Рис. 13.7. Подавление многократных отражений посредством τ - p преобразования:
а – до фильтрации; б – после фильтрации

13.2. Интерференционные системы [30, 47]

Из пространственно-временных фильтров в сейсморазведочной практике наиболее широко применяют различные интерференционные системы. Это объясняется, с одной стороны, их относительной простотой, что позволяет осуществлять фильтрацию путем несложных технических, методических и вычислительных приемов. С другой стороны, интерференционные системы обладают достаточно высокой эффективностью и нередко позволяют получать удовлетворительные результаты без обращения к более сложным видам фильтрации волнового поля.

13.2.1. Свойства интерференционных систем

Интерференционные системы – это простейшие пространственно-временные фильтры, в которых процедура фильтрации состоит в суммировании многоканальных записей сейсмических колебаний $y(t, x)$ вдоль заданных линий $t(x)$ с весами, постоянными для каждого значения x . Реализуемое здесь взвешенное суммирование колебаний N трасс $y_n(t)$, $n = 0, 1, \dots, N-1$, является частным случаем многоканальной фильтрации (13.6), когда операторы индивидуальных фильтров $h_{n-n}(t)$ представляют собой δ -функции с амплитудами, равными весовым коэффициентам d_n . Преобразование колебаний интерференционной системой описывается простой формулой

$$\tilde{y}_m(t) = \sum_{n=0}^{N-1} d_n y_n(t + \tau_n), \quad (13.22)$$

где m – номер трассы, к которой отнесен полученный результат; обычно она расположена в центре базы интерференционной системы. Разновидности интерференционных систем отличаются характером изменения весовых коэффициентов d_n и формой линий суммирования, т. е. характером изменения временных сдвигов τ_n . Обычно линии суммирования соответствуют форме годографов полезных волн.

Пусть на сейсмических трассах регистрируется идеально регулярная волна $g(t, x)$ с годографом вступления $t(x) = t_n$:

$$y_n(t) = g(t - t_n). \quad (13.23)$$

Подставляя это в (13.22), получаем

$$\tilde{y}_m(t) = \sum_{n=0}^{N-1} d_n g(t - t_n + \tau_n) = \sum_{n=0}^{N-1} d_n g(t - \theta_n), \quad (13.24)$$

где $\theta_n = t_n - \tau_n$. Величина θ_n определяет отклонение годографа волны от заданной линии суммирования. Если функция $g(t)$ имеет комплексный спектр $G(\omega)$, то сдвинутой во времени функции $g(t - \theta_n)$ соответствует спектр $G(\omega) e^{-j\omega\theta_n}$. На выходе интерференционной системы (13.24), являющейся линейным преобразователем, спектр колебаний $\tilde{G}(\omega)$ таков:

$$\tilde{G}(\omega) = G(\omega) H_\theta(\omega), \quad (13.25)$$

где $G(\omega)$ – спектр волны $g(t)$ на трассе $n = 0$ и $H_\theta(\omega) = \sum_{n=0}^{N-1} d_n e^{-j\omega\theta_n}$.

Функция $H_\theta(\omega)$ является комплексной частотной характеристикой интерференционной системы по отношению к волне, отклонение годографа которой от линии суммирования определяется зависимостью $\theta(x) = \theta_n$. Поскольку форма годографа волны определяется направлением ее подхода к линии наблюдения, функцию $H_\theta(\omega)$ называют также **характеристикой направленности интерференционной системы (характеристикой направленности 2-го рода)**. Зависимость $H_\theta(\omega)$ является периодической функцией частоты, причем в пределах каждого периода модуль функции $H_\theta(\omega)$ имеет один абсолютный (главный) максимум и ряд относительных (промежуточных) максимумов.

Если годограф регулярной волны совпадает с линией суммирования ($\theta_n \equiv 0$), то происходит **синфазное сложение колебаний**. Для этого случая, обозначаемого $\theta = 0$, имеем

$$H_0(\omega) = \sum_{n=0}^{N-1} d_n. \quad (13.26)$$

Интерференционные системы обычно строят с целью усиления синфазно суммируемых волн. Тогда $H_0(\omega)$ является максимальным значением модуля функции $H_\theta(\omega)$. Чаще всего применяют **однородные интерференционные системы**, имеющие для всех каналов равные веса, которые можно считать единичными: $d_n \equiv 1$. В этом случае при синфазном суммировании

$$|H_0(\omega)|_{\max} = H_0(\omega) = N, \quad (13.27)$$

т. е. на выходе системы амплитуда сигнала в N раз больше, чем на входе, причем его форма остается неизменной.

Иногда интерференционные системы используют как режекторные фильтры для подавления синфазно суммируемых колебаний. Этого достигают заданием соответствующих весовых коэффициентов d_n : если они имеют разные знаки и их сумма равна нулю, то $H_0(\omega) = 0$, и волна, совпадающая с линией суммирования, подавляется. Такую операцию, называемую **вычитанием волн**, выполняют для подавления помех с известной формой годографов.

Исходя из (13.25), определим энергию регулярной волны на выходе интерференционной системы \tilde{E}_0 :

$$\tilde{E}_0 = \int_{-\infty}^{\infty} |G(\omega)|^2 |H_\theta(\omega)|^2 d\omega. \quad (13.28)$$

В частном случае синфазного суммирования этой волны ее энергия на выходе системы составит

$$\tilde{E}_0 = \left(\sum_{n=0}^{N-1} d_n \right)^2 \int_{-\infty}^{\infty} |G(\omega)|^2 d\omega = \left(\sum_{n=0}^{N-1} d_n \right)^2 E, \quad (13.29)$$

где E – энергия регулярной волны $g(t)$ на исходной трассе. Отношение E_0/E называют **коэффициентом направленного действия (КНД) интерференционной системы**. Он показывает, насколько интерференционная система ослабляет энергию волны при отклонении ее годографа от линии суммирования. КНД характеризует **разрешающую способность интерференционной системы по отношению к регулярной волне заданной формы**. Эта способность тем выше, чем быстрее уменьшается отношение E_0/E по мере увеличения функции отклонения θ_n .

Интерференционные системы обладают фильтрующим свойством в отношении как регулярных, так и случайных волн-помех. Пусть полезная волна с энергией E наблюдается на фоне случайных колебаний, средняя энергия которых – **дисперсия** σ^2 одинакова на всех каналах. Исходное энергетическое отношение сигнала/помеха $\rho^2 = E/\sigma^2$. При синфазном суммировании полезной волны ее энергия на выходе интерференционной системы \tilde{E}_0 определяется формулой (13.29). Дисперсия суммы случайных независимых величин равна сумме дисперсий слагаемых. Поэтому энергия (дисперсия) помехи на выходе системы $\tilde{\sigma}^2$ равна

$$\tilde{\sigma}^2 = \sigma^2 \sum_{n=0}^{N-1} d_n^2, \quad (13.30)$$

и энергетическое отношение сигнал/помеха там составит $\tilde{\rho}^2 = \tilde{E}_0 / \tilde{\sigma}^2$. Посмотрим, как изменяется отношение сигнал/помеха под действием интерференционной системы:

$$r^2 = \frac{\tilde{\rho}^2}{\rho^2} = \frac{\left(\sum_{n=0}^{N-1} d_n \right)^2}{\sum_{n=0}^{N-1} d_n^2} \text{ или } r = \frac{\tilde{\rho}}{\rho} = \sqrt{\frac{\sum_{n=0}^{N-1} d_n}{\sum_{n=0}^{N-1} d_n^2}}. \quad (13.31)$$

Отношение r называется статистической характеристикой интерференционной системы, определяющей увеличение амплитуды синфазно суммируемой полезной волны по отношению к пространственно некоррелированным случайным колебаниям. Статистический эффект определяется числом каналов и характером изменения весовых коэффициентов. Для наиболее распространенных однородных интерференционных систем ($d_n \equiv 1$) имеем

$$r = \sqrt{N}. \quad (13.32)$$

Однородные интерференционные системы обеспечивают максимальный статистический эффект суммирования. При любых других вариантах распределения весов он будет меньше, вплоть до нулевого значения в случае, когда сумма весов равна нулю (случай вычитания волн).

13.2.2. Суммирование плоских волн

Интерференционные системы наиболее просты, когда суммирование колебаний выполняют на малых базах, в пределах которых можно пренебречь криволинейностью гидографов регулярных волн и считать их плоскими, т. е. имеющими постоянные кажущиеся скорости. В сейсморазведке точки возбуждения и наблюдения колебаний на профиле располагают, как правило, с постоянным шагом. Это обеспечивает построение *равномерных интерференционных систем*, имеющих равнотстоящие элементы. Ниже рассматриваются только такие системы.

Пусть вдоль профиля распространяется волна с кажущейся скоростью $v_{\text{кв}}$, имеющая прямолинейный гидограф $t(x)$. Время ее прихода на n -й канал ($n = 0, 1, \dots, N-1$) относительно нулевого канала составит

$t_n = n\Delta x / v_{\text{кв}}$, где Δx – шаг каналов. Линия $t(x)$, вдоль которой суммируются колебания разных трасс, также прямолинейна, т. е. временные сдвиги Δt между соседними трассами постоянны. Наклон линии суммирования можно характеризовать параметром $v_{\text{кс}} = \Delta x / \Delta t$, который имеет смысл ее кажущейся скорости. Временной сдвиг линии на n -й трассе относительно нулевой равен $\tau_n = n\Delta x / v_{\text{кс}}$. Отклонение на этой трассе гидографа волны от линии суммирования равно

$$\theta_n = t_n - \tau_n = n\Delta x \left(\frac{1}{v_{\text{кв}}} - \frac{1}{v_{\text{кс}}} \right). \quad (13.33)$$

Подставляя (13.33) в (13.25), получим

$$H_\theta(\omega) = \sum_{n=0}^{N-1} d_n e^{-jn\Delta x k} = D(k), \quad (13.34)$$

где k – разностное волновое число, характеризующее различие пространственных частот волны $k_{\text{в}}$ и линии суммирования $k_{\text{с}}$:

$$k = k_{\text{в}} - k_{\text{с}} = \frac{\omega}{v_{\text{кв}}} - \frac{\omega}{v_{\text{кс}}} = \frac{\omega}{v_{\text{к}}} \quad \text{или}$$

$$k = k_{\text{в}} - k_{\text{с}} = \omega u_{\text{кв}} - \omega u_{\text{кс}} = \omega u_{\text{к}}. \quad (13.35)$$

Во втором выражении вместо кажущейся скорости использована *кажущаяся медленность*. В данном случае параметр $u_{\text{к}} = 1/v_{\text{к}}$ является *разностной кажущейся медленностью* и определяется соотношением $u_{\text{к}} = u_{\text{кв}} - u_{\text{кс}}$.

Формула (13.34) выражает прямое преобразование Фурье, т. е. вычисляет *спектр дискретной функции весов* $d_n = d(n\Delta x)$. Чтобы подчеркнуть это обстоятельство, общее обозначение $H_\theta(\omega)$ частотной характеристики интерференционной системы изменено на обозначение $D(k)$, соответствующее спектру пространственной функции $d(n\Delta x)$.

При суммировании плоских волн интерференционная система выполняет фильтрацию колебаний по пространственной частоте. Характеристика направленности системы есть функция разностной пространственной частоты и вычисляется как спектр дискретной весовой функции. Характеристика $D(k)$ является периодической функцией пространственной частоты с периодом $K = 2\pi/\Delta x$. Функцию $D(k)$

называют также *обобщенной характеристикой интерференционной системы*, поскольку ее аргумент является пространственно-временным параметром.

Рассмотрим характеристику направленности однородной равномерной интерференционной системы для плоских волн. При $d_n \equiv 1$ имеем

$$D(k) = \sum_{n=0}^{N-1} e^{-jn\Delta x k}. \quad (13.36)$$

Если начало отсчета аргумента x выбрать в центре базы интерференционной системы, то дискретная последовательность равных весовых коэффициентов образует *четную функцию* с прямоугольной формой огибающей, которая симметрична относительно своей середины, где $x = 0$. Согласно свойству спектров четных функций, характеристика $D(k)$ является *действительной функцией*. Подобным свойством обладает всякая интерференционная система, веса которой распределены симметрично относительно центра базы. Такая система имеет *нулевую фазовую характеристику*, т. е. колебания на ее выходе совпадают по фазе с входными колебаниями в центре базы. Поэтому результат суммирования плоских волн всегда относят к этой точке.

Чтобы вычислить (13.36), следует, воспользовавшись известной формулой, найти сумму N членов геометрической прогрессии, знаменатель которой равен $e^{-j\Delta x k}$. При этом начало отсчета номеров каналов удобно поместить в центр базы суммирования. В результате получим формулу *характеристики направленности однородной интерференционной системы для плоских волн*:

$$D(k) = \frac{\sin \frac{N \Delta x k}{2}}{\sin \frac{\Delta x k}{2}}. \quad (13.37)$$

Функция $D(k)$, зависящая от двух параметров системы ($N, \Delta x$), имеет период повторения $K = 2\pi/\Delta x$ и максимальное значение $D(k)_{\max} = D(0) = N$. Поскольку для фильтра не важны абсолютные значения коэффициентов пропускания, целесообразно строить *нормированные характеристики интерференционных систем* в относительных величинах $|D(k)/D(0)|$.

Зафиксируем шаг между каналами Δx и сравним характеристики при разном числе N элементов системы, т. е. при разных длинах базы суммирования. На рис. 13.8, *a* приведены характеристики систем из четырех и восьми элементов. На каждой характеристике можно выделить две области – пропускания и подавления. *Областью пропускания* можно условно считать интервал волновых чисел от *главного максимума* при $k = 0$ до первого нулевого значения характеристики при $k = K/N$. Тогда *областью подавления* является интервал, который расположен между главным максимумом и *побочным максимумом* и имеет следующие граничные значения:

$$k_{rp\ 1} = \frac{K}{N} = \frac{2\pi}{N\Delta x} = \frac{2\pi}{L_m},$$

$$k_{rp\ 2} = \frac{K(N-1)}{N} = \frac{2\pi(N-1)}{N\Delta x} = \frac{2\pi(N-1)}{L_m}. \quad (13.38)$$

Здесь $L_m = N\Delta x$ – параметр, называемый *теоретической длиной базы суммирования*, в отличие от ее *реальной длины* $L = (N-1)\Delta x$. На рис. 13.8, *a* границы области пропускания характеристики направленности указаны для $N = 4$.

Если годограф волны совпадает с линией суммирования ($v_{kb} = v_{kc}$), то для всех частот ω ее спектра разностное волновое число k , согласно (13.35), равно нулю. Такая волна попадает в главный максимум характеристики и усиливается в N раз. Для нее нормированное значение характеристики равно 1. Волна, которая из-за больших значений разностных пространственных частот своих гармоник оказывается в области подавления, при суммировании относительно ослабляется. Волна с еще большими значениями k , близкими к периоду характеристики ($k = K = 2\pi/\Delta x$), попадает в область побочного максимума, где колебания вновь усиливаются. *Свойство периодичности характеристик направленности дискретных интерференционных систем необходимо всегда учитывать при их использовании* – во избежание усиления волн-помех с большими значениями волновых чисел. Эта ситуация аналогична *пространственному алиасингу* – образованию ложных (зеркальных) волновых чисел в спектрах функций, дискретно заданных в пространстве. *Интерференционная система не усиливает низкоскоростные волны-помехи, если выполняется условие, следующее из теоремы Котель-*

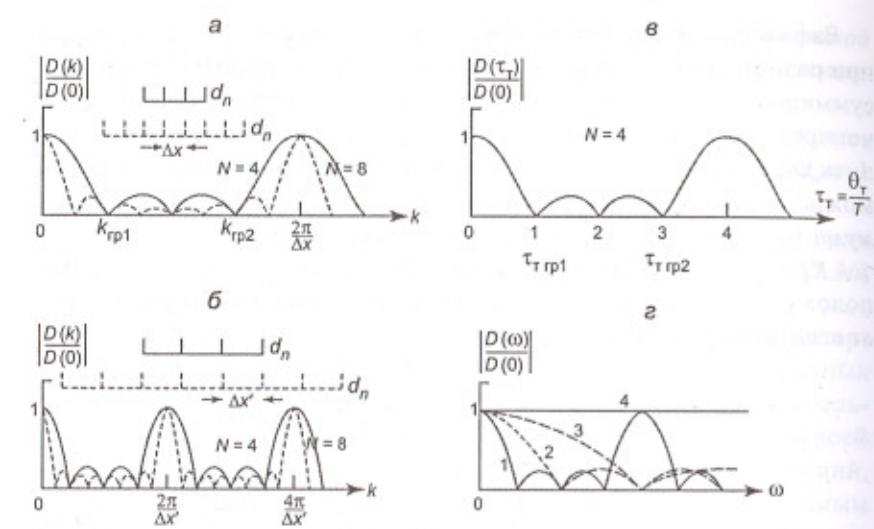


Рис. 13.8. Характеристики равномерных однородных интерференционных систем для плоских волн:
а – характеристики направленности при $N = 4$ и $N = 8$; б – аналогичные

характеристики при удвоенном шаге элементов; в – характеристики направленности при $N = 4$ в зависимости от временного сдвига волны на базе суммирования; г – частотные характеристики при $N = 4$ для различных значений v_k : 1 – $v_k = v_k'$, 2 – $v_k = 2v_k'$, 3 – $v_k = 4v_k'$, 4 – $v_k = \infty$

никова, т. е. их волновые числа не превосходят пространственной частоты Найквиста $k_N = \pi/\Delta x$ (п. 13.1.1).

Увеличение числа N элементов системы при постоянстве их шага ведет к сужению области пропускания характеристики, расширению области подавления и уменьшению уровня промежуточных максимумов, что означает усиление свойства направленности системы. Это видно из сравнения характеристик на рис. 13.8, а при $N = 4$ и $N = 8$.

На рис. 13.8, б изображены характеристики суммирования при тех же значениях $N = 4$ и $N = 8$, но при вдвое большем шаге элементов системы ($\Delta x' = 2\Delta x$). Период функции $D(k)$ здесь уменьшился вдвое, и соответственно сократились размеры областей пропускания и подавления. Теперь при $N = 4$ область пропускания та же, что была при $N = 8$. Ширина области пропускания зависит только от теоретической длины базы суммирования $L_m = N\Delta x$.

Физический смысл соотношений (13.38) становится ясней, если волновое число выразить через кажущуюся длину волны: $k = 2\pi/\lambda_k$. По значениям кажущейся длины волны область подавления гармонических колебаний располагается в интервале от $\lambda_{k\text{гр}1} = L_m$ до $\lambda_{k\text{гр}2} = L_m/(N-1) = (N/N-1)\Delta x$. Для плоской волны с кажущейся скоростью v_k пространственным параметрам λ_k , L_m , Δx соответствуют временные параметры $T = \lambda_k/v_k$, $\theta_T = L_m/v_k$, $\Delta t = \Delta x/v_k$. Как видно, интерференционной системой для плоских волн подавляются гармонические колебания периода T , которые на ее теоретической базе L_m имеют относительный временной сдвиг $\tau_T = \theta_T/T$ в диапазоне величин от $\tau_{T\text{гр}1} = 1$ до $\tau_{T\text{гр}2} = N-1$ (рис. 13.8, в).

Для волны с фиксированной кажущейся скоростью от обобщенной характеристики $D(k)$ можно перейти к обычной частотной характеристике $D(\omega)$. Достаточно на оси абсцисс значения k пересчитать в соответствующие значения $\omega = k v_k = k/u_k$, где u_k – разностная кажущаяся медленность волны относительно линии суммирования. Частотная характеристика $D(\omega)$ имеет период повторения $\Omega = Kv_k = 2\pi v_k/\Delta x$, т. е. растянута по оси ω пропорционально величине v_k . Для синфазно суммируемой волны $v_k = \infty$, и частотная характеристика равномерна: $D(\omega) = \text{const}$. Форма колебаний при этом не искажается интерференционной системой. Спектры остальных волн, годографы которых отклоняются от линии суммирования, подвергаются низкочастотной фильтрации. Ее граничная частота тем ниже, чем больше это отклонение, т. е. чем меньше величина v_k (рис. 13.8, г). Таким образом, при суммировании колебаний интерференционной системой происходит их низкочастотная фильтрация.

Иногда плоские волны фильтруют с помощью неоднородных интерференционных систем. Обычно используют симметричные функции весов $d(n\Delta x)$, убывающие от центра базы к ее краям. При линейном убывании до нуля весовую функцию в соответствии с формой ее огибающей называют треугольной. Характеристика направленности суммирования с треугольной весовой функцией выражается формулой

$$D(k) = \frac{2}{N+1} = \frac{\sin^2 \frac{(N+1)\Delta x k}{2}}{\sin^2 \frac{\Delta x k}{2}}. \quad (13.39)$$

Бывают и более сложные виды весовых функций – трапецидальные, косинусоидальные, колокольные и др. Достоинством суммирования с весами, убывающими от центра базы, является то, что снижается уровень промежуточных максимумов характеристики $D(k)$, т. е. усиливается подавление регулярных волн-помех. Но одновременно снижается направленность интерференционной системы, так как расширяется область пропускания ее характеристики. К тому же снижается статистический эффект суммирования.

13.2.3. Группирование сейсмоприемников и источников

Группирование сейсмоприемников – самый распространенный вид суммирования плоских волн, без которого обычно не обходятся работы МОВ. При этом на каждый канал сейсмостанции подаются суммарные колебания от ряда приемников, установленных в близких точках (п. 8.2.3).

Группирование – частный случай суммирования плоских волн, когда колебания, происходящие в разных точках, складывают без относительных временных сдвигов: $\Delta t \equiv 0$. Формально это означает, что линия суммирования $\tau(x)$ не имеет наклона, т. е. характеризуется бесконечной кажущейся скоростью ($v_{kc} = \infty$) и нулевым волновым числом ($k_c = 0$). В таком случае в формуле (13.35) разностные параметры волны v_k и k равны истинным значениям ее соответствующих параметров v_{kb} и k_b . Для группирования справедливы все свойства характеристик направленности, рассмотренные выше, причем параметры v_k и k в формулах (13.34)–(13.39) следует понимать как кажущуюся скорость и пространственную частоту наблюдаемой волны.

Эффект продольного группирования приемников состоит в следующем. Отраженные волны, идущие снизу, практически одновременно выходят на поверхность наблюдения в близких точках и усиливаются при их синфазном суммировании на выходе группы. Волны-помехи, распространяющиеся от источника вдоль поверхности наблюдения с невысокими скоростями, приходят к соседним приборам группы с существенными временными сдвигами, из-за чего при суммировании относительно ослабляются. Выбор оптимальных параметров группы N и Δx заключается в том, чтобы при наименьших ее размерах обеспечить необходимое подавление низкоскоростных волн-помех.

Для расчета параметров группы необходимо знать спектральный диапазон и диапазон кажущихся скоростей регулярных волн-помех. Пусть для этих волн $\omega_{\min} < \omega < \omega_{\max}$ и $v_{k\min} < v_k < v_{k\max}$. Тогда их пространственные частоты находятся в диапазоне $k_{\min} < k < k_{\max}$, ограниченном значениями

$$k_{\min} = \frac{\omega_{\min}}{v_{k\max}}, \quad k_{\max} = \frac{\omega_{\max}}{v_{k\min}}. \quad (13.40)$$

Однородная группа приемников ослабит помехи, если диапазон их волновых чисел уложится в область подавления характеристики $D(k)$, границы которой определяют формулы (13.38). Принимая $k_{\text{тр1}} = k_{\min}$ и $k_{\text{тр2}} = k_{\max}$, найдем искомые параметры:

$$N = \frac{k_{\max}}{k_{\min}} + 1, \quad \Delta x = \frac{2\pi}{k_{\max} + k_{\min}}. \quad (13.41)$$

В этих формулах не учитывается исходное соотношение интенсивностей полезных и мешающих волн, без чего нельзя определить, обеспечивает ли расчетная группа достаточное подавление помех. Нетрудно установить, что в области подавления средний уровень характеристики направленности $D(k)$ примерно в N раз ниже ее максимального значения при $k = 0$ (рис. 13.8). Следовательно, *ослабляя регулярные волны, интерференционная система увеличивает отношение сигнал/помеха в N раз*. Такова теоретическая оценка, получаемая для идеальных условий суммирования упругих колебаний. Однако в реальных условиях (неровный рельеф местности, неоднородности ЗМС, флуктуации кинематических и динамических параметров полезных и мешающих волн) эффект направленности группы приемников может снижаться в 1,5–2 раза и более, что необходимо учитывать. Если при интенсивных волнах-помехах расчетная группа не обеспечивает достаточной степени их подавления, то следует увеличить количество N приемников. При этом можно, не удлиняя базы группирования, уменьшить шаг приборов Δx либо, наоборот, удлинить базу, сохраняя расчетную величину шага. Выбор подходящего варианта контролируется соответствующей характеристикой направленности группы.

В линейных группах, применяемых на практике, число приборов варьирует от 5–10 до 20–30 и расстояния между ними составляют от 2 до 10 м. Весьма нежелательно при группировании перекрытие соседних баз: нивелируются индивидуальные особенности колебаний, ре-

гистрируемых соседними каналами сейсмостанции, и возрастает коррелированность волн-помех на сейсмических трассах; к тому же перекрытие групп приемников осложняет подготовку сейсмической расстановки.

Группирование приемников, выполняемое с целью ослабления случайных помех, называется *статистическим*. Здесь нет необходимости располагать приборы вдоль профиля. Наоборот, выгоднее установить их в поперечном направлении, чтобы обеспечить синфазное суммирование регулярных волн, распространяющихся вдоль профиля. Статистический эффект однородного группирования равен \sqrt{N} . Для существенного его увеличения необходимо устанавливать большое число приборов на канал. В таких случаях удобны площадные расстановки сейсмоприемников, позволяющие сделать группу более компактной.

При группировании источников упругие колебания одновременно возбуждают в ряде точек профиля. Возникающие волны, распространяясь различными путями, приходят в одну точку наблюдения, где установлен сейсмоприемник. Для полезной волны, отраженной от глубокой границы, различия во временах пробега незначительны и она складывается практически синфазно. Волна-помеха, имеющая относительно невысокую кажущуюся скорость, приходит от разных источников в точку приема со значительными фазовыми сдвигами колебаний, которые при суммировании гасят друг друга.

Формально рассмотренная ситуация не отличается от группирования сейсмоприемников при работе с одним источником: на основании принципа взаимности волновая картина не изменится, если источники и приемники поменять местами. Поэтому теория интерференционных систем, суммирующих плоские волны без дополнительных временных сдвигов, справедлива для группирования источников в той же мере, как и для группирования приемников. Это касается характеристик направленности, статистического эффекта и расчета параметров групп. Некоторые вопросы методики группирования источников были рассмотрены ранее (п.п. 8.2.1, 8.2.2):

Теоретически интерференционную систему с одинаковым эффектом можно реализовать как в виде группы приемников, так и в виде группы источников, но практически между обоими вариантами имеется большая разница. Группирование источников выполнить намного сложнее, чем группирование приемников: каждый взрывной источник – это отдельный заряд ВВ в отдельной скважине, а каждый не-

взрывной источник – отдельная техническая установка. Поэтому многоэлементные группы на небольших базах для подавления самых низкоскоростных помех всегда реализуют с помощью сейсмоприемников. Но если помехи имеют широкий диапазон скоростей, включающий также и относительно высокие значения v_k , то для их подавления требуется очень длинная база группирования приемников при малом шаге Δx . Получается многократное перекрытие соседних групп, снижающее качество сейсмических записей. В таком случае применяют группирование источников, рассчитывая их систему для подавления помех с относительно высокими скоростями. Остальные помехи ослабляют группированием приемников. При совместном группировании приемников и источников *результатирующая характеристика направленности и общий статистический эффект равны произведению соответствующих функций обеих интерференционных систем*.

13.2.4. Направленный прием и направленное излучение

Рассмотренные выше интерференционные системы суммируют колебания без относительных временных сдвигов, т. е. настроены на усиление волн с очень высокими значениями кажущихся скоростей. Однако при наблюдениях на больших дистанциях, а также при значительных наклонах сейсмических границ отраженные волны могут приходить к поверхности под углами падения, существенно отличающимися от нормального. Имея пониженные значения кажущихся скоростей, полезные волны попадают в область подавления характеристик направленности таких интерференционных систем. В подобных обстоятельствах для усиления отраженных волн необходимо суммировать колебания с предварительным введением временных сдвигов, компенсирующих их запаздывание от трассы к трассе. Направления подхода полезных волн могут быть различными и заранее не известными. Поэтому суммирование трасс необходимо выполнять с различными временными сдвигами, перебирая их значения в диапазоне возможных наклонов гидографов отраженных волн на базе приема. На такой процедуре основан метод обработки данных МОВ, который получил название *регулируемого направленного приема (РНП)*.

Характеристика направленности суммирования РНП по отношению к плоской волне с кажущейся скоростью v_{kb} определяется формулой (13.34). Обычно используют равновесное суммирование, характе-

ристика которого имеет вид (13.37). Когда наклоны линии суммирования и годографа волны совпадают или близки ($v_{kc} \approx v_{kb}$), разностные волновые числа k для всех гармоник равны нулю или очень малы, так что волна целиком проходит через главный максимум характеристики направленности. Волна, у которой годограф отклоняется от линии суммирования, попадает в область подавления характеристики направленности тем скорее, чем более высокочастотным является ее спектр, т. е. меньше периоды составляющих гармоник. По отношению к таким волнам направленное суммирование обладает более высокой разрешающей способностью. Поэтому высокочастотная фильтрация записей, предшествующая суммированию, является принципиальным моментом в методе РНП.

Результат сложения колебаний N трасс сейсмограммы при заданном временном сдвиге δt на базе суммирования образует одну *суммогорассу*. Изменяя величину δt с определенным шагом, получим набор суммогорасс для одной базы суммирования, который называется *суммолентой РНП*. Если исходная сейсмограмма является записью колебаний в координатах (t, x) , то результат ее преобразования – суммолента РНП представляет волновое поле в координатах $(t, \delta t)$. Каждой плоской волне на исходной записи соответствует область *разрастания амплитуд* на суммоленте, которая охватывает несколько соседних суммогорасс. В центре разрастания, на суммогорассе с максимальной амплитудой колебаний, сигнал имеет ту же форму и то же время вступления, что и в центре базы приема. На суммоленте РНП можно раздельно наблюдать регулярные волны, которые тесно интерферируют на исходной сейсмограмме, что позволяет детальнее анализировать сложную волновую картину.

Принцип регулируемой направленности осуществим не только при приеме, но и при возбуждении колебаний. По существу речь идет о группировании источников с введением временных задержек между моментами их возбуждения. Согласно принципу взаимности, такая система регулируемого направленного излучения (РНИ) эквивалентна направленному приему колебаний при соответствующих сдвигах во временах суммируемых трасс. Полевым вариантом РНИ является способ *управляемого плоского фронта*, при котором в группе скважин, расположенных на большой базе, производят подрыв зарядов с линейно возрастающими по профилю задержками во времени. Недостаток такой методики – в усложнении полевых работ и фиксированной направленности излучения, оправданной лишь при достаточно точ-

ном знании параметров исследуемых границ. В лабораторном варианте подобный эффект достигается разновременным суммированием записей колебаний от отдельных источников группы. При этом имеется возможность регулировать направленность излучения. Процедура суммирования не отличается от РНП.

13.2.5. Суммирование неплоских волн.

Метод ОСТ (ОГТ)

При суммировании отраженных волн на больших базах, размеры которых сравнимы с глубинами до исследуемых границ, кривизну годографов приходится учитывать в расчетах интерференционных систем. При этом гиперболическую форму годографов удобно аппроксимировать квадратичной параболой.

На сейсмограммах ОТВ и ОТП форма годографа отраженной волны при фиксированном значении t_0 определяется двумя независимыми параметрами – скоростью v в покрывающей толще и углом наклона ϕ отражающей границы. Поскольку они заранее не известны, суммирование записей приходится выполнять, перебирая возможные значения скоростей и углов. Такая двумерная процедура очень громоздка, и ее материалы сложно анализировать. Поэтому при обработке данных МОВ суммирование отраженных волн выполняют преимущественно по сейсмограммам ОСТ (ОГТ). Положение минимума годографа здесь неизменно, а его форма (кривизна) при фиксированном значении t_0 определяется лишь одним параметром $v_{OTP} = v/\cos\phi$ (п. 4.2.3). Это позволяет суммировать колебания с перебором только значений v_{OTP} . Реализуемая таким путем интерференционная система для неплоских волн составляет основу метода общей средней (глубинной) точки – МОСТ (МОГТ).

На практике суммирование обычно выполняют с равными весами для всех трасс. Его *комплексную частотную характеристику* получим из (13.25) приняв $d_n \equiv 1$:

$$H_0(\omega) = \sum_{n=0}^{N-1} e^{-j\omega\theta_n}, \quad (13.42)$$

где $\theta_n = t_n - \tau_n$ – отклонение годографа волны t_n от линии суммирования τ_n на трассе n . Линию суммирования, как и годограф отраженной волны, считаем по форме квадратичной параболой с минимумом в общей

средней (глубинной) точке, где $x = n = 0$. Тогда разностная функция $\theta(x) = \theta_n$ также является параболой второй степени от координаты (номера) трассы n и может быть представлена в виде

$$\theta_n = \frac{n^2}{(N-1)^2} \theta_L, \quad (13.43)$$

где θ_L – максимальное запаздывание волны относительно линии суммирования на конце базы приема длиной $L = (N-1)\Delta x$. Представим характеристику направленности суммирования (13.42) как функцию обобщенного аргумента $\omega\theta_L$:

$$H(\omega\theta_L) = \sum_{n=0}^{N-1} e^{-j \frac{n^2}{(N-1)^2} \omega\theta_L}. \quad (13.44)$$

Эта формула не выражается в элементарных функциях. Амплитудную и фазовую характеристики рассчитывают численными методами:

$$\text{mod } H(\omega\theta_L) = |H(\omega\theta_L)| = \sqrt{A^2(\omega\theta_L) + B^2(\omega\theta_L)},$$

$$\arg H(\omega\theta_L) = \arctg \frac{B(\omega\theta_L)}{A(\omega\theta_L)},$$

$$A(\omega\theta_L) = \sum_{n=0}^{N-1} \cos \frac{n^2}{(N-1)^2} \omega\theta_L,$$

$$B(\omega\theta_L) = \sum_{n=0}^{N-1} \sin \frac{n^2}{(N-1)^2} \omega\theta_L. \quad (13.45)$$

Характеристика направленности является периодической функцией обобщенного аргумента с периодом повторения $\Omega\theta_L = 2\pi(N-1)^2$. Для ее основного максимума, в который попадает синфазно суммируемая волна с $\theta_L = 0$, имеем, подобно всем однородным интерференционным системам, $H(0) = N$.

На рис. 13.9, а, б показаны нормированные амплитудные характеристики направленности криволинейного суммирования для двенадцатикратной и шестикратной систем наблюдений. При криволинейном

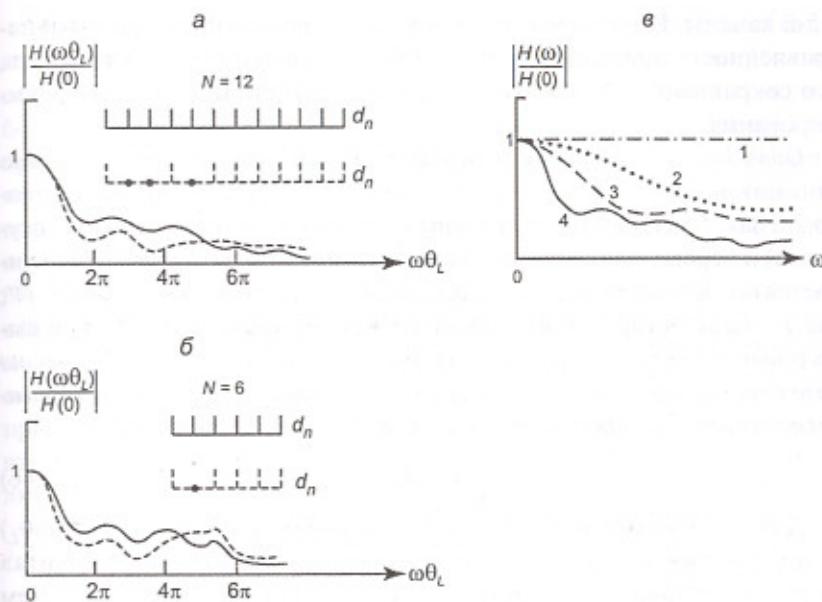


Рис. 13.9. Характеристики криволинейного суммирования по ОГТ:
а, б – характеристики направленности при $N = 12$ и $N = 6$ с использованием всех или части трасс; в – частотные характеристики при $N = 12$: 1 – $\theta_L = 0$,
2 – $\theta_L = \theta'_L$, 3 – $\theta_L = 2\theta'_L$, 4 – $\theta_L = 4\theta'_L$

суммировании в области подавления характеристик направленности не происходит столь значительного ослабления колебаний, как в случае суммирования плоских волн. Это объясняется нелинейностью функции запаздывания θ_n : вблизи своих минимумов гидографы отраженных волн весьма пологи и при фиксированном значении t_0 очень близки друг к другу даже тогда, когда их параметры существенно различны. Поэтому на ближайших к источнику трассах происходит почти синфазное сложение даже тех волн, гидографы которых в целом не соответствуют кривизне линии суммирования. Неблагоприятную ситуацию можно несколько улучшить путем приближенной линеаризации функции запаздывания за счет исключения из обработки отдельных трасс, записанных при малых дистанциях. Так, при шестикратной системе наблюдений с фланговой расстановкой из суммирования исключают 2-й канал сейсмограммы, а при двенадцатикратной системе исключают 2-й, 3-й

и 5-й каналы. Получаемые при этом улучшенные характеристики направленности приведены на рис. 13.9, а, б. Однако следует учитывать, что сокращение числа каналов снижает статистический эффект суммирования.

Областью пропускания характеристики направленности условно считают интервал обобщенного аргумента $\omega\theta_L$ протяженностью около 2π , заключенный между главным максимумом (при нулевом аргументе) и первым минимумом функции $H(\omega\theta_L)$. За его пределами начинается область подавления характеристики. Поскольку $\omega\theta_L = 2\pi\theta_L/T$, где T – период гармоники, можно сделать важный практический вывод: *интерференционная система подавляет те волны, у которых на базе приема запаздывание относительно линии суммирования достигает видимого периода колебаний T_B , т. е.*

$$\theta_L \geq T_B. \quad (13.46)$$

Для волн с определенным значением параметра θ_L функцию $H(\omega\theta_L)$ нетрудно превратить в частотную характеристику $H(\omega)$, пересчитав значения обобщенного аргумента $\omega\theta_L$ в значения частоты ω . Чем меньше величина запаздывания θ_L , тем сильнее характеристика растягивается по оси ω . При синфазном суммировании она становится равномерной – $H(\omega) \equiv N$, т. е. выходные колебания, усиленные в N раз, по форме идентичны исходной волне. В остальных случаях происходит низкочастотная фильтрация суммируемых колебаний, причем полоса пропускания фильтра сужается по мере увеличения параметра запаздывания (рис. 13.9, в).

Суммирование по ОСТ (ОГТ) применяют как эффективное средство подавления высокоскоростных волн-помех, каковыми являются многократные отражения. Их годографы нередко столь мало отличаются по кривизне от годографов однократно отраженных волн, что выполнить условие подавления помехи (13.46) удается лишь при базах приема, имеющих длину 2–3 км и более. Чем выше частота колебаний, т. е. меньше их период, тем короче база, удовлетворяющая указанному условию. Однако с уменьшением видимого периода колебаний T_B повышаются требования к точности введения статических и кинематических поправок, которые обеспечивают синфазное суммирование полезных волн. Случайная среднеквадратическая погрешность этих поправок не должна превышать 10% от величины видимого периода полезных колебаний.

Рис. 13.10 на схематическом примере демонстрирует эффект относительного ослабления регулярной волны-помехи при суммировании сейсмических трасс по методу ОГТ. На рис. 13.10, а показана модель 6-канальной сейсмограммы $y_n(t)$, $n = 0, 1, \dots, 5$, на которой совместно присутствуют однократное отражение с годографом $t_{од}$ и более интенсивное многократное отражение с годографом $t_{мн}$. После введения нормальных кинематических поправок исправленный годограф полезной волны $t_{од}^{исп}$ распрямляется, а годограф волны-помехи $t_{мн}^{исп}$ имеет на базе наблюдения остаточное запаздывание θ_L , близкое по величине к видимому периоду колебаний T_B (рис. 13.10, б). Суммопротресса $\bar{y}(t_0)$ получается в результате синхронного сложения трасс исправленной сейсмограммы (рис. 13.10, в). Полезная волна стала относительно сильнее, причем амплитудное отношение сигнал/помеха увеличилось в 2,5 раза, что соответствует значению характеристики направленности параболического суммирования при $N = 6$ (рис. 13.9, а).

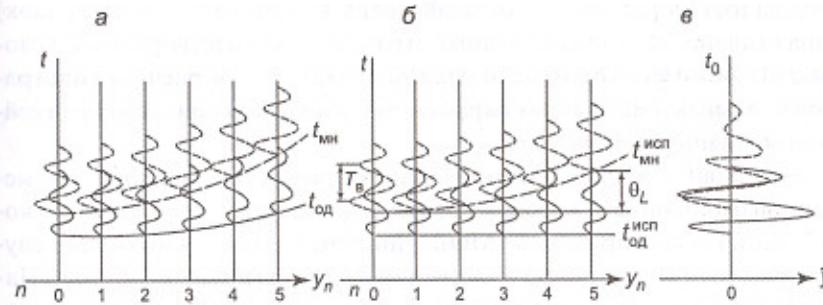


Рис. 13.10. Модельный пример ослабления многократного отражения при суммировании трасс по методу ОГТ (пояснения – в тексте)

Полевые наблюдения, обрабатываемые методом ОГТ, выполняют по методике многократных перекрытий (п. 8.1). Кратность перекрытия K определяет число трасс N в сейсмограммах ОГТ: $N = K$. При проектировании системы наблюдений величину кратности выбирают исходя из отношения сигнал/помеха в регистрируемом волновом поле. Как показывает сейсморазведочная практика, при выполнении условия (13.46) суммирование N -канальной сейсмограммы ОГТ повышает интенсивность полезных волн относительно много-

кратных отражений в $(0,3\text{--}0,6)N$ раз. Пусть на исходных трассах целевое отражение (сигнал) имеет амплитуду $a_{\text{од}}$ и многократное отражение (помеха) характеризуется амплитудой $a_{\text{мн}}$. Потребуем, чтобы в результате суммирования по ОГТ отношение сигнал/помеха достигло величины 3, обеспечивающей надежное прослеживание отражающего горизонта на временном разрезе. Тогда необходимая канальность сейсмограмм ОГТ и, следовательно, кратность перекрытия определяется соотношением:

$$K = N = \frac{3}{0,3 + 0,6} \frac{a_{\text{мн}}}{a_{\text{од}}} = (5 \div 10) \frac{a_{\text{мн}}}{a_{\text{од}}}. \quad (13.47)$$

В соответствии с этой оценкой выбирают подходящую величину кратности перекрытия из ряда допустимых значений K , применяемых на практике (п. 8.2).

Длину приемной расстановки L и положение источника относительно нее выбирают такими, чтобы на базе суммирования по ОГТ обеспечивалось остаточное (после введения кинематических поправок) запаздывание θ_L многократного отражения, удовлетворяющее условию (13.46). Необходимые оценки получают путем расчета годографов полезных и мешающих отраженных волн для заданной модели сейсмогеологического разреза.

На криволинейном суммировании сейсмических трасс основан метод дифракционного преобразования (*D*-преобразования) упругих колебаний, регистрируемых в МОВ. Линиями суммирования здесь служат расчетные годографы элементарных дифрагированных волн. Направленное и статистическое действия такого суммирования оценивают исходя из общей теории интерференционных систем для неплоских волн. Этот метод преобразования сейсмограмм и временных разрезов с целью учета сейсмического сноса является одним из способов миграции волнового поля (п. 15.1.4).

13.2.6. Вычитание волн-помех

Вычитание волн-помех с прямолинейными и криволинейными осями синфазности является разновидностью многоканальной фильтрации. Как ранее отмечалось (п. 13.2.1), вычитание регулярных волн можно осуществить путем взвешенного суммирования колебаний вдоль их годографов, если сумма весов всех каналов равна нулю. Не-

достаток таких «жестких» фильтров с фиксированными параметрами состоит в том, что неизбежные при всякой фильтрации искажения волновой картины происходят даже в тех ее областях, где отсутствуют подавляемые помехи. Поэтому на практике часто используют *адаптивные процедуры вычитания*, которые реализуются в два приема: сначала с помощью обычного суммирования оценивают форму и интенсивность волны-помехи, затем ее вычитают из исходных трасс.

По сейсмограммам ОТВ при необходимости проводят вычитание волн-помех с постоянными *кажущимися скоростями* в заданном диапазоне $v_{\text{k min}} \text{--} v_{\text{k max}}$. Как правило, применяют небольшую скользящую базу фильтрации из нечетного числа ($N = 5\text{--}9$) трасс $y_n(t)$, в пределах которой волны стабильны по форме и интенсивности. Отсчеты N трасс суммируют вдоль пучка прямолинейных годографов в заданном диапазоне v_{k} , и сумму нормируют к уровню интенсивности исходных трасс:

$$m_0(t) = \frac{1}{NP} \sum_{p=1}^P \sum_{n=-\frac{N-1}{2}}^{\frac{N-1}{2}} y_n(t + n\tau_p), \quad (13.48)$$

где P – количество линий суммирования в пучке; τ_p – временной сдвиг p -й линии суммирования на шаг каналов Δx . Результат фильтрации $\tilde{y}_0(t)$ для трассы $n = 0$ получают, вычитая из исходной трассы $y_0(t)$ оценку мешающих колебаний $m_0(t)$:

$$\tilde{y}_0(t) = y_0(t) - m_0(t). \quad (13.49)$$

Вычитание многократных отражений с криволинейными годографами делают по сейсмограмме ОГТ. Сперва в ее трассы вводят кинематические поправки, отвечающие скоростям $v_{\text{ОГТ}}$ многократных волн. Последние должны быть известны априорно или найдены путем анализа спектров скоростей (п. 14.2.3). Суммируя исправленные таким путем записи колебаний, получают суммопрессу ОГТ с усиленными многократными и ослабленными однократными волнами. Она служит моделью помех при нулевой дистанции. Вводя в нее *обратные кинематические поправки* для многократных отражений, получают модельную сейсмограмму ОГТ волн-помех. Ее вычитают из исходной сейсмограммы ОГТ, тем самым отфильтровывая многократные отражения. Последующая обработка выполняется обычным образом, позволяя получить временной разрез, на котором существенно ослаблены волны-помехи.

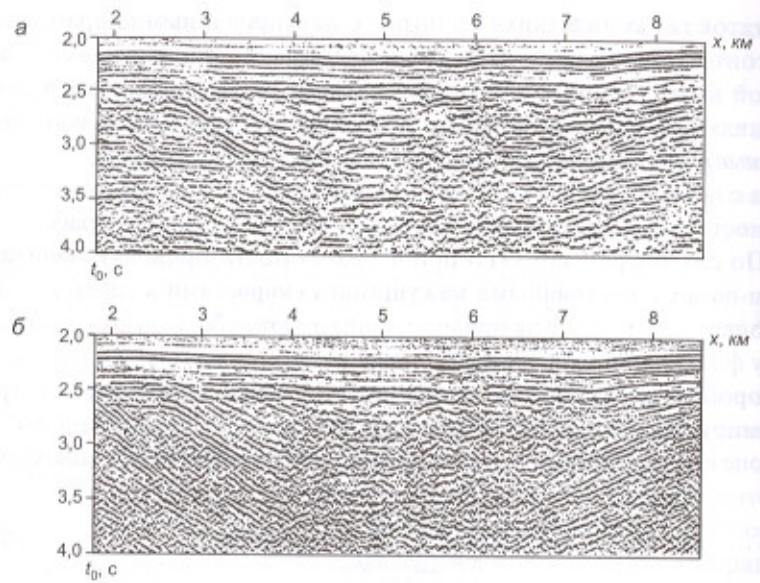


Рис. 13.11. Временной разрез МОГТ, полученный:
а – без вычитания многократных отражений; б – с вычитанием
многократных отражений

Эффективность процедуры вычитания многократных отражений демонстрирует рис. 13.11. На временном разрезе, построенном без вычитания помех (рис. 13.11, а), в интервале времен 2,5–4,0 с наблюдается интерференция крутопадающих и пологих осей синфазности, что делает неоднозначной интерпретацию волновой картины. При обработке того же материала с вычитанием волн-помех принадлежащие им пологие оси практически исключены из разреза (рис. 13.11, б).

Контрольные вопросы

1. Каков двумерный частотный спектр плоской бесконечной в пространстве волны и как он изменяется при ограничении базы наблюдения волны?
2. Что определяют параметры, называемые временной частотой Найквиста и пространственной частотой Найквиста?

3. Составьте схему пространственно-временной фильтрации волновой картины при смещающейся по профилю базе фильтра.
4. В чем сложность реализации оптимальной пространственно-нестационарной фильтрации и в каких условиях оправдано ее применение?
5. В чем сущность веерной фильтрации и что такое стандартный веерный фильтр?
6. Каковы недостатки веерной фильтрации и чем они обусловлены?
7. Как реализуется когерентная фильтрация и в чем ее преимущество перед веерной фильтрацией?
8. Объясните назначение и принцип действия частотно-пространственный деконволюции.
9. Что такое преобразование Радона и чем объясняется его эффективность при двумерной фильтрации волновой картины?
10. По какой причине интерференционные системы имеют в сейсморазведке большое значение и какие их разновидности находят практическое применение?
11. Почему частотную характеристику интерференционной системы называют ее характеристикой направленности?
12. Что такое коэффициент направленного действия интерференционной системы и какое ее свойство он характеризует?
13. Что такое статистический эффект интерференционной системы и в каких случаях он максимальен?
14. Какая интерференционная система называется однородной и равномерной?
15. Какую разновидность двумерной фильтрации реализует интерференционная система для плоских волн?
16. Каковы свойства характеристики направленности однородной интерференционной системы для плоских волн и где находится ее область пропускания и подавления?
17. Почему необходимо учитывать свойство периодичности характеристик направленности интерференционных систем?
18. Как изменится характеристика направленности интерференционной системы для плоских волн, если увеличить количество ее элементов при том же их шаге или, наоборот, увеличить шаг элементов при сохранении их количества?

19. Почему интерференционная система имеет свойство фильтра низких временных частот?
20. Объясните эффект ослабления волн-помех при продольном группировании приемников и источников.
21. Как рассчитываются параметры продольных групп приемников или источников – количество элементов и их шаг по профилю?
22. Как определяется эффект совместного группирования приемников и источников?
23. Каково назначение процедуры регулируемого направленного приема при обработке сейсмограмм?
24. В чем заключается принципиальное различие характеристик направленности криволинейного и прямолинейного суммирования колебаний?
25. При каком временном сдвиге регулярной волны на базе интерференционной системы обеспечивается ее подавление?
26. Из каких соображений определяют параметры системы наблюдений МОВ – диапазон дистанций и кратность перекрытия – для получения данных, обрабатываемых по методу ОСТ?
27. Как выполняется вычитание волн-помех с прямолинейными и криволинейными осями синфазности?

Глава 14. Определение сейсмических скоростей

Знание скоростей в покрывающей толще необходимо для построения сейсмических границ. Кроме того, скорости упругих волн в горных породах представляют самостоятельный интерес, поскольку они связаны с такими важными характеристиками пород, как литологический состав, пористость, трещиноватость, флюидонасыщенность, пластовое давление и др.

14.1. Прямые измерения скоростей [8, 47]

Измерения скоростей во внутренних точках среды и в условиях естественного залегания пород дают наиболее достоверные результаты, на которые опирается интерпретация полевых сейсморазведочных наблюдений.

14.1.1. Обработка данных сейсмического и акустического каротажа

Сейсмический (интегральный) каротаж (СК) служит для изучения скоростного разреза геологической среды, который характеризуется пластовыми и средними скоростями. В СК измеряют времена пробега прямой волны от источника, расположенного на поверхности, до сейсмоприемников, опущенных в скважину на различные глубины (п. 9.1.3). Зависимость времени прихода волны от глубины точки наблюдения образует вертикальный годограф. Различают продольный вертикальный годограф, когда источник расположен возле устья каротируемой скважины, и непродольный вертикальный годограф, когда он отнесен в сторону.

Для определения пластовых и средних скоростей используют продольные вертикальные годографы. Непродольные годографы должны быть предварительно пересчитаны к условиям, когда источник расположен возле устья скважины. Методы пересчета (приведения) годографов зависят от принятой модели среды. В простейшем случае, считая среду однородной, времена непродольного годографа $t'(z)$ пе-

рассчитывают во времена продольного гидографа $t(z)$ по простой формуле

$$t(z) = t'(z) \frac{z}{\sqrt{z^2 + d^2}}, \quad (14.1)$$

где z – глубина точки наблюдения и d – расстояние на поверхности от источника до скважины. Если допущение об однородности среды вносит в расчеты существенные погрешности, то используют более сложные формулы приведения, учитывающие преломление лучей на промежуточных границах.

При сейсмокаротажных наблюдениях необходимо строго контролировать точность отметки момента и постоянство условий возбуждения, создаваемого взрывным, ударным или вибрационным источником. С этой целью используют записи контрольных сейсмоприемников, устанавливаемых на поверхности возле источника и каротируемой скважины. По ним в наблюденные времена вносят необходимые поправки.

Наблюдения прямой волны вдоль ствола каротируемой скважины могут осложняться кабельными и трубными волнами-помехами, для ослабления которых используют специальные методические и технологические приемы (п. 9.1.3).

По продольному вертикальному гидографу прямой волны $t(z)$ исследуемый разрез разделяют на ряд относительно однородных слоев – сейсмических пластов (рис. 14.1). Для этого гидограф $t(z)$ аппроксимируют ломаной линией, каждый отрезок которой соответствует постоянной пластовой скорости $v_{\text{пл}}$, вычисляемой по формуле

$$v_{\text{пл}} = \frac{\Delta z}{\Delta t}, \quad (14.2)$$

где Δz – мощность пласта и Δt – время пробега волны в нем.

Среднюю скорость $v_{\text{ср}}$ в покрывающей толще для любой глубины z определяют по формуле

$$v_{\text{ср}} = \frac{z}{t} \quad (14.3)$$

и строят графики ее зависимости от глубины $v_{\text{ср}}(z)$ и времени пробега волны $v_{\text{ср}}(t)$, показанные на рис. 14.1. Для точного определения средней скорости следует использовать продольный гидограф вступлений

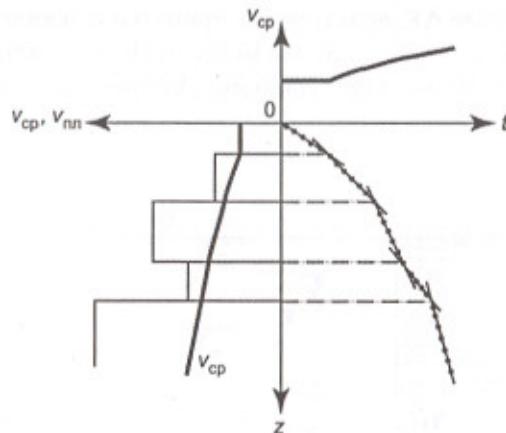


Рис. 14.1. Определение скоростей по продольному вертикальному гидографу сейсмического каротажа

прямой волны, т.е. времена прихода ее фронта. В противном случае средние скорости, вычисленные по гидографам последующих фаз этой волны, будут систематически занижены.

Интегральный каротаж, выполняемый на обычных сейсмических частотах с шагом по скважине 10–20 м, позволяет выделять сейсмические пласти, мощность которых измеряется многими десятками и сотнями метров. Более детальную информацию о скоростном разрезе получают с помощью акустического (дифференциального) каротажа (АК), использующего упругие колебания частотой до 20 кГц и более (п. 9.1.3). Измеряя время пробега волны δt вдоль стенки скважины на постоянном интервале (базе наблюдения) длиной δz , вычисляют зависимость интервальной скорости от глубины:

$$v_{\text{инт}}(z) = \frac{\delta z}{\delta t}. \quad (14.4)$$

При достаточно малой базе δz , которая обычно не превосходит 1 м, интервальная скорость близка к своему теоретическому пределу – истинной скорости v , определяемой соотношением

$$v(z) = \frac{dz}{dt}. \quad (14.5)$$

Поэтому данные АК практически принимают в качестве *истинной скорости* распространения сейсмических волн в горных породах (рис. 14.2). Относительная погрешность таких измерений скорости составляет несколько процентов.

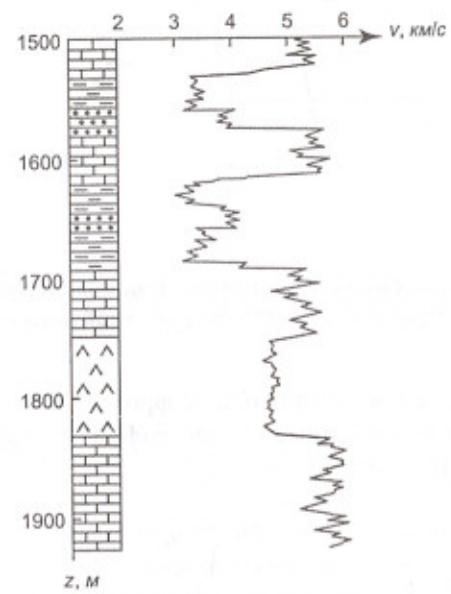


Рис. 14.2. Скоростная характеристика разреза по данным акустического каротажа

Найденная зависимость $v(z)$ позволяет по данным АК вычислить продольный вертикальный годограф прямой волны

$$t(z) = \int_0^z \frac{dz}{v(z)}. \quad (14.6)$$

Это дает возможность увязать между собой результаты дифференциального и интегрального каротажа одной скважины. Причиной их систематического расхождения может быть частотная дисперсия, из-за которой скорости по данным АК оказываются несколько большими, чем по данным СК (п. 1.2).

Наиболее полные сведения о скоростном строении разреза получают, когда наряду с продольными волнами при каротаже регистрируют также прямые поперечные волны. Знание скоростей v_p и v_s расширяет возможности теоретических расчетов волновых полей и геологической интерпретации реальных сейсморазведочных данных.

14.1.2. Вертикальное сейсмическое профилирование

При ВСП в скважине регистрируют не только вступления прямой волны, но и последующие колебания (п. 9.1.3). Многоканальные сейсмограммы ВСП используют для выявления, прослеживания и оценки параметров различных типов волн, распространяющихся по разрезу сверху вниз и снизу вверх. Пример такой сейсмограммы, в сопоставлении с наблюдениями на поверхности, представлен на рис. 14.3. На записях ВСП хорошо видны восходящие к поверхности отраженные волны, которые также четко фиксируются и на сейсмограмме горизонтального профиля, проходящего вблизи скважины. На сейсмограмме ВСП присутствует множество нисходящих волн, отразившихся от дневной поверхности либо подошвы ЗМС. Они образуют многократные отражения, регистрируемые при скважинных и полевых наблюдениях.

Волновое поле во внутренних точках среды имеет сложный характер, однако различие в направлениях распространения волн облегчает

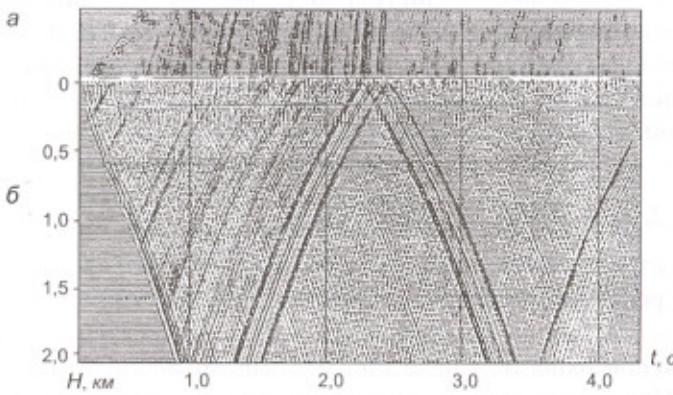


Рис. 14.3. Сейсмограмма ВСП (б) в сопоставлении с сейсмограммой, записанной на горизонтальном профиле возле скважины (а)

ет анализ интерференционной картины. Для улучшения прослеживания целевых волн при обработке применяют различные виды частотной и многоканальной фильтрации. Вводя статические и кинематические поправки, сейсмограммы продольных и непрородольных наблюдений ВСП можно преобразовать в динамические временные разрезы, которые увязываются с временными разрезами по горизонтальным профилям.

По временам первых вступлений на сейсмограммах ВСП оценивают средние и пластовые скорости, как это делают по наблюдениям СК. На регистрируемой волновой картине оси синфазности восходящих отражений примыкают к осям синфазности порождающих их падающих волн. Точки примыкания указывают положение отражающих границ. *Материалы ВСП используют для стратиграфической привязки однократных отражений и выявления основных кратнообразующих границ.* Измеряя интенсивность однократных и многократных отражений, одновременно подходящих к поверхности, можно оценивать условия регистрации полезных волн на полевых записях с целью проектирования рациональных систем наблюдений. *Применение при ВСП калиброванной аппаратуры позволяет определять коэффициенты отражения и поглощения в исследуемом разрезе*, что используют в моделировании и интерпретации волновых полей.

Обнаружению поперечных и обменных волн на сейсмограммах ВСП способствует то, что их оси синфазности имеют наклоны, отличные от продольных волн. Для более полного изучения сейсмогеологической среды применяют трехкомпонентную регистрацию колебаний. Она позволяет выявить особенности поляризации волн разных типов для их идентификации и практического использования в разведочных целях.

14.1.3. Параметрические измерения

Для измерения средних и пластовых (интервальных) скоростей иногда регистрируют времена пробега прямой или преломленной волн вдоль линии, пересекающей выходы исследуемых пород на дневную поверхность. Такую линию называют *параметрическим профилем*. При использовании полученных результатов следует помнить, что *выветривание пород вблизи дневной поверхности приводит к уменьшению в них сейсмических скоростей*.

Параметрические профили отрабатывают не только на естественных обнажениях, но и в горных выработках – штольнях, штреках и др. В разветвленных выработках создаются благоприятные условия для измерения скорости пробега прямой волны в целиковых массивах, расположенных между соседними выработками. Анализируя эти данные, необходимо учитывать, что скорости упругих волн в горных породах зависят от их напряженного состояния под действием геостатического давления. В окрестностях горных выработок напряженное состояние пород изменяется, и это приводит к вариациям сейсмических скоростей.

В горных выработках скорости измеряют как в сейсмическом, так и в акустическом диапазоне частот. В последнем случае техника и методика измерений, выполняемых по стенкам выработок, а также обработка их результатов имеют много общего с акустическим каротажом.

На образцах горных пород и руд скорости определяют в лабораторных условиях, используя ультразвуковые частоты упругих колебаний. Измеренная таким способом скорость может быть существенно меньше ее значения *in situ*, т. е. при коренном залегании, из-за изменения давления, влажности и других условий нахождения породы. Более всего это проявляется в терригенных породах, упругие свойства которых сильно зависят от давления и водонасыщенности. Значительные погрешности в лабораторных оценках скоростей бывают обусловлены наличием микротрещин, образующихся при отборе образцов и керна. Имеет значение пространственная ориентировка образца, так как в осадочных и метаморфических породах скорость может заметно зависеть от направления распространения волны относительно слоистости. Для повышения достоверности результатов измерений скоростей и оценки их точности по множеству образцов одной и той же горной породы строят гистограммы распределения исследуемого параметра и вычисляют его дисперсию.

14.2. Определение скоростей по данным МОВ и МПВ [1, 30, 41, 56]

По наблюдениям волн на дневной поверхности определяют скорости их распространения в толще, покрывающей сейсмические границы. Располагая большим числом таких определений, можно составить

весьма полное представление об особенностях скоростного разреза и характере его изменения на исследуемой площади.

14.2.1. Эффективная скорость и возможности ее определения

Эффективной скоростью ($v_{\text{эф}}$) называют скорость в покрывающей толще, вычисленную при некоторых допущениях по наблюденной на поверхности волне от сейсмической границы. Как правило, для вычисления эффективных скоростей используют отраженные волны, иногда – дифрагированные и редко – преломленные волны. Принимаемые при расчетах допущения соответствуют простейшей сейсмогеологической модели: среда над сейсмической границей считается однородной, граница и дневная поверхность – плоскими. Принципиальное значение имеет первое допущение, два других для некоторых способов определения скорости не обязательны. Возможность использования вычисленных скоростей для обработки и интерпретации сейсморазведочных данных обусловлена тем, что в большинстве случаев эффективные скорости близки к средним скоростям в покрывающей толще.

Принципиальная возможность оценки скорости в покрывающей толще по наблюдениям отраженной волны заключается в следующем. Гиперболическое уравнение продольного гидографа отраженной волны при вышеуказанных допущениях выражается формулой (4.34). Уравнение $t(x)$ определяется тремя параметрами – h , ϕ , v . Поэтому в принципе достаточно взять на наблюдаемом гидографе любые три точки и подставить их координаты (x_i, t_i) в эту формулу, чтобы получить систему из трех уравнений, решение которой дает оценку скорости $v_{\text{эф}}$ наряду с оценками двух других эффективных параметров – $h_{\text{эф}}$ и $\phi_{\text{эф}}$. Однако такая вычислительная схема мало пригодна для практического применения: наблюденные времена всегда содержат различного рода искажения, вследствие чего могут возникнуть чрезмерно большие погрешности получаемых оценок. Поэтому при обработке полевых материалов используют другие способы определения $v_{\text{эф}}$, менее чувствительные к искажениям времен регистрируемых волн.

По данным МОВ эффективные скорости определяют двумя путями: 1) расчетом – по наблюденным гидографам отраженных волн; 2) подбором – по волновым картинам сейсмограмм с помощью регулируемого криволинейного суммирования трасс. Первый путь несложно в вычислительном отношении, но требует предварительного выделения осей синфазности отраженных волн, что с трудом поддается алгоритмизации. Второй путь сопряжен с большим объемом вычислений, зато здесь нет принципиальных затруднений в автоматизации вычислительных процедур. Благодаря этому он абсолютно преобладает в сейсморазведочной практике.

14.2.2. Определение эффективной скорости по гидографам

Предложено много способов определения $v_{\text{эф}}$ по гидографам отраженных волн. В основе большинства их лежит уравнение гидографа для случая плоской границы в однородной среде. Способы определения $v_{\text{эф}}$ можно разделить на две группы в зависимости от того, используются ли *одиночные гидографы* или *пары встречных гидографов*.

Многие способы определения $v_{\text{эф}}$ основаны на *квадратичной трансформации* продольного гидографа отраженной волны. Возведя в квадрат уравнение (4.34), получим

$$t^2(x) = a + bx + cx^2, \quad (14.7)$$

где $a = 4h^2/v^2 = t_0^2$, $b = 4h \sin \phi/v^2 = 2t_0 \sin \phi/v$, $c = 1/v^2$. Определив коэффициент c по методу наименьших квадратов, найдем эффективную скорость

$$v_{\text{эф}} = \frac{1}{\sqrt{c}}. \quad (14.8)$$

Когда расчеты выполняют вручную, проще воспользоваться графоаналитическими способами определения $v_{\text{эф}}$, к числу которых относится *способ постоянной разности*. Для двух точек гидографа $t(x)$ с абсциссами x и $x + m$ и ординатами t_1 и t_2 соответственно получаем из (14.7):

$$u(x) = d + ex, \quad (14.9)$$

где $u = t_2^2 - t_1^2$, $d = (m^2 + 4hm \sin \phi)/v^2$, $e = 2m/v^2$. Это соотношение является уравнением прямой в системе координат (x, u) . Вычислив значения $u(x)$ по парам точек гидографа (при постоянной величине m), наносят их на график. Полученную последовательность точек осред-

няют прямой линией и вычисляют ее угловой коэффициент $\Delta u / \Delta x$. Величина эффективной скорости находится по формуле

$$v_{\text{эфф}} = \sqrt{2m \frac{\Delta x}{\Delta u}}. \quad (14.10)$$

Анализ точности определения $v_{\text{эфф}}$ способом постоянной разности показывает, что оптимальный размер интервала m составляет $m_{\text{опт}} \approx 0,4L$, где L – длина одиночного годографа.

Следует иметь в виду, что определения скоростей по одиночным годографам подвержены значительным погрешностям из-за искажений наблюденных времен неровностями рельефа и неоднородностями ЗМС. Поэтому вычислять $v_{\text{эфф}}$ лучше по исправленным годографам после введения статических поправок.

Для определения эффективной скорости по встречным годографам отраженных волн необходимо иметь наблюдения с двух пунктов возбуждения на общей базе приема. На квадратичной трансформации времен основан *способ встречных годографов*. Пусть встречные годографы одной волны получены из пунктов возбуждения O_1 и O_2 , отстоящих на расстоянии l один от другого. Возьмем некоторую точку наблюдения, координата которой относительно ПВ O_1 равна x , а относительно ПВ O_2 равна $x - l$. Квадратичные времена встречных годографов в этой точке получим из (14.7), приняв для $t_1(x) h = h_1$ и для $t_2(x-l) h = h_2 = h_1 + l \sin \phi$. Разность квадратичных времен образует соотношение:

$$y(x) = a + b x, \quad (14.11)$$

где $y = t_2^2 - t_1^2$, $a = (l^2 + 4h_1 l \sin \phi) / v^2$, $b = 2l \cos 2\phi / v^2$. Последовательность точек $y(x)$ осредняют прямой линией и находят ее угловой коэффициент $b = \Delta y / \Delta x$.

Эффективная скорость выражается формулой

$$v_{\text{эфф}} = \sqrt{2l \frac{\Delta x}{\Delta y} \cos 2\phi}. \quad (14.12)$$

При небольшом угле наклона границы ($\phi < 10^\circ$) можно пренебречь его влиянием на величину $v_{\text{эфф}}$ и пользоваться приближенной формулой

$$v_{\text{эфф}} = \sqrt{2l \frac{\Delta x}{\Delta y}}. \quad (14.13)$$

Если необходимо учитывать угол наклона границы, то $v_{\text{эфф}}$ находят последовательным приближением: сначала определяют скорость по формуле (14.13), затем оценивают угол ϕ

$$\sin \phi = \frac{h_2 - h_1}{l} = \frac{t_{02} - t_{01}}{2l} v_{\text{эфф}} \quad (14.14)$$

и уточняют величину скорости по формуле (14.12).

При вычислении $v_{\text{эфф}}$ вручную удобно воспользоваться *способом разностного годографа*, который является упрощенным вариантом предыдущего способа. Если в уравнении (14.11) сделаем следующие замены

$$y = 2\theta \tau, \quad \theta = t_2 - t_1, \quad \tau = \frac{1}{2}(t_1 + t_2), \quad (14.15)$$

то получим

$$\theta(x) = c + d x, \quad (14.16)$$

где $c = l(l + 4h_1 \sin \phi) / 2\tau v^2$, $d = l \cos 2\phi / \tau v^2$. Для достаточно глубоких границ ($h \gg x$) среднее время встречных годографов изменяется слабо и его можно считать постоянной величиной: $\tau(x) = \tau = \text{const}$. Тогда соотношение (14.16) есть уравнение прямой линии в координатах (x, θ) , где θ – *разностный годограф*. Осреднив его точки прямой и определив ее угловой коэффициент $\Delta \theta / \Delta x$, вычислим скорость по формуле

$$v_{\text{эфф}} = \sqrt{\frac{l}{\tau} \frac{\Delta x}{\Delta \theta} \cos 2\phi}, \quad (14.17)$$

которую можно упростить при малых углах наклона границы:

$$v_{\text{эфф}} = \sqrt{\frac{l}{\tau} \frac{\Delta x}{\Delta \theta}}. \quad (14.18)$$

Разностный годограф строят графически непосредственно по встречным годографам. Вычисление $v_{\text{эфф}}$ сочетают с контролем за правильностью корреляции отраженной волны: ее ошибки проявляются нарушениями прямолинейности разностного годографа.

Важным достоинством способов определения $v_{\text{эфф}}$ по встречным годографам является уменьшение погрешностей за счет приповерхностных неоднородностей: обусловленные ими искажения времен t_1 и t_2 практически одинаковы в одной точке x и в значительной степени исключаются процедурой вычитания времен.

Величину $v_{\text{эф}}$ по паре встречных годографов можно определить способом взаимных точек, если в двух таких точках известны значения времен и кажущихся скоростей отраженной волны. Преимущество этого способа заключается в независимости получаемых результатов от кривизны отражающей границы. Однако из-за малого объема исходных данных он весьма чувствителен к случайным погрешностям наблюденных годографов.

Линейный годограф элементарной дифрагированной волны в однородной среде имеет гиперболическую форму (4.63), что позволяет по наблюденным временам вычислять эффективную скорость аналогично тому, как это делается для отраженной волны. Однако в сейсморазведочной практике такая возможность реализуется редко, поскольку на полевых записях достаточно интенсивные и устойчивые дифрагированные волны регистрируются лишь спорадически.

По годографам преломленных волн затруднительно определять эффективную скорость с удовлетворительной точностью. На практике находит применение эмпирический способ определения $v_{\text{эф}}$ по точке пересечения годографов. Пусть для пункта возбуждения O построены годографы преломленных волн Γ_2 и Γ_3 , соответствующие двум границам (рис. 11.2, б). Требуется определить эффективную скорость до границы R , которой соответствует годограф Γ_3 . Проведем из начала координат O прямую OA , где A – точка пересечения годографов Γ_2 и Γ_3 . Рассматривая линию OA как «осредненный годограф» Γ' прямой волны в толще, покрывающей границу R , вычислим эффективную скорость по его угловому коэффициенту.

$$v_{\text{эф}} = \left(\frac{\Delta x}{\Delta t} \right)_{OA}. \quad (14.19)$$

Этот приближенный способ можно применять, если в покрывающей толще отсутствуют пласты с относительно высокими значениями скоростей. В противном случае оценки $v_{\text{эф}}$ могут оказаться сильно завышенными.

14.2.3. Определение эффективной скорости по волновой картине

В процессе компьютерной обработки данных МОВ на этапе коррекции кинематических поправок эффективную скорость в виде $v_{\text{ОГТ}}$

определяют путем регулируемого криволинейного суммирования сейсмограммы ОГТ. Методика определения зависимости $v_{\text{ОГТ}}(t_0)$ по вертикальным и горизонтальным спектрам скоростей была описана и проиллюстрирована ранее (п. 11.1.4). При малых углах наклона отражающих границ ($\phi < 5-10^\circ$), что имеет место на большинстве исследуемых площадей, величина $v_{\text{ОГТ}} = v_{\text{эф}} / \cos \phi$ превышает значение $v_{\text{эф}}$ не более, чем на 1–2%. В случае необходимости нетрудно пересчитать $v_{\text{ОГТ}}$ в $v_{\text{эф}}$, оценив угол наклона отражающего горизонта по временно-му разрезу.

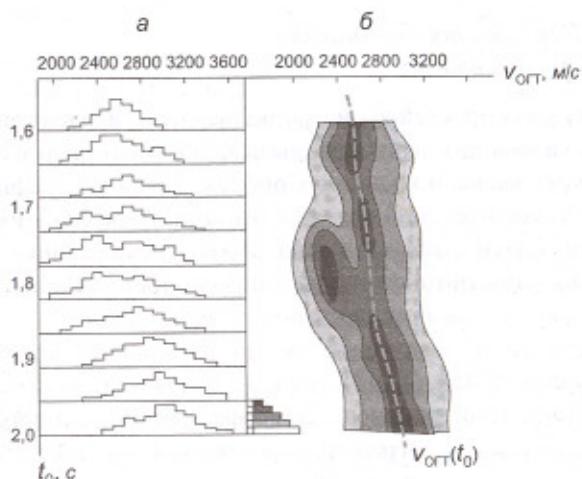


Рис. 14.4. Вертикальный спектр скоростей $v_{\text{ОГТ}}(t_0)$, изображенный:
а – гистограммами; б – картой «рельефа»

На рис. 14.4 дан еще один пример определения зависимости $v_{\text{ОГТ}}(t_0)$ по вертикальному спектру скоростей для временного интервала сейсмограммы длительностью около 0,5 с. Слева (а) изображены гистограммы одного из критериев синфазности $K(t_0, v_{\text{ОГТ}})$, построенные с шагом $\Delta t_0 = 50 \text{ мс}$. Справа (б) представлена карта «рельефа» этих гистограмм. По его максимальным отметкам визуально или аналитически устанавливается искомая зависимость, называемая *скоростным законом*. При этом учитывается, что эффективная скорость, подобно средней, является плавной интегральной функцией времени (глубины),

как правило, – неубывающей. Преобладание регулярных волн с аномально низкими скоростями на времени около 1,8 с является типичным проявлением сильных многократных отражений. Вертикальные спектры скоростей позволяют выявлять эти волны-помехи и оценивать их кинематические и динамические параметры – время прихода, эффективную скорость, относительную интенсивность. Полученную информацию используют при построении пространственно-временных фильтров, которые подавляют многократные отраженные волны, серьезно искажающие сейсмические разрезы.

14.2.4. Погрешности определения эффективной скорости

Определения скоростей $v_{\text{эф}}$ и $v_{\text{ОГТ}}$ подвержены воздействию многообразных искажающих факторов, вызывающих *случайные и систематические погрешности* получаемых оценок. Такая классификация погрешностей в значительной степени условна, поскольку их характер зависит не только от быстроты изменчивости искажающих факторов, но также от плотности точек определения скоростей. Рассмотрим наиболее существенные из этих факторов.

Влияние случайных погрешностей наблюдаемых времен. Дифференцируя выражения (14.8), (14.10), (14.13), (14.18) по t , найдем формулы для оценки погрешности определения эффективной скорости по одиночным и встречным годографам. Оказывается, что для всех этих способов *относительная среднеквадратическая погрешность оценок $v_{\text{эф}}$ за счет случайных некоррелированных ошибок времен годографов может быть выражена единой формулой*

$$\frac{\sigma_{v_{\text{эф}}}}{v_{\text{эф}}} = \frac{k}{\sqrt{n}} \left(\frac{h_{\text{ср}}}{l} \right)^2 \frac{\sigma_t}{t_{\text{ср}}}, \quad (14.20)$$

где $t_{\text{ср}}$ – среднее время годографов; $h_{\text{ср}} = t_{\text{ср}} v_{\text{эф}} / 2$ – средний путь пробега волны до отражающей границы; n – число используемых пар точек на исходных годографах; l – расстояние между пунктами возбуждения или половина длины одиночного годографа; σ_t – среднеквадратическая погрешность времен годографов; k – коэффициент, зависящий от величины n и способа определения скорости. При большом числе точек ($n >> 1$) коэффициент k с достаточной точностью

можно считать постоянным для всех способов: $k \approx 9,6$. Следовательно, рассмотренные способы определения $v_{\text{эф}}$ по одиночным и встречным годографам отраженных волн практически являются равноточными – при условии одинакового уровня случайных погрешностей времен σ_t .

Из (14.20) следует, что погрешность определения скорости наиболее сильно зависит от относительной длины $l/h_{\text{ср}}$ используемого годографа: при прочих равных условиях случайная ошибка оценки $v_{\text{эф}}$ обратна квадрату длины годографа. Удовлетворительные по точности оценки скоростей можно получить лишь по достаточно протяженным годографам, особенно в условиях высокоскоростного разреза, где отраженные волны имеют сравнительно небольшие приращения времен с увеличением дистанции. Этот вывод справедлив и для определений $v_{\text{ОГТ}}$ путем подбора по сейсмограммам ОГТ с помощью регулируемого криволинейного суммирования трасс. Для получения высокоточных оценок эффективных скоростей могут выполняться специальные «скоростные» зондирования общей глубинной площадки (п. 8.1.2).

Влияние кривизны отражающей границы. Большинство способов определения $v_{\text{эф}}$ основано на допущении, что отражающая граница является плоской. Если это условие не выполняется, то вследствие изменения формы годографа вычисленная по нему $v_{\text{эф}}$ отличается от скорости v в покрывающей толще. Когда граница выпуклая и центр кривизны расположен под источником, годограф ОГТ отраженной волны имеет большую крутизну, чем в случае горизонтальной границы. Определенная по такому годографу оценка $v_{\text{эф}}$ окажется заниженной, по сравнению с v . Величина расхождения скоростей зависит от соотношения глубины границы и радиуса ее кривизны. В случае вогнутой границы имеет место обратный эффект – оценка $v_{\text{эф}}$ превышает истинное значение v .

На форму годографа ОГТ рассматриваемый фактор не оказывает столь существенного воздействия, и определения $v_{\text{ОГТ}}$ сравнительно мало страдают от кривизны отражающей границы, что является важным достоинством МОГТ. Это преимущество, однако, не распространяется на промежуточные сейсмические границы, кривизна которых влияет на форму годографов ОГТ, искажая оценки $v_{\text{ОГТ}}$.

Влияние слоистости покрывающей толщи. Рассмотрим соотношение между эффективной и средней скоростями в случае горизонтально-слоистой среды. Уравнение годографа волны, отраженной от го-

горизонтальной границы на глубине h в однородной среде со скоростью v выражается простой формулой

$$t(x) = \frac{1}{v} \sqrt{4h^2 + x^2}. \quad (14.21)$$

Дифференцируя это выражение по x , получаем соотношение

$$v = \sqrt{\frac{x}{t} \frac{dx}{dt}} = \sqrt{\frac{x}{t} v_k}. \quad (14.22)$$

С его помощью в любой точке годографа $t(x)$, зная величину кажущейся скорости v_k , можно вычислить скорость v в покрывающей среде.

Используем эту формулу для определения эффективной скорости по годографу отраженной волны в горизонтально-слоистой среде. Годограф волны, отраженной от m -й границы, когда покрывающая толща сложена однородными слоями с мощностями h_i и скоростями v_i ($i = 0, 1, \dots, m-1$), определяется в параметрическом виде соотношениями (5.1). Учитывая, что параметр луча $p = \sin \alpha_0 / v_0 = 1/v_k$, и подставляя выражения для x , t и v_k в (14.22), получаем формулу эффективной скорости для m -й границы:

$$v_{\text{эфф}}|_p = \sqrt{\frac{\sum_{i=0}^{m-1} h_i v_i / \sqrt{1 - p^2 v_i^2}}{\sum_{i=0}^{m-1} h_i / v_i \sqrt{1 - p^2 v_i^2}}}. \quad (14.23)$$

Величина эффективной скорости зависит не только от строения покрывающей толщи, но и от параметра луча, выходящего на поверхность в точке определения скорости. Поэтому оценку (14.23) называют **лучевой эффективной скоростью**. Ее можно представить в виде, имеющем простой физический смысл:

$$v_{\text{эфф}}|_p = \sqrt{\frac{\sum_{i=0}^{m-1} \Delta t_{p_i} v_i^2}{\sum_{i=0}^{m-1} \Delta t_{p_i}}}, \quad (14.24)$$

где Δt_{p_i} – время прохождения луча с параметром p через i -й слой. Как видно, квадрат лучевой эффективной скорости есть **средневзвешенное значение из квадратов пластовых скоростей покрывающей толщи, приведенное к единице**. Время пробега волны в соответствующих пластинах служит весами времени пробега волны в соответствующих пластинах. Этую оценку сопоставим с лучевой средней скоростью для той же

границы, которая определяется как **средневзвешенное значение из величин пластовых скоростей с теми же весами**:

$$v_{\text{ср}}|_p = \sum_{i=0}^{m-1} \Delta t_{p_i} v_i / \sum_{i=0}^{m-1} \Delta t_{p_i}. \quad (14.25)$$

Отсюда для нормального луча ($p = 0$) получаем известную формулу вычисления **средней скорости** в горизонтально-слоистой среде:

$$v_{\text{ср}} = v_{\text{ср}}|_{p=0} = \sum_{i=0}^{m-1} \Delta t_{0i} v_i / \sum_{i=0}^{m-1} \Delta t_{0i}. \quad (14.26)$$

Из сравнения (14.24) с (14.25) и (14.26) следует, что в **слоистой среде эффективная скорость всегда превышает среднюю скорость, причем степень превышения возрастает с увеличением параметра луча p** , т. е. с увеличением расстояния от точки возбуждения волны до точки ее наблюдения: в этом направлении возрастает эффект преломления луча на промежуточных границах и увеличивается отличие его траектории от прямолинейной.

На рис. 14.5 для двухслойной покрывающей среды ($m = 2$) показаны графики относительного превышения лучевой эффективной скорости над средней скоростью $\gamma = (v_{\text{эфф}}|_p - v_{\text{ср}})/v_{\text{ср}}$. Графики $\gamma(l)$ построены

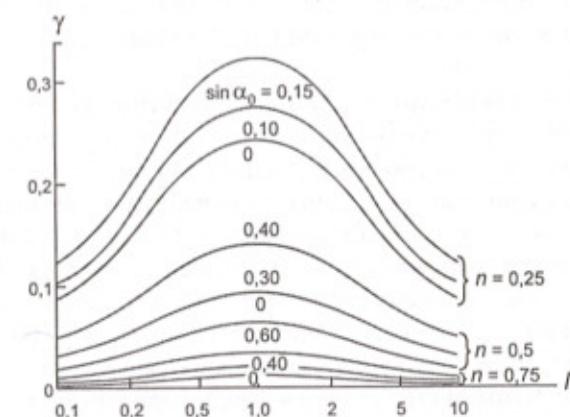


Рис. 14.5. Соотношение эффективных скоростей и средней скорости для отражающей границы в случае двухслойной покрывающей среды

в зависимости от относительной мощности покрывающих пластов $I = h_0/h_1$ для трех значений отношения пластовых скоростей $n = v_0/v_1 = 0,75; 0,50; 0,25$ при нескольких величинах синуса угла падения луча в верхнем (нулевом) пласте. Превышение эффективной скорости над средней существенно возрастает с увеличением различия пластовых скоростей, достигая своего максимума при равенстве мощностей обоих пластов, когда $I = 1$. Из графиков видно, что с увеличением угла падения луча, т. е. с увеличением $\sin \alpha_0$ и параметра $p = \sin \alpha_0/v_0$, расхождение сопоставляемых скоростей возрастает. Минимальное отличие лучевой эффективной скорости от средней имеет место для нормального луча ($\sin \alpha_0 = 0$), но даже в этом случае при сильном контрасте пластовых скоростей относительное превышение эффективной скорости может достигать 20% и более.

Модельные расчеты и экспериментальные данные свидетельствуют о том, что в реальных сейсмогеологических условиях эффективные скорости за счет слоистости покрывающей толщи превышают средние скорости всего на несколько процентов. Более существенные расхождения наблюдаются сравнительно редко.

Влияние локальных скоростных неоднородностей. Влияние неоднородностей покрывающей толщи на оценки эффективных скоростей может быть весьма разнообразным. Характер искажения величин $v_{\text{эф}}$ и $v_{\text{ОГТ}}$ зависит от вида неоднородности, ее расположения и размера по сравнению с длиной сейсмической расстановки, а также от способа определения скорости.

Рассмотрим для примера ситуацию, схематически изображенную на рис. 14.6, б. Горизонтальная отражающая граница R покрыта однородной толщой со скоростью v_1 , в которой имеется локальная неоднородность в виде линзовидного включения с более высокой скоростью v_2 . На рис. 14.6, а показано изменение по профилю x нормального времени отражения $t_0(x)$ и средней скорости $v_{\text{ср}}(x)$ до границы R . Ее исследуют методом ОГТ с помощью фланговой расстановки, длина которой L превосходит горизонтальный размер локальной неоднородности. Скорость до отражающей границы определяют по сейсмограммам ОГТ, причем ввиду горизонтальности границы $v_{\text{ОГТ}} = v_{\text{эф}}$.

На рис. 14.6, б для трех сейсмограмм ОГТ, относящихся к точкам профиля A , B , C , показаны траектории центральных и крайних (на базе приема L) лучей отраженной волны. Первым соответствуют времена

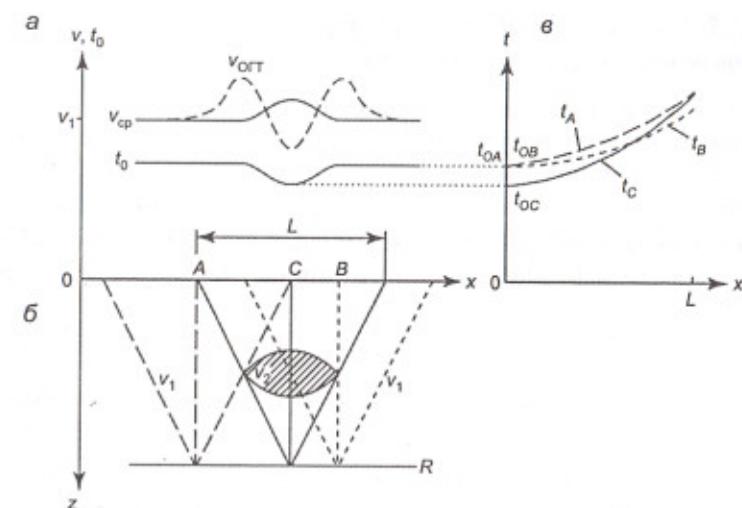


Рис. 14.6. Влияние локальной неоднородности в покрывающей среде на определение скорости $v_{\text{ОГТ}}$

время t_0 , вторым – времена t_L на годографах ОГТ, обозначенных t_A , t_B , t_C (рис. 14.6, в). Скоростная неоднородность по-разному искажает форму годографов ОГТ в точках B и C по сравнению с годографом в точке A , где ее влияние не сказывается и $v_{\text{ОГТ}}(A) = v_1$. Из-за прохождения сквозь высокоскоростную линзу крайнего луча сейсмограммы B и центрального луча сейсмограммы C стрела прогиба $(t_L - t_0)$ годографа t_B меньше, чем неискаженного годографа t_A . В результате вычисляемые по годографам t_B и t_C значения скоростей таковы: $v_{\text{ОГТ}}(B) > v_{\text{ср}}(B) = v_1$ и $v_{\text{ОГТ}}(C) < v_{\text{ср}}(C) > v_1$. Из рис. 14.6, а видно, что над высокоскоростной неоднородностью график $v_{\text{ОГТ}}(x)$ совершенно не соответствует изменениям по профилю скорости $v_{\text{ср}}(x)$. Аналогичные по характеру искажения величин $v_{\text{ОГТ}}$ будут наблюдаться в случае, когда покрывающая толща состоит из двух слоев со скоростями v_1 и $v_2 > v_1$, и промежуточная граница имеет локальное поднятие, центр которого расположен под точкой C . Этот пример показывает, что в присутствии значительных неоднородностей разреза по оценкам эффективных скоростей рискованно судить о поведении средней скорости до исследуемой границы.

14.2.5. Предельная эффективная скорость и определение пластовой скорости

По мере приближения точки наблюдения отраженной волны к источнику колебаний параметр луча уменьшается, и в предельном случае нормального отражения ($p = 0$) из выражения (14.23) для лучевой эффективной скорости получаем формулу предельной эффективной скорости $v_{\text{пр}}$. Теоретически она определяется по элементу гидографа отраженной волны в его минимуме на пункте возбуждения:

$$v_{\text{пр} m} = v_{\text{эф} m}|_{p=0} = \sqrt{\sum_{i=0}^{m-1} \Delta t_{0i} v_i^2} / \sum_{i=0}^{m-1} \Delta t_{0i}, \quad (14.27)$$

где $\Delta t_{0i} = h_i/v_i$ – так называемая временная мощность i -го пласта, т. е. время пробега в нем волны по нормальному лучу. Из рис. 14.5 видно, что предельная эффективная скорость, превышая среднюю скорость, наименее отличается от нее, по сравнению со значениями лучевых эффективных скоростей при $p \neq 0$.

Пластовые скорости можно вычислять по значениям эффективных скоростей, полученным в горизонтально-слоистой среде. Время нормального отражения от m -й границы является удвоенной суммой временных мощностей вышележащих слоев:

$$t_{0 m} = 2 \sum_{i=0}^{m-1} \Delta t_{0i}. \quad (14.28)$$

Учитывая это, преобразуем (14.27) таким образом, чтобы получить соотношение между предельными эффективными скоростями до m -й и $(m-1)$ -й границы:

$$\begin{aligned} v_{\text{пр} m}^2 &= \frac{\sum_{i=0}^{m-1} v_i^2 \Delta t_{0i}}{\sum_{i=0}^{m-1} \Delta t_{0i}} = \frac{2 \sum_{i=0}^{m-2} v_i^2 \Delta t_{0i} + v_{m-1}^2 (t_{0 m} - t_{0 m-1})}{t_{0 m}} = \\ &= \frac{v_{\text{пр} m-1}^2 t_{0 m-1} + v_{m-1}^2 (t_{0 m} - t_{0 m-1})}{t_{0 m}}. \end{aligned} \quad (14.29)$$

Отсюда

$$v_{m-1} = \sqrt{\frac{v_{\text{пр} m}^2 t_{0 m} - v_{\text{пр} m-1}^2 t_{0 m-1}}{t_{0 m} - t_{0 m-1}}}. \quad (14.30)$$

Это соотношение, известное как формула Урупова-Дикса, позволяет вычислять пластовую (интервальную) скорость $v_{\text{пл}}$ для интервала разреза, заключенного между двумя горизонтальными границами, до которых определены предельные эффективные скорости. Исследования показывают, что в большинстве случаев без существенного ухудшения результатов в формулу (14.30) вместо значений $v_{\text{пр}}$ можно подставлять обычные значения $v_{\text{эф}}$ или $v_{\text{ОГТ}}$, найденные по весьма протяженным гидографам или осям синфазности отраженных волн.

Погрешность оценки пластовой скорости тем выше, чем больше погрешности определения эффективных скоростей и меньше временная мощность пласта. Поэтому удовлетворительные по точности результаты получаются для достаточно мощных интервалов разреза, обычно измеряемых сотнями метров.

Найденные указанным путем пластовые скорости позволяют вычислить, пользуясь формулой (14.26), среднюю скорость в толще, покрывающей исследуемую границу. Таким образом, через пластовые скорости можно пересчитывать значения эффективных скоростей в средние скорости. Получаемые оценки средних скоростей в значительной степени свободны от систематических искажений эффективных скоростей, вызванных слоистостью покрывающей толщи.

14.2.6. Обобщение данных о скоростях

Определения скоростей, полученные на исследуемой площади, анализируют и обобщают для установления закономерностей скоростного строения сейсмогеологического разреза. Сделать это наиболее полно и достоверно можно только путем совместного анализа оценок, полученных во внутренних точках среды и на дневной поверхности. Сопоставляя эти данные, необходимо учитывать их сравнительную точность и представительность. В отличие от каротажных измерений, определения скоростей $v_{\text{ОГТ}}$ имеют массовый характер, однако их точность

обычно недостаточно высока. Поэтому приходится выполнять их статистическую обработку с целью повышения надежности оценки скоростных характеристик разреза.

Средняя скорость изменяется в пространстве значительно медленнее, чем случайные погрешности ее измерения. В подобных случаях для ослабления помех применяют низкочастотную фильтрацию. Основным приемом низкочастотной фильтрации, уменьшающей влияние случайных погрешностей измерений, является **сглаживание экспериментальных данных**, которое выполняют в одномерном или двумерном варианте. Наиболее распространенным видом сглаживания является аппроксимация исходных данных по методу наименьших квадратов с помощью степенных функций одной или двух координат. Чем выше степень сглаживающего многочлена, тем шире полоса пропускания, реализуемого ФНЧ. Эта степень задается заранее или устанавливается в процессе сглаживания на основе специальных статистических критериев. Сглаживающими многочленами фиксированной степени m являются сплайны, обычно – квадратические ($m = 2$) или кубические ($m = 3$). Результативные графики получаются весьма гладкими, поскольку сплайновая функция m -го порядка имеет непрерывные производные до $(m - 1)$ -го порядка включительно.

Самым простым приемом сглаживания, применяемым при обработке эффективных скоростей, является *способ скользящего среднего*. В качестве сглаженного значения в каждой точке принимается среднее арифметическое для N ближайших к ней определений:

$$\tilde{v}_{\text{эф},k} = \frac{1}{N} \sum_{n=k-\frac{N-1}{2}}^{k+\frac{N-1}{2}} v_{\text{эф},n}. \quad (14.31)$$

Частотная характеристика такого фильтра тождественна характеристике однородной интерференционной системы (13.37). Приемы статистической обработки применяют как к определениям $v_{\text{эф}}$ ($v_{\text{ОГТ}}$), так и к производным от них оценкам пластовых скоростей $v_{\text{пл}}$ и средних скоростей $v_{\text{ср}}$.

При обобщении скоростей интерпретатор должен составлять каждый массив данных, подлежащих совместной статистической обработке, с учетом особенностей сейсмогеологического строения разреза, которые влияют на изменение скоростей. Например, зависимость $v_{\text{ОГТ}}(t_0)$, исследуемая вдоль некоторого профиля, может скачком измениться на пересечении им

крупного сброса в покрывающей толще. Сглаживание нивелирует резкие изменения скорости, в результате чего такая важная деталь исследуемого разреза будет утрачена или серьезно искажена. В другом случае на площади могут измениться поверхностные сейсмогеологические условия, в результате чего погрешности определения $v_{\text{ОГТ}}$ приобретают иной характер, что необходимо учесть при их сглаживании.

Не все факторы подобного рода бывают известны заранее. Многие из них выявляются только по результатам структурных построений. Поэтому *процедура обобщения данных о скоростях в покрывающей толще* носит итерационный характер. Точность и детальность изучения скоростного разреза повышаются постепенно путем последовательных приближений на основе анализа и сопоставления различных вариантов обобщения.

С помощью одномерного и двумерного сглаживаний, выполняемых аналитически (компьютерной программой) или визуально (вручную), получают следующие материалы, характеризующие скоростное строение покрывающей толщи, а также граничные скорости $v_{\text{гр}}$, определяемые в МПВ:

1. *Вертикальные графики скоростей* – $v_{\text{эф}}(t_0)$, $v_{\text{ОГТ}}(t_0)$, $v_{\text{ср}}(t_0)$, $v_{\text{ср}}(z)$ – составляют путем осреднения по оси времени или глубины определений соответствующей скорости. Исходные данные должны относиться к ограниченному участку профиля или площади, в пределах которого можно пренебречь горизонтальным градиентом скорости. На рис. 14.7, *a* показано совместное осреднение определений средней скорости по данным МОВ и сейсмокаротажа скважины, близкой к исследуемой площади.

2. *Горизонтальные графики скоростей* – $v_{\text{эф}}(x)$, $v_{\text{ОГТ}}(x)$, $v_{\text{пл}}(x)$, $v_{\text{ср}}(x)$, $v_{\text{гр}}(x)$ – получают сглаживанием по профилю соответствующих величин, относящихся к определенному сейсмическому горизонту или пласту, либо приуроченных к фиксированному сечению разреза по глубине z или времени t_0 . По этим материалам изучают горизонтальные градиенты скоростей, обусловленные структурными и фациально-литологическими факторами. На рис. 14.7, *b* приведен пример сглаживания параметра $v_{\text{ОГТ}}$, характеризующего опорную отражающую границу.

3. *Скоростные разрезы* – $v_{\text{эф}}(x, t_0)$, $v_{\text{ОГТ}}(x, t_0)$, $v_{\text{пл}}(x, t_0)$, $v_{\text{пл}}(x, z)$, $v_{\text{ср}}(x, t_0)$, $v_{\text{ср}}(x, z)$ – строят путем двумерного сглаживания определений скорости на плоскости временных или глубинных разрезов. Результаты изображают изолиниями равных скоростей или в полихромном пред-

ствлении, соответственно принятой цветовой шкале. Рис. 14.7, *в* демонстрирует разрез эффективных скоростей $v_{\text{эфф}}(x, t_0)$, на котором проявляется их существенный горизонтальный градиент вдоль линии профиля.

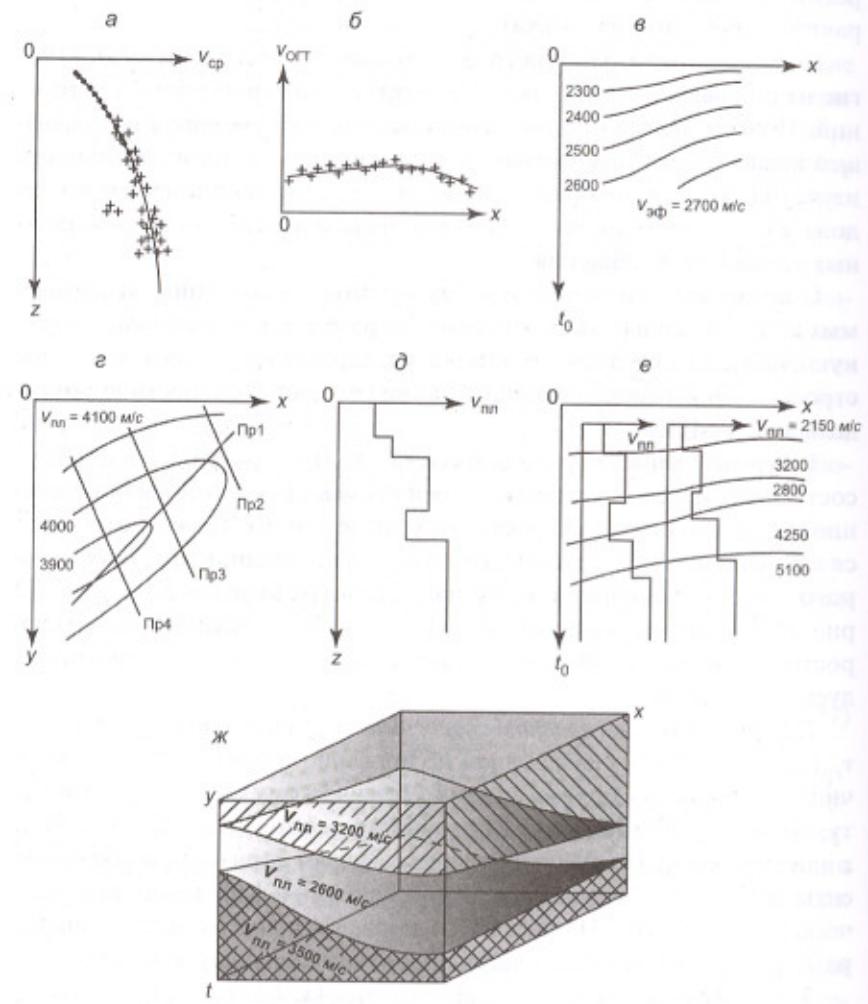


Рис. 14.7. Материалы обобщения данных о скоростном строении геологической среды (пояснения – в тексте)

4. *Карты скоростей* – $v_{\text{эфф}}(x, y)$, $v_{\text{огт}}(x, y)$, $v_{\text{пл}}(x, y)$, $v_{\text{ср}}(x, y)$, $v_{\text{тр}}(x, y)$ – строят для исследуемой площади по данным 2D и 3D съемок. Карта соответствует конкретному сейсмическому горизонту или пласту либо характеризует некоторое сечение покрывающей толщи на глубине z или времени t_0 . Карту получают двумерным сглаживанием исходных значений или интерполяцией осредненных значений, снятых с горизонтальных графиков скорости. На рис. 14.7, *в* показана карта пластовой скорости $v_{\text{пл}}(x, y)$, построенная по данным площадной 2D съемки.

5. *Скоростные колонки* – $v_{\text{пл}}(t_0)$, $v_{\text{пл}}(z)$ – составляют по осредненным значениям пластовых скоростей для слоев покрывающей толщи. Скоростная колонка, которую строят для некоторого участка профиля или площади, характеризует разрез только по вертикали (рис. 14.7, *д*). Типовая колонка, обобщающая разрез в региональном плане, называется *сводной*. Иногда данные о скоростях в виде скоростных колонок наносят на разрез пластовых скоростей (рис. 14.7, *е*).

6. *Кубы скоростей* получают по материалам 3D сейсморазведки. Они характеризуют распределение скоростного параметра – $v_{\text{огт}}$, $v_{\text{пл}}$, $v_{\text{ср}}$ – в объеме трехмерного пространства (x, y, t) или (x, y, z) , которое называют сейсмическим кубом – временным или глубинным соответственно. Эти данные служат наиболее полной и точной информацией о скоростном строении изучаемой среды. Ее используют для объемных сейсмических построений, их миграционных преобразований, а также для непосредственной геологической интерпретации с целью прогнозирования фациально-литологического состава отложений, их коллекторских свойств, флюидонасыщенности и т. п. На рис. 14.7, *ж* дано изометрическое изображение фрагмента мигрированного временного куба пластовых скоростей $v_{\text{пл}}(x, y, t)$, где показаны значения скоростей в пластах, ограниченных опорными отражающими границами.

Контрольные вопросы

1. Как определяются пластовые и средние скорости по данным сейсмического каротажа?
2. Чем ограничена детальность разделения сейсмического разреза на пласты по данным сейсмического каротажа?
3. По какой причине могут быть расхождения в оценках скоростей по данным сейсмического и акустического каротажей?

4. Какие задачи решают с помощью вертикального сейсмического профилирования?
5. В чём особенность оценок скоростей, полученных по образцам горных пород из естественных обнажений и буровых кернов?
6. Что такое эффективная скорость и как она соотносится со средней скоростью?
7. Почему по гидографам отраженных волн эффективные скорости предпочтительнее определять, используя встречные наблюдения?
8. В чём заключается эмпирический способ оценки эффективных скоростей по наблюдениям преломленных волн?
9. Как строится вертикальный спектр скоростей для определения скоростного закона по сейсмограммам ОСТ?
10. Какой фактор наиболее существенно оказывается на случайных погрешностях определения эффективной скорости по отраженной волне?
11. Как оказывается кривизна отражающей границы на оценках эффективной скорости по сейсмограммам ОТВ и ОСТ?
12. Как оказывается слоистость покрывающей толщи на соотношении величин эффективной и средней скоростей?
13. Можно ли считать, что выявленные по профилю изменения эффективной скорости всегда отображают соответствующие изменения средней скорости?
14. Что такое предельная эффективная скорость и какие расчеты на ней основаны?
15. Каким образом от определений эффективных скоростей можно перейти к оценкам средних скоростей, исключив влияние слоистости покрывающей толщи?
16. Какие способы сглаживания оценок скоростей используют при их обобщении на профиле или площади?
17. Перечислите материалы, характеризующие скоростное строение геологической среды по данным 2D и 3D съемок.

Глава 15. Сейсмическое изображение геологических сред

Сейсмическое изображение исследуемого геологического объекта является основным результатом обработки полевых наблюдений. В МОВ по записям отраженных и дифрагированных волн строят динамические (волновые) разрезы и кубы, которые наиболее полно отображают объекты исследования. Иногда ограничиваются получением по гидографам отраженных волн кинематических разрезов, которые характеризуют лишь форму основных сейсмических горизонтов. В МПВ кинематические разрезы строят значительно чаще, поскольку здесь интерпретация динамических параметров волновой картины не получила пока значительного развития.

15.1. Сейсмическое изображение по данным МОВ [13, 22, 24, 33, 52, 55, 61]

Для преобразования волновой картины многоканальных записей колебаний в сейсмическое изображение среды необходимо задать модель ее скоростного строения, полученную путем обобщения априорных и экспериментальных данных. Сейсмические разрезы и кубы наиболее просто строят методом средних скоростей, который допускает, что среда над каждой сейсмической границей однородна и скорость в ней равна средней скорости до этой границы. В относительно простых сейсмогеологических условиях, когда в разрезе нет очень резких изменений пластовых скоростей и промежуточные границы залегают достаточно согласно, метод средних скоростей обеспечивает приемлемую точность результатов. В противном случае при сейсмических построениях приходится учитывать преломление на границах проходящих лучей и их искривление в градиентных слоях, что требует более детальных и точных сведений о скоростном разрезе.

15.1.1. Построение отражающих границ по гидографам

В настоящее время построение отражающих границ по наблюденным гидографам выполняют сравнительно редко, поскольку корреля-

цию полезных волн делают, как правило, не по сейсмограммам, а по динамическим разрезам. Тем не менее целесообразно ознакомиться с основными способами реализации указанной процедуры: с одной стороны, ее иногда используют при оперативной обработке полевых записей, особенно – в малоглубинной сейсморазведке, где при расшифровке сложной волновой картины в начальной части сейсмограмм нередко приходится строить годографы регистрируемых волн; с другой стороны, работа с годографами способствует усвоению фундаментальных лучевых представлений геометрической сейсмики, имеющих широкое практическое применение.

По любому элементу поверхности или продольного линейного годографа отраженной волны в трехмерном пространстве или в лучевой плоскости можно найти соответствующий элемент отражающей границы, если известно распределение скорости в покрывающей толще. Наиболее часто выполняют построение по продольному годографу методом средних скоростей, причем значение v_{cp} для данной границы считается постоянным, по крайней мере – в пределах одного годографа.

Способ эллипсов. Пусть известно время t_k прихода отраженной волны из источника O в точку S_k с абсциссой x_k . Полная длина луча r_k , равная

$$r_k = t_k v_{cp}, \quad (15.1)$$

образуется двумя отрезками, принадлежащими падающей и отраженной волнам, которые сходятся в некоторой точке отражающей границы (рис. 15.1, а). Геометрическим местом возможных точек отражения является изохона отражения. В однородной среде изохона отражения t_k представляет собой эллипс Q_k с фокусами в точках O и S_k , горизонтальная ось которого равна r_k . Построив такие эллипсы для ряда точек годографа, найдем положение отражающей границы как их огибающую.

Способ окружностей. Это – упрощенная модификация способа эллипсов. Пусть сейсмическая граница горизонтальна вблизи точки отражения A_k (рис. 15.1, а). Тогда абсцисса этой точки равна $x_k/2$, а ее глубина r'_k составляет

$$r'_k = \frac{1}{2} \sqrt{t_k^2 v_{cp}^2 - x_k^2} = \frac{1}{2} \sqrt{r_k^2 - x_k^2}. \quad (15.2)$$

Соотношение (15.2) остается достаточно точным и при небольших углах наклона границы ($\phi < 20^\circ$), если длина годографа не превышает

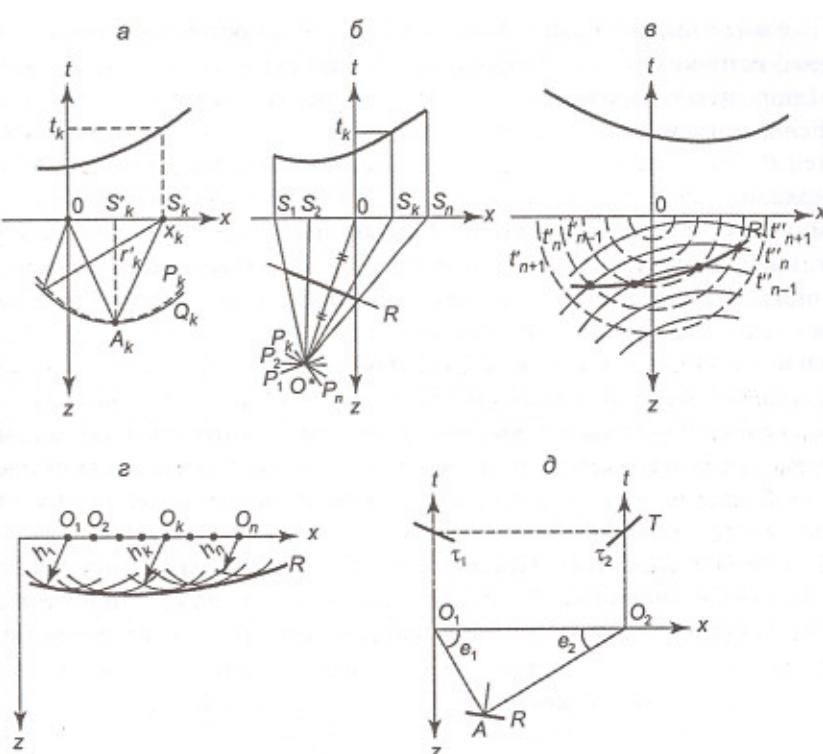


Рис. 15.1. Построение отражающих границ по продольным годографам способами:
а – эллипсов и окружностей; б – засечек; в – полей времен; г – t_0 ;
д – взаимных точек

глубины границы ($x_k < r'_k$). Это позволяет заменить эллипс Q_k окружностью P_k , проведенной радиусом r'_k из точки S'_k , абсцисса которой равна $x_k/2$. Огибающая семейства подобных окружностей, построенных для ряда точек годографа, определяет положение отражающей границы. Нетрудно заметить, что переход от величин r_k в способе эллипсов к величинам r'_k в способе окружностей эквивалентен введению нормальных кинематических поправок. Только в данном случае преобразуются не времена пробега волны, а прямо пропорциональные им величины расстояний.

Способ засечек. Если отражающая граница плоская, то имеется мнимый источник O^* , из которого как бы исходят все лучи (рис. 15.1, б). Длина луча r_k , приходящего в точку S_k , выражается формулой (15.1). Если из нескольких точек приема S_1, S_2, \dots провести дуги окружностей P_1, P_2, \dots радиусами r_1, r_2, \dots соответственно, то все дуги (засечки) должны пересечься в точке O^* . Соединив точки действительного и мнимого источников, находят положение отражающей границы R как перпендикуляра к середине отрезка OO^* . Изученной части границы соответствует отрезок перпендикуляра, ограниченный крайними лучами O^*S_1 и O^*S_n . Вследствие неизбежных погрешностей засечки из различных пунктов приема пересекаются друг с другом в ряде случайно расположенных точек, образуя *многоугольник погрешности (невязки)*. Точку O^* выбирают внутри многоугольника, учитывая густоту распределения точек пересечения различных окружностей. Площадь многоугольника может служить мерой точности построения границы.

Способ полей времен. Построим два семейства изохрон, изображающих поля времен прямой и отраженной волн (рис. 15.1, в). В однородном полупространстве изохроны прямой волны $t'_n(x, z)$, построенные с постоянным шагом Δt для моментов времени $t_n (t_n = n\Delta t, n = 1, 2, \dots)$, представляют собой концентрические полуокружности с радиусами $r'_n = t_n v_{\text{ср}}$. Изохроны отраженной волны строим по ее годографу с тем же временным интервалом. Сначала для произвольного момента времени t_m определяем опорную изохрону отраженной волны. С этой целью в ряде точек наблюдения S_k находим разности δt_k между временами прихода отраженной волны t_k и фиксированным временем t_m . Вычислив радиусы

$$\delta r_k = \delta t_k v_{\text{ср}}, \quad (15.3)$$

проводим ими окружности из соответствующих точек S_k . Огибающая окружностей является изохроной отраженной волны $t''_m(x, z)$. Затем от этой опорной изохроны на основании принципа Гюйгенса строим семейство изохрон отраженной волны $t''_n(x, z)$ для моментов времени $t_n = n\Delta t$. Положение отражающей границы R определяется точками пересечения одноименных изохрон обоих семейств, удовлетворяющих условию

$$t'_n(x, z) = t''_n(x, z). \quad (15.4)$$

Это условие следует из того факта, что отраженная волна возникает в любой точке границы в тот момент, когда ее достигает прямая волна. Протяженность отражающей границы, построенной по данному годографу, ограничивается предельными лучами, приходящими в крайние точки наблюдения.

Способ t_0 . По времени t_{0k} прихода отраженной волны в пункт возбуждения O_k вычисляют эхо-глубину h_k границы в этой точке профиля:

$$h_k = \frac{1}{2} t_{0k} v_{\text{ср}}. \quad (15.5)$$

Окружность радиуса h_k , проведенная из точки O_k , определяет изохрону нормального отражения, одна из точек которой принадлежит границе R . Последнюю находят как огибающую семейства подобных окружностей, построенных из последовательно расположенных пунктов возбуждения (рис. 15.1, г).

При системе сейсмического профилирования невысокой кратности (однократной, двукратной) пункты возбуждения располагают довольно редко. Поэтому построение границы этим способом по исходным годографам может оказаться недостаточно детальным. Ситуация меняется при введении в эти годографы кинематических поправок, за счет чего они превращаются в годографы нормальных времен $t_0(x)$. Совокупность линий $t_0(x)$ составляет кинематический временной разрез, который преобразуют в глубинный разрез способом t_0 .

Способ взаимных точек. Пусть во взаимных точках O_1 и O_2 определены элементы годографа отраженной волны – время T и градиенты времени \bar{t}_1 и \bar{t}_2 , соответственно. Если скорость $v_{\text{ср}}$ известна, то эта информация оказывается даже избыточной, поскольку отражающую площадку можно построить по любым двум из трех указанных элементов. Например, по значениям градиентов определим углы выхода отраженных лучей e_1 и e_2 , пользуясь соотношением

$$\cos e = \tau v_{\text{ср}}. \quad (15.6)$$

Проведя из точек O_1 и O_2 эти лучи до взаимного пересечения, найдем точку отражения A (рис. 15.1, д). Элемент границы R в этой точке перпендикулярен к биссектрисе угла между лучами. Определив длину луча O_1AO_2 и зная время T , можно вычислить среднюю скорость пробега волны. Тем самым способ взаимных точек позволяет уточнить величину скорости в процессе построения отражающей границы.

Способы построения в градиентных средах. При непрерывном изменении скорости в покрывающей толще отражающую границу строят путем расчета лучей и изохрон для прямой и отраженной волн, пользуясь способами полей времен и взаимных точек. Принципы построения остаются теми же, что и в случае однородной среды, однако расчеты становятся более сложными из-за необходимости учета изменений скорости распространения волн.

Способы построения в слоистых средах. При построении отражающего горизонта с учетом преломления лучей на промежуточных границах раздела должно быть известно их положение и распределение пластовых скоростей. Построения обычно выполняют способами полей времен и взаимных точек.

Пусть заданы годограф Γ волны, отраженной от горизонта R , и промежуточная граница R_1 , которая разделяет слои с известными пластовыми скоростями v_1 и v_2 , постоянными или переменными в пределах каждого слоя (рис. 15.2, а). Учитывая характер скорости v_1 , построим поля времен прямой и отраженной волн до пересечения с промежуточной границей R_1 .

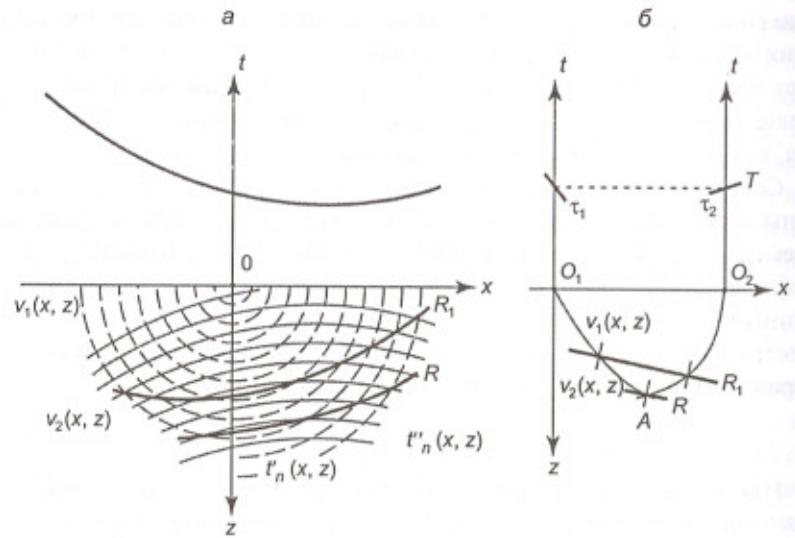


Рис. 15.2. Построение отражающих границ по продольным годографам в слоистых средах способами:
а – поля времен; б – взаимных точек

жущей границей R_1 . Времена пересечения определяют годографы прямой Γ' и отраженной Γ'' волн, наблюдаемых на этой границе. По этим данным от границы R_1 построим во втором слое поля времен прямой $t'_n(x, z)$ и отраженной $t''_n(x, z)$ волн. Положение отражающей границы R определяется, согласно соотношению (15.4), точками пересечения одноименных изохрон обоих семейств.

Способом взаимных точек, исходя из известных в пунктах O_1 и O_2 градиентов времени встречных годографов \bar{t}_1 и \bar{t}_2 и заданной скорости v_1 верхнего слоя, вычисляют углы выхода отраженных лучей по формуле, аналогичной (15.6). Далее строят оба луча, учитывая их преломление на промежуточной границе R_1 (рис. 15.2, б). Пересечение лучей определяет точку отражения A , причем отражающий элемент совпадает с нормалью в этой точке к биссектрисе угла между лучами. Известное время T во взаимных точках можно использовать для контроля выполненных построений, в частности, – для уточнения скорости v_2 во втором слое.

Мы рассмотрели решение задачи в случае одной промежуточной границы. Очевидно, что подобным образом можно выполнять построение целевой границы при последовательном пересечении любого числа промежуточных границ раздела.

15.1.2. Временные разрезы и кубы. Сейсмический спос

Сейсморазведку на отраженных волнах выполняют преимущественно по методике многократных перекрытий с обработкой полевых записей методом общей средней (глубинной) точки. Важнейшим результатом обработки является волновое изображение геологического объекта, называемое *временным разрезом* или *временным кубом*, соответственно материалам 2D или 3D сейсморазведки. Внешний вид временного куба в изометрическом представлении показан на рис. 15.3.

Схема построения динамических временных разрезов и кубов рассматривалась ранее (п. 10.2.3). Для преобразования полевых записей в суммарный временной разрез принципиальное значение имеют две процедуры – *введение кинематических поправок*, приводящее наблюденные времена к нормальным, и *суммирование исправленных трасс по общим средним (глубинным) точкам*. Большинство других процедур, которым подвергаются сейсмические записи (введение статических поправок, частотные и многоканальные фильтрации, скоростной анализ и др.)

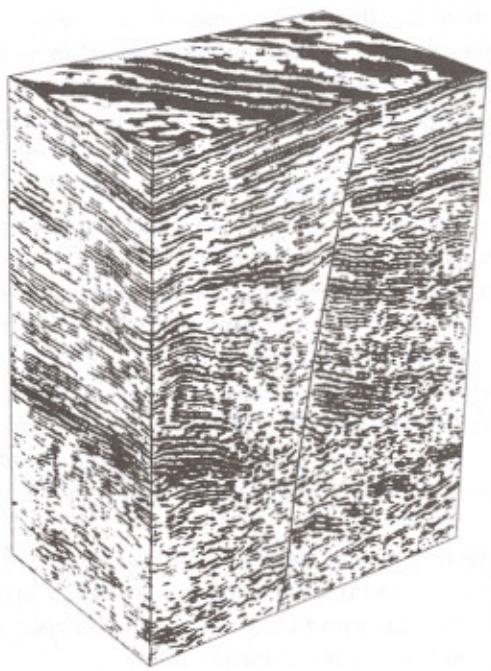


Рис. 15.3. Временной куб в трех ортогональных сечениях

служат для оптимизации обработки с целью повышения качества результативной волновой картины.

На платформах структуры осадочного чехла обычно имеют весьма пологие формы. В таких условиях волновая картина временного разреза или куба на качественном уровне удовлетворительно отображает основные черты геологического строения. Однако для количественных оценок структурных элементов разреза и для расшифровки его строения в местах сложной интерференции полезных волн требуется существенная коррекция волновой картины, учитывающая фактор сейсмического сноса. Только в случае нормального отражения в горизонтально-слоистой среде с однородными слоями глубинная точка образования отраженной волны располагается строго под точкой ее наблюдения на поверхности. Во всех других случаях, когда приемник удален от источника или среда не является горизонтально-слоистой и слоисто-однородной, имеет место **сейсмический снос – несовпадение проекции на поверхность точки отражения с точкой наблюдения соответствующей волны**.

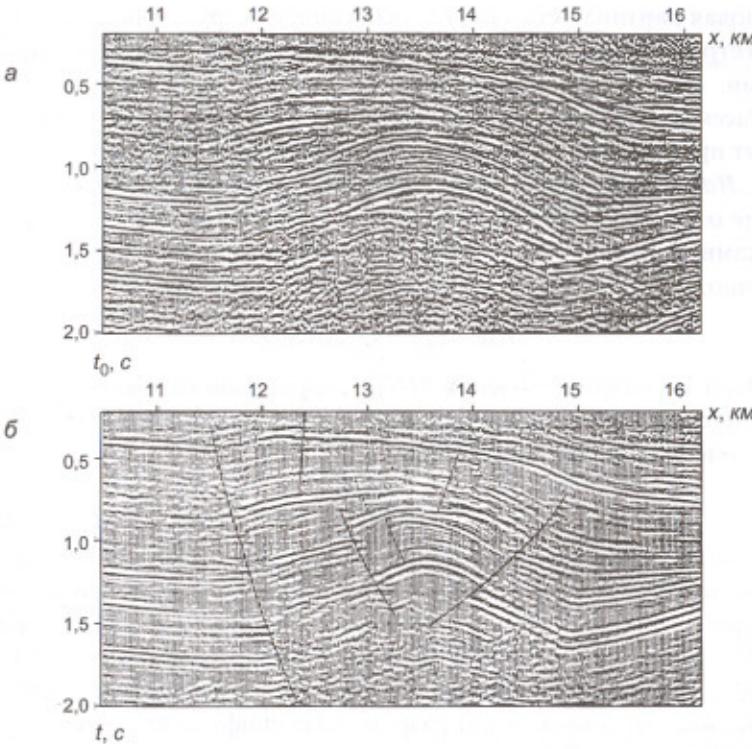


Рис. 15.4. Временной разрез МОГТ, построенный:
а – без учета сейсмического сноса; *б* – с учетом сейсмического сноса
(отмечены разрывные нарушения)

дение проекции на поверхность точки отражения с точкой наблюдения соответствующей волны.

На рис. 15.4, *а* показан для примера временной разрез ОГТ, на котором отражающие горизонты однозначно прослеживаются только в его верхней части. На временах больших 1 с волновую картину трудно расшифровать из-за интерференции осей синфазности противоположных наклонов. Это обусловлено сейсмическим сносом отраженных и дифрагированных волн, образовавшихся на сложном рельфе глубинных границ. Рис. 15.4, *б* показывает временной разрез ОГТ по тому же профилю, построенный с учетом сейсмического сноса. Здесь

волновая картина четко рисует особенности структурно-тектонического строения разреза, осложненного крупными разрывными нарушениями.

Рассмотрим три основные эффекта сейсмического сноса, которые могут проявляться на временном разрезе.

1. *Наклонная граница.* Пусть профиль x расположен вкrest простирания отражающей границы R с углом падения ψ (рис. 15.5, а). Под точками профиля M и N граница находится в точках A и B соответственно, и на интервале профиля Δx имеет превышение

$$\Delta H = z_B - z_A = \Delta x \operatorname{tg} \psi. \quad (15.7)$$

Этой же базе наблюдения MN по нормально отраженным лучам соответствует участок границы CD с превышением эхо-глубин Δh и приращением нормальных времен Δt_0

$$\Delta h = ND - MC = \Delta x \sin \psi, \quad \Delta t_0 = 2\Delta h / v, \quad (15.8)$$

где v – скорость в покрывающей границу среде. На временном разрезе сейсмические трассы расположены вертикально, поэтому точка отражающей границы C здесь отображается точкой C' ($MC' = MC$), а точка D – точкой D' ($ND' = ND$). В результате интервал границы CD , от которого получены нормальные отражения на базе наблюдения MN , изображается на временном разрезе осью синфазности, расположенной на интервале $C'D'$.

На рис. 15.5 для удобства сопоставлений временных и глубинных разрезов вертикальные оси координат t_0 и z совмещены, причем их масштабы взяты такими, чтобы при отсутствии сейсмического сноса временные и глубинные изображения совпадали. Истинное положение сейсмического объекта на глубинном разрезе показано сплошной линией, а его изображение на временном разрезе – пунктиром.

Рис. 15.5, а демонстрирует эффект сейсмического сноса для наклонной отражающей границы. Ее изображение $C'D'$ на интервале MN временного разреза не тождественно истинному положению CD этой границы в пространстве. Изображение границы сдвинуто в сторону ее падения. Угол наклона ψ' изображения, по сравнению с истинным углом наклона ψ , уменьшен тем значительнее, чем круче падение отражающей границы:

$$\operatorname{tg} \psi' = \frac{\Delta h}{\Delta x} = \sin \psi. \quad (15.9)$$

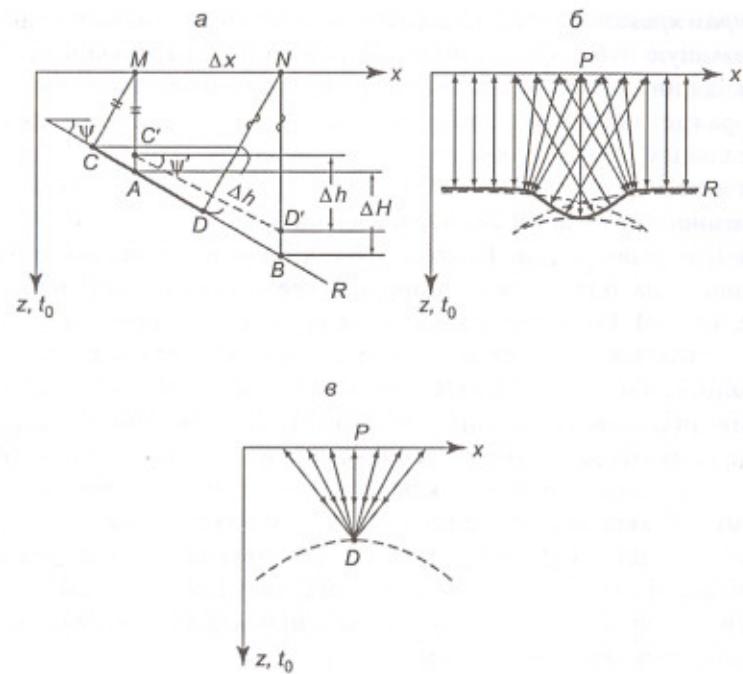


Рис. 15.5. Эффекты сейсмического сноса на моделях кинематических временных разрезов:
а – наклонная граница; б – вогнутая граница; в – центр дифракции

Изображение границы на временном разрезе имеет большую протяженность, чем ее действительная длина на соответствующем интервале глубинного разреза: $C'D' > CD$.

2. *Вогнутая граница.* На рис. 15.5, б представлена модель локального синклинального прогиба отражающей границы R с центром кривизны, расположенным под точкой P профиля x , который ориентирован вкrest простирания структуры. Радиус кривизны синклиниали меньше, чем глубина границы, что означает погребенный центр кривизны. Волновая картина, наблюдаемая на профиле, симметрична относительно точки P . Построив из множества точек профиля нормальные лучи к границе R , убедимся, что над синклиналью в каждую точку наблюдения приходит не одно, а два-три отражения от разных участков границы. Из-за сейсмического сноса в области синклиниали с погребенным

центром кривизны годограф нормальных времен $t_0(x)$ образует петлю, показанную пунктирной линией. В результате на временном разрезе сложная интерференционная ось синфазности отраженной волны не отображает истинной формы границы в области ее резкого прогиба. В реальных условиях обычно удается наблюдать только отдельные фрагменты этой петли, что делает интерпретацию волновой картины временного разреза весьма неоднозначной.

3. Центр дифракции. Рассмотрим точечный источник – центр дифракции D , находящийся в однородной среде под точкой P профиля x (рис. 15.5, в). Годограф нормальных времен $t_0(x)$ дифрагированной волны является гиперболой, симметричной относительно точки P . При суммировании записей по ОГТ дифрагированные волны могут хорошо накапливаться, поскольку по форме годографов они близки к однократным отражениям. За счет дифракций на временном разрезе образуются интенсивные выпуклые оси синфазности гиперболической формы. В таких случаях сейсмический снос создает, пожалуй, наиболее обманчивый эффект: точечный дифрагирующий объект реальной среды изображается на временном разрезе протяженной осью синфазности, которая ошибочно может быть принята за отражение от выпуклой сейсмической границы.

Сейсмический снос не только деформирует пространственные изображения объектов исследования, но также искашает оценки их акустических свойств. Действительно, во всех рассмотренных случаях пространственная протяженность осей синфазности на временных разрезах превышает протяженность соответствующих объектов в геологической среде. Этот эффект относительно мал в случае наклонной границы и предельно велик в случае дифракции, когда точечный объект изображается протяженной осью синфазности. В результате энергия упругих колебаний, образовавшихся на определенном отражающем или дифрагирующем элементе среды, распределяется (размазывается) по более протяженному элементу волновой картины, каким является соответствующая ось синфазности. Это искашает оценки отражающих и рассеивающих свойств сейсмогеологических объектов, которые при динамической интерпретации находят по измерениям амплитуд полезных волн на временном разрезе.

Таким образом, временные разрезы и кубы, получаемые в более или менее сложных геологических условиях, не могут быть надежно интерпретированы без учета сейсмического сноса. Процедура его уч-

та, превращающая волновую картину в адекватное изображение сейсмогеологической среды, называется миграцией и может иметь ключевое значение для интерпретации данных МОВ.

15.1.3. Основы сейсмической миграции

Миграция – это построение волнового изображения геологической среды с учетом сейсмического сноса, выполняемое по многоканальным сейсмограммам или временными разрезам (кубам).

Основополагающая идея миграции состоит в том, чтобы по наблюденному на поверхности волновому полю получить изображение создающих его глубинных объектов. По существу это означает решение задачи обращенного продолжения волнового поля от места его регистрации на поверхности к месту его образования в качестве отраженных и дифрагированных волн. Теоретической основой решения является скалярное волновое уравнение, описывающее распространение продольной волны в идеально упругой однородной изотропной среде. Его представляют в интегральной форме в виде уравнения Кирхгофа (1.14) или в дифференциальной форме в виде уравнения Ламэ (1.3). Следовательно, миграционные преобразования теоретически исходят из самой простой модели сейсмического поля, удовлетворяющей следующим постулатам:

- все исходные колебания принадлежат только полезным волнам – однократно отраженным и дифрагированным;
- на сейсмических границах не образуются многократно отраженные и обменные волны, а также головные, граничные и пр.;
- отсутствуют явления поглощения и слоистого рассеяния упругой энергии;
- отсутствуют явления частотной дисперсии скоростей.

Очевидно, что эта идеальная модель сильно упрощает реальные условия формирования регистрируемого волнового поля. Тем не менее даже для нее задача обращенного продолжения поля оказывается весьма непростой и требует неординарных решений. Основным аргументом в пользу практического применения этих решений служит тот факт, что при аккуратном исполнении миграционных преобразований удается неплохо учитывать сейсмический снос полезных волн и получать по ним достаточно верное изображение геологических объектов в реальных средах – неоднородных и даже анизотропных. Что касается

волн других типов, то при миграции они играют роль помех, создавая шумовой фон регулярных и нерегулярных колебаний. Поэтому *до миграции необходимо основательно подавлять волны-помехи с помощью процедур одноканальной и многоканальной фильтрации.*

При миграции трассы исходных сейсмограмм $u(x, y, t)$ или временного разреза (куба) $u(x, y, t_0)$ преобразуют в трассы мигрированного временного разреза (куба) $u(x, y, t_{\text{B}})$, на которых изображения отражающих и дифрагирующих объектов отнесены к их *вертикальным временам* t_{B} в точках поверхности (x, y) . Отсюда нетрудно получить конечный результат – *глубинный разрез* (куб) $u(x, y, z)$, для чего вертикальные времена t_{B} следует пересчитать в глубины z , используя известное распределение скоростей в исследуемой среде. По исходным данным можно непосредственно получать мигрированные глубинные изображения, минуя этап построения мигрированного временного разреза (куба). Однако в таком случае затруднены сопоставления сейсмических изображений до и после миграции, которые необходимо делать для оценки эффективности преобразования и оптимизации его параметров и миграционных скоростей.

В настоящее время известно много разновидностей миграционных преобразований, отвечающих особенностям сейсмогеологических условий их применения и возможностям алгоритмических решений. Эти разновидности можно различать по ряду характеристик, которые определяют размерность, метод, место, область и способ реализации миграционной процедуры.

1. Размерность миграции. Сейсмическое поле является существенно объемным, поэтому корректное решение задачи его обращенного продолжения возможно только по данным 3D сейсморазведки путем **трехмерной миграции**. Однако учет сейсмического сноса приходится делать и по линейным наблюдениям 2D сейсморазведки, выполняя **двумерную миграцию**. При этом достоверность получаемых результатов ограничена, поскольку учет сноса колебаний здесь возможен только в вертикальной плоскости профиля. Эффективность трехмерной миграции иллюстрируется на рис. 15.6, где сопоставлены волновые картины временного разреза до миграции, после двумерной миграции и после объемной миграции. Хорошо видно, что в наиболее сложных местах разреза последний вариант существенно отличается от предыдущих, давая более однозначное изображение локальных структур.

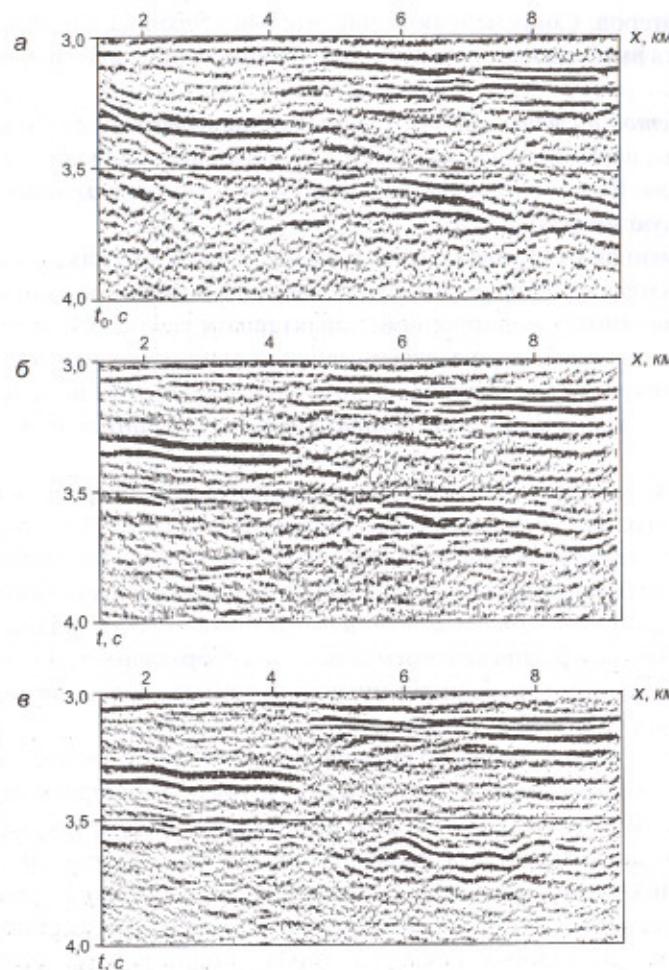


Рис. 15.6. Эффективность трехмерной миграции; временные разрезы:
а – до миграции; б – после двумерной миграции;
в – после трехмерной миграции

Двумерная и трехмерная миграции построены на общих подходах и различаются в основном технологией их реализации: объемная миграция является громоздкой и времязатратной вычислительной процедурой, требующей очень больших ресурсов быстродействия и памяти

компьютеров. Современная вычислительная техника способна обеспечивать выполнение трехмерной миграции в производственных масштабах.

2. Метод миграции. Он определяется характером скоростной модели среды, в которой осуществляется обращенное продолжение волнового поля. В этом отношении различают временную миграцию (ВМ) и глубинную миграцию (ГМ).

Временная миграция основана на допущении, что для каждого источника отраженной или дифрагированной волны покрывающую среду можно считать однородной, характеризуя ее средней скоростью, которая однозначно определена временем прихода волны – $v_{ср}(t)$. Временная миграция реализуется в объеме однородной среды методом средних скоростей, в котором сейсмические лучи считаются прямолинейными.

Глубинная миграция учитывает неоднородность строения покрывающей толщи, состоящей из разноскоростных слоев. Они образуют промежуточные сейсмические границы, на которых лучи проходящих волн испытывают преломление. Глубинная миграция реализуется в объеме структурно-скоростной модели неоднородной среды, заданной пространственным распределением пластовых скоростей – $v_{пл}(x, y, z)$. Существуют способы глубинной миграции, учитывающие анизотропию пластовых скоростей.

Временная миграция, по сравнению с глубинной, осуществляется проще и быстрее, с меньшими затратами труда интерпретатора и ресурсов компьютера. Поэтому ВМ преобладает при обработке массовых производственных материалов площадной и профильной сейсморазведки. Однако такой метод миграции дает удовлетворительные результаты лишь при соблюдении важного условия: в точках исследуемой площади сейсмические скорости должны однозначно определяться временем пробега волны и не зависеть от направления ее траектории в пространстве. Временная миграция эффективна при отсутствии существенных горизонтальных градиентов сейсмических скоростей. Это условие обычно выполняется в районах спокойной тектоники осадочного чехла.

При сложном строении покрывающей толщи, содержащей резкие складки, крутые диапирсы, крупные сбросы, интенсивные надвиги и т. п., сейсмические скорости подвержены сильной латеральной изменчивости и существенно зависят от азимута распространения волны. В этих

обстоятельствах необходимо делать глубинную миграцию, для обеспечения которой строят скоростную модель (скоростной куб) исследуемой среды. Модель отображает пространственную форму основных сейсмических границ и распределение пластовых скоростей между ними. Сейсмические пласти могут быть как однородными, так и градиентными. В принципе глубинная миграция позволяет определять положение отражающих и дифрагирующих объектов в средах самого сложного строения. Скоростная модель, обладающая необходимой детальностью и достоверностью, строится итерационным путем через ряд циклов последовательных приближений, причем в качестве начальных оценок обычно используют данные предшествующей временной миграции. Естественно, трудоемкость процесса глубинной миграции сказывается на стоимости получаемых результатов, но это бывает оправдано их высоким качеством.

3. Место миграции. Имеется в виду взаимное расположение в графе обработки процедур миграции и суммирования (накопления) трасс. Миграционные преобразования выполняют как после суммирования (ПС), так и до суммирования (ДС), поэтому возможны 4 варианта миграции:

- временная миграция после суммирования (ВМПС);
- временная миграция до суммирования (ВМДС);
- глубинная миграция после суммирования (ГМПС);
- глубинная миграция до суммирования (ГМДС).

Для каждого варианта существуют сейсмогеологические и алгоритмические предпосылки эффективного применения. В порядке указанной последовательности варианты миграции сменяют друг друга по мере увеличения сложности исследуемых геологических объектов. В этом же порядке возрастают трудоемкость и стоимость миграционных преобразований.

Миграция после суммирования (МПС) хороша тем, что исходным материалом для нее служит суммарный разрез (куб), который, благодаря накоплению сигналов по ОСТ, в значительной степени очищен от случайных и регулярных волн-помех, включая многократные отражения. Другим важным преимуществом МПС является ее экономичность: объем вычислительных операций, по сравнению с миграцией до суммирования (МДС), сокращается пропорционально кратности суммарного разреза, что особенно существенно в трехмерных случаях. Обладая отмеченными достоинствами, МПС имеет очевидный не-

достаток: в условиях наклонных границ и неоднородных покрывающих толщ временные разрезы (кубы) ОСТ не обеспечивают накопления полезных отражений по истинным точкам их образования, что искажает кинематику и динамику суммарной волновой картины, подлежащей миграции. Если такие искажения нельзя считать допустимыми, то необходимо обратиться к миграции до суммирования – временной или глубинной.

ВМДС целесообразна в случаях значительных наклонов отражающих границ. Она особенно актуальна, когда на поверхность наблюдения одновременно приходят волны от границ существенно различной крутизны. Примером могут служить отражения, возникающие в горизонтально-слоистой осадочной толще, пересеченной контрастными субвертикальными зонами разрывных нарушений. При одной и той же величине средней скорости этих волн, оптимальные скорости их суммирования $v_{\text{ОГТ}}$ оказываются существенно различными, поскольку они зависят от углов наклона границ. Поэтому на суммарном временном разрезе не удается совместно получать хорошие изображения пологих стратиграфических и крутопадающих тектонических границ, хотя и те и другие представляют первостепенный разведочный интерес. Миграция индивидуальных сейсмических трасс снимает это противоречие, так как имеющиеся на них полезные отражения от границ разных наклонов независимо друг от друга синхронно накапливаются на мигрированном временном разрезе (кубе). Разумеется, это справедливо при условии правильного задания скоростного закона $v_{\text{ср}}(t)$ – зависимости средней скорости распространения волн от времени их пробега.

ГМДС целесообразна в случаях, когда сложное строение покрывающей толщи создает резкие преломляющие границы и сильный горизонтальный градиент скоростей. В таких условиях оси синфазности полезных волн значительно отличаются от гиперболических годографов, по которым суммируют колебания в методе ОСТ. При этом на суммарных трассах не происходит синфазного накопления и усиления сигналов. Миграция одиночных трасс свободна от требования гиперболичности годографов полезных волн. При корректной скоростной модели сигналы накапливаются непосредственно в точках их образования, создавая верные изображения неоднородностей среды, каковыми являются отражающие границы и дифрагирующие элементы. Трехмерную глубинную миграцию до суммирования можно, по-види-

мому, считать наиболее сложной вычислительной процедурой графа обработки сейсморазведочных наблюдений.

4. Область миграции. Задачу миграции решают в пространственно-временной области или в области многомерных частотных спектров волнового поля. Исходными данными являются совокупности сейсмических трасс, одиночных либо суммарных, амплитуды которых описывают волновое поле в координатах пространства и времени – $u(x, y, t)$. **Пространственно-временная миграция** преобразует это поле в той же области, оперируя амплитудами упругих колебаний. **Частотная миграция** преобразует многомерный спектр исходной волновой картины – $U(k_x, k_y, \omega)$. Таким путем удается преодолеть некоторые ограничения, существующие при решении задачи в пространственно-временной области. Процедура миграции может представлять собой комбинацию последовательных преобразований волнового поля как в пространственно-временной, так и в спектрально-частотной областях. Характер такой комбинации зависит от программно-алгоритмических возможностей решения поставленной задачи.

5. Способ миграции. В сейсморазведочной практике используют различные способы миграции, отличающиеся подходом к задаче, методикой и технологией ее решения.

Интегральный подход к задаче миграции основан на формуле Кирхгофа (1.14), из которой следует дифракционный принцип Гюйгенса-Френеля. Он позволяет путем криволинейного суммирования сейсмических трасс разложить исходное поле на элементарные дифрагированные волны и, найдя местоположение их источников, получить изображение глубинных объектов как множества дифрагирующих элементов. Такое решение впервые было предложено Ю. В. Тимошиным и названо им *дифракционным преобразованием* (*D-преобразованием*). Позднее, будучи усовершенствованным, этот подход получил название *миграции по Кирхгофу*.

Дифференциальный подход к задаче миграции предусматривает решение волнового уравнения в частных производных (1.3), которое реализуется в пространственно-временной или спектрально-частотной области. Оригинальное решение задачи в пространственно-временной области, найденное Дж. Клаербутом, называют *конечно-разностной миграцией*. В области многомерных спектров волнового поля способы его *частотной миграции* были предложены Дж. Газдагом и Р. Столтом.

Все способы миграции реализуют приближенные решения задачи и имеют те или иные ограничения в отношении геометрических и скоростных характеристик среды. Поэтому корректность получаемых на практике результатов зависит от умения интерпретатора выбрать в каждом случае способ миграции, адекватный конкретным сейсмогеологическим условиям.

Далее мы рассмотрим некоторые из наиболее распространенных способов миграции в их двумерной реализации, чтобы избежать громоздкости трехмерных преобразований.

15.1.4. Миграция по Кирхгофу

Интеграл Кирхгофа (1.14) описывает прямое продолжение скалярного сейсмического поля $u(x, y, z, t)$, заданного на поверхности Q в однородной среде со скоростью v , в более удаленную от источников точку C . Доказано, что обращенное продолжение этого поля от поверхности наблюдения Q во внутреннюю точку среды D , расположенную ближе к источникам, описывается формулой, которая подобна интегралу (1.14). Различие заключается в том, что теперь величины, заключенные в квадратные скобки, следует брать не для опережающих моментов времени $t - r/v$, а для запаздывающих моментов времени $t + r/v$, где r – расстояние от точки D до точек поверхности Q .

Если область сейсмических наблюдений ограничена горизонтальной линией профиля x , то из интеграла Кирхгофа можно получить приближенную формулу двумерного обращенного продолжения наблюденного поля $u(x, t)$. Эта формула определяет поле в области точечного источника, расположенного в точке $D(x_D, z_D)$ в однородной среде со скоростью v :

$$u(x_D, z_D) = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{\tau_x}} \frac{\partial u(x, \tau_x)}{\partial t} dx, \quad (15.10)$$

где τ_x – время прихода в точку профиля x волны, образовавшейся в точке разреза $D(x_D, z_D)$.

Выражение (15.10) описывает взвешенное суммирование величин производной по времени от наблюденного поля $u(x, t)$ вдоль продольного гидографа $\tau_x = \tau(x)$ дифрагированной волны, образовавшейся в точке D . Весовые коэффициенты $1/\sqrt{\tau_x} v$ учитывают влияние геометри-

ческого расхождения фронта волны на ее вклад в суммарное значение и (x_D, z_D) при двумерной регистрации колебаний трехмерного сейсмического поля. (В случае объемной миграции геометрическое расхождение учитывается коэффициентом $1/\tau^v$). Операция дифференцирования для исключенных результатов несущественна, поэтому в формуле (15.10) вместо производной $\partial u(x, \tau_x)/\partial t$ можно использовать исходную функцию $u(x, \tau_x)$.

Схема миграции волновой картины, основанная на соотношении (15.10), выглядит следующим образом. Пусть имеется многоканальная сейсмограмма ОТВ с трассами $y_x(t)$, и известен скоростной закон $v(z)$. Возьмем на плоскости разреза произвольную точку D с координатами (x_D, z_D) и будем рассматривать ее как возможный дифрагирующий элемент (рис. 15.7, a). По координатам пункта возбуждения (ПВ) и пунктов приема (ПП) рассчитаем теоретический гидограф дифрагированной волны τ_x . Затем просуммируем отсчеты трасс исходной сейсмограммы вдоль линии этого гидографа:

$$y_\Sigma(x_D, z_D) = \sum_x w_x(\tau_x) y_x(\tau_x), \quad (15.11)$$

где $w_x(\tau_x) = 1/\sqrt{\tau_x} v(z)$ – весовые коэффициенты, изменяющиеся во времени и пространстве. Суммарную амплитуду отнесем к точке D , изобразив величину y_Σ тем или иным способом на плоскости разреза. Для множества подобных точек, достаточно плотно расположенных на плоскости (x, z) , получим картину распределения дифрагирующих элементов в виде динамического глубинного разреза. Действительно, в тех случаях, когда пробная точка D совпадает с реальной неоднородностью среды, линия криволинейного суммирования колебаний совпадает с осью синфазности соответствующей дифрагированной волны и суммарная амплитуда пропорциональна ее интенсивности. Если же в точке нет реального центра дифракции, то вдоль расчетного гидографа суммируются случайные отсчеты разных трасс и математическое ожидание y_Σ равно нулю. Указанная процедура реализует *интерференционную систему, настроенную на выделение элементарных дифрагированных волн*.

При обработке материалов многократного перекрытия миграционному преобразованию чаще подвергают не исходные сейсмограммы, а временные разрезы ОГТ $y_x(t_0) = y(x, t_0)$. На сейсмограмме ОГТ, относящейся к пикету профиля x , гидограф волны $\tau_{\text{ОГТ}}$, дифрагированной в точке (x_D, z_D) , практически совпадает с гидографом $t_{\text{ОГТ}}$ волны, отра-

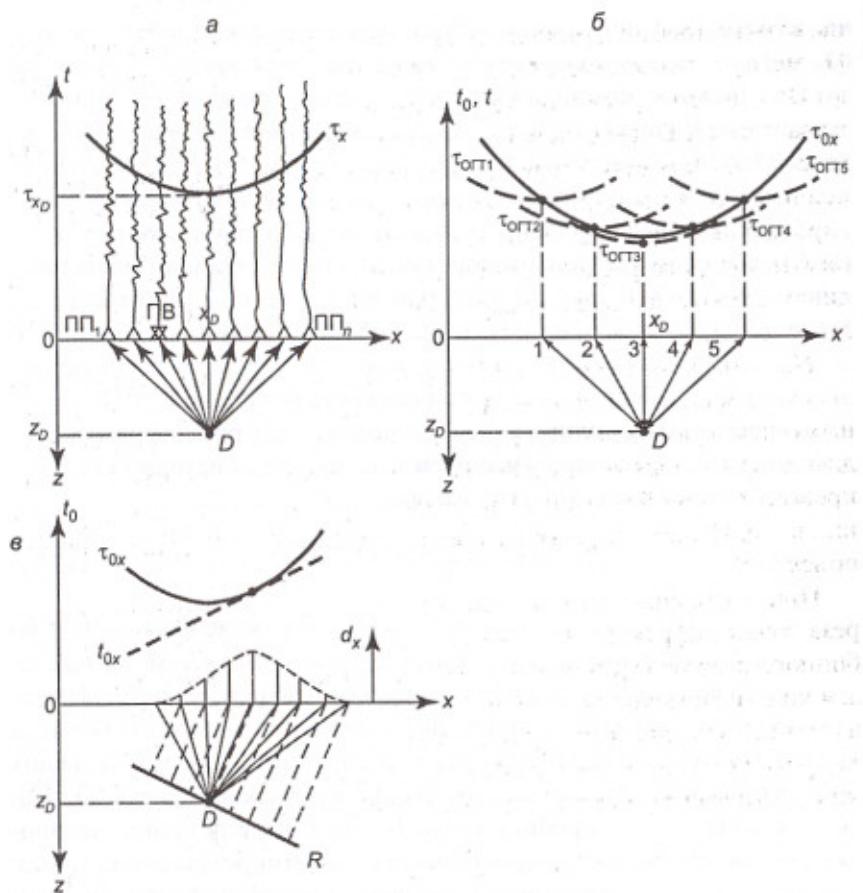


Рис. 15.7. Миграция по Кирхгофу (D -преобразование):
а – суммирование сейсмограммы ОТВ по годографу дифрагированной волны;
б – годографы ОГТ дифрагированной волны в нескольких точках профиля и ее годограф нормальных времен на суммарном временном разрезе;
в – весовые коэффициенты D -преобразования, учитывающие наклон отражающей границы

женной от плоской границы, которая проходит через точку D с углом наклона $\varphi_D = \arctg(x - x_D)/z_D$ (п. 4.2.5). При $x = x_D$ годографы ОГТ дифрагированной и отраженной волн совершенно одинаковы: $\tau_{\text{ОГТ}} = t_{\text{ОГТ}}$. Это обеспечивает синфазное суммирование дифрагированной вол-

ны в точке профиля, расположенной над дифрагирующими элементом. По мере удаления пикета ОГТ от точки D время минимума τ_0 годографа ОГТ дифрагированной волны возрастает, а сам годограф выполняется, все более отличаясь от годографа ОГТ отраженной волны (рис. 15.7, б). В результате условия суммирования дифрагированной волны по ОГТ постепенно ухудшаются. На временном разрезе дифрагированная волна имеет гиперболический по форме годограф τ_{0x} , минимум которого расположен на пикете x_D . Интенсивность волны на динамическом временном разрезе ОГТ уменьшается в обе стороны от этого пикета.

На временных разрезах ОГТ дифрагированные волны часто имеют хорошую прослеживаемость, хотя они относительно слабы на исходных сейсмограммах ОТВ. Причина в том, что условия суммирования дифрагированных волн остаются благоприятными (расфазировка не превышает одной четверти видимого периода колебаний) до удалений по профилю от x_D , соизмеримых с глубиной z_D дифрагирующего объекта D .

При дифракционном преобразовании исходного временного разреза точки дифракции D на каждой вертикали результативного глубинного разреза ($x_D = \text{const}$) перебирают с малым шагом Δz . Вычисляя кинематические поправки для дифрагированной волны $\Delta\tau_{0x}$ по известной зависимости $v_{\text{cp}}(z)$, вводят их в трассы временного разреза $y_x(t_0)$, после чего суммируют последние с весовыми коэффициентами w_x , относя результат y_Σ к точке D глубинного разреза:

$$y_\Sigma(x_D, z_D) = \sum_x w_x y_x(t_0 - \Delta\tau_{0x}), \quad (15.12)$$

$$\text{где } \Delta\tau_{0x} = \tau_{0x} - \tau_{0x_D} = \tau_{0x_D} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{x - x_D}{z_D} \right)^2} - 1 \right), \quad \tau_{0x_D} = \frac{2z_D}{v_{\text{cp}}(z)},$$

$$w_x = w_x(\tau_{0x}) = \frac{1}{\sqrt{\tau_{0x}} v_{\text{cp}}(z)}.$$

При суммировании (15.12) к трассам временного разреза $y_x(t_0)$ могут применяться дополнительные весовые коэффициенты – аподизационные множители $d_x = d(|x - x_D|)$, которые, как и веса w_x , убывают с удалением трассы от точки x_D . Введение аподизационных множите-

лей помогает ослабить специфическую помеху, возникающую при дифракционном преобразовании, – *краевой эффект*. Он появляется вследствие ограниченности в пространстве регистрируемого поля дифрагированной волны. Краевые волны, образующиеся при решении обратной задачи, являются аналогами дифрагированных волн в прямой задаче. В самом деле, одной точке дифракции внутри исследуемой среды соответствует на сейсмограмме или временном разрезе протяженная в пространстве дифрагированная волна. И наоборот, волновому импульсу, взятому на одной трассе сейсмограммы или временного разреза, соответствует на изображении геологической среды протяженная вогнутая ось синфазности, имеющая форму изохроны дифракции – *геометрического места возможных точек дифракции*. Это обстоятельство ограничивает разрешающую способность интегрального преобразования, поскольку при построении разреза изображение дифрагирующего элемента как бы размазывается вокруг его истинного положения. Весовые коэффициенты суммирования, выбранные в соответствии с ожидаемым распределением в пространстве интенсивности дифрагированной волны, помогают ослабить этот нежелательный эффект. Одновременно снижается искажающее воздействие на результат разнообразных волн-помех, уровень которых увеличивается по отношению к дифрагированной волне с удалением от точки дифракции. Из этих же соображений подбирают базу суммирования – апертуру, которая возрастает с увеличением времени, т. е. глубины источников дифракции.

Рассмотренный вариант миграционного преобразования временных разрезов ориентирован прежде всего на изображение локальных неоднородностей среды. При этом создаются также изображения и протяженных границ раздела упругих свойств в виде непрерывных последовательностей сейсмических импульсов. Однако этот алгоритм нельзя считать оптимальным для построения гладких сейсмических границ: в нем не учитываются кинематические и динамические особенности отраженных волн и поэтому не используются все возможности для увеличения отношения сигнал/помеха в процессе их миграции. Чтобы восполнить указанный недостаток, следует при построении сейсмических границ перераспределить со временем весовые коэффициенты суммирования в зависимости от направления подхода однократных отражений. Это можно сделать, если заранее выделить на временном разрезе оси синфазности полезных отражений и определить

углы их подхода к линии наблюдения, т. е. кажущиеся скорости. Такая задача может решаться методом РНП (п. 13.2.4).

Вариант дифракционного преобразования, ориентированный на построение отражающих границ, предусматривает предварительный анализ временного разреза с целью оценки кинематических параметров регистрируемых отражений. Согласно полученным оценкам рассчитывается функция изменения во времени и пространстве весовых коэффициентов $d_x(t_0)$, используемых при последующем суммировании колебаний по трассам временного разреза. Распределение коэффициентов должно быть следующим: максимальный из них каждый раз приходится на ту трассу временного разреза, где годограф τ_{0x} волны, дифрагированной в точке D , касается годографа t_{0x} волны, отраженной от границы R , которой принадлежит точка дифракции (рис. 15.6, в). Для трасс, расположенных по обе стороны от этой основной трассы, веса должны монотонно убывать к краям базы суммирования (апертуры). При горизонтальной границе R основная трасса временного разреза находится над точкой D , при наклонной границе она смещается в сторону падения.

Миграционное преобразование обычно выполняют во временной области, пересчитывая исходный временной разрез в мигрированный временной разрез. При этом применяют те же самые формулы (15.11), (15.12), но в качестве вертикальных координат точек дифракции вместо глубин z_D используют времена $\tau_{0D} = 2z_D/v_{cp}(z_D)$.

Формула Кирхгофа описывает распространение волн в однородных средах. Однако основанный на ней интегральный подход успешно применяют и в неоднородных средах, выполняя не только временную, но и глубинную миграцию: в разрезах, состоящих из толстых слоев, волновое поле восстанавливают послойно сверху вниз, пересчитывая его с одной сейсмической границы на другую. В качестве простейшего варианта глубинной миграции до суммирования можно указать на описанную ранее (п. 11.1.3) процедуру замещения слоя, с помощью которой корректируют волновое поле сейсмограмм, деформированное присутствием в верхней части разреза сильной преломляющей границы с неровным рельефом.

В миграции по Кирхгофу нет ограничений на крутизну отражающих границ, которые могут иметь даже отрицательные углы наклона (подвернутые границы), что встречается в районах соляной диапиро-вой тектоники. Такого рода границы можно видеть на глубинном сей-

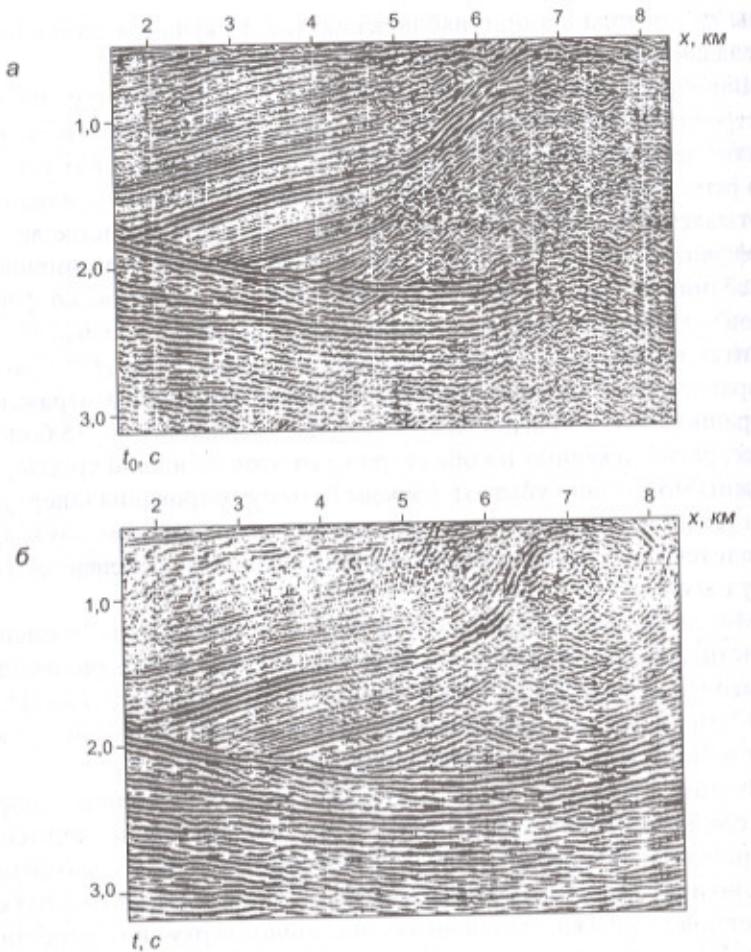


Рис. 15.8. Миграция по Кирхгофу; временной разрез в области солянокупольной тектоники:
а – до миграции; б – после миграции

смическом разрезе, показанном на рис. 3 во Введении учебника. Вместе с тем при временной миграции по Кирхгофу существует ограничение на степень горизонтальной изменчивости скоростей, поскольку в пределах апертуры суммирования колебаний, достигающей 2–3 км и более, скоростной закон $v_{\text{ср}}(t_0)$ приходится считать постоянным.

Применяя миграционное преобразование, следует учитывать не только его принципиальные достоинства, но и реальные недостатки, снижающие качество получаемых результатов. Если действительное распределение скоростей существенно отличается от упрощенной модели, принимаемой в расчетах, то удовлетворительной фокусировки дифрагированных волн в соответствующих точках пространства не происходит, и по качеству мигрированный разрез в чем-то может оказаться хуже исходного разреза. На мигрированных разрезах нередко отмечается снижение динамической выразительности отражений, в результате чего ухудшается качество изображения относительно слабых границ. На рис. 15.8 сопоставлены временной разрез ОГТ и результат его миграции по Кирхгофу. Миграция упростила волновую картину в области соляного купола, где четко обозначилась крутая боковая поверхность диапира. Вместе с тем местами ухудшилось прослеживание некоторых надсолевых и подсолевых горизонтов.

15.1.5. Конечно-разностная миграция

Рассмотрим в вертикальной плоскости (x, z) продольного профиля x волновое поле $u(x, z, t) = u_p(x, z, t)$, удовлетворяющее дифференциальному уравнению (1.3). Будем считать что наблюденные на поверхности ($z = 0$) колебания, представленные в виде временного разреза $u_z(x, t) = u_0(x, t)$, обусловлены только восходящими продольными волнами – однократными отраженными и дифрагированными, которые распространяются в однородной абсолютно упругой среде со скоростью $v = v_p$. Учтем, что в уравнении (1.3) время t характеризует распространение волны в одном направлении. Такое время составляет половину регистрируемого значения t на временном разрезе $u_0(x, t)$, где фиксируется пробег волны в обе стороны – от поверхности до границы и обратно. Поэтому двумерное волновое уравнение, с использованием регистрируемых времен, принимает вид

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{4}{v^2} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}. \quad (15.13)$$

При этом время пробега волны по нормальному лучу от границы до поверхности составляет $t/2$, а моментом возникновения волны на границе является $t = 0$.

Для выполнения миграции фиксируемое на поверхности волновое поле временного разреза $u_0(x, t)$ следует обратить вспять – в направлении увеличения глубины z , т. е. уменьшения времени t . Процесс должен продолжаться до нулевого времени, когда образовалась отраженная или дифрагированная волна: в момент $t = 0$ волновое поле $u_z(x, 0)$ дает изображение источников этих волн на плоскости мигрированного разреза.

Точное решение дифференциального уравнения 2-го порядка требует задания на поверхности двух граничных условий $u_0(x, t)$ и $du_0(x, t)/dz$, из которых известно только первое. Поэтому предлагается приближенное решение для волн, распространяющихся в направлении, близком к вертикальной оси z .

Введем новую систему координат, которая в пространстве (x, z) совпадает с прежней, но имеет переменное начало отсчета времени для каждой глубины z . Новое время θ отсчитывается от момента прохождения через глубину z фронта вертикально нисходящей волны. Учитывая, что мы оперируем двойными временами пробега, которые для обращающихся волн уменьшаются с глубиной z , имеем

$$\theta = t + \tau, \quad (15.14)$$

где $\tau = 2z/v$ – параметр, который можно назвать «временной глубиной». Указанная подстановка преобразует уравнение (15.13) к виду

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = -\frac{4}{v} \frac{\partial^2 u}{\partial z \partial \theta}. \quad (15.15)$$

Из исходного временного разреза удобнее получать непосредственно не глубинный, а мигрированный временной разрез. Вводя вместо глубины z параметр «временной глубины» τ и учитывая (15.14), имеем

$$\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{4}{v^2} \frac{\partial^2 u}{\partial \tau^2} \text{ и } \frac{\partial^2 u}{\partial z \partial \theta} = \frac{2}{v} \frac{\partial^2 u}{\partial \tau \partial \theta}, \text{ откуда получаем}$$

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{4}{v^2} \frac{\partial^2 u}{\partial \tau^2} = -\frac{8}{v^2} \frac{\partial^2 u}{\partial \tau \partial \theta}. \quad (15.16)$$

В новой системе координат с переменным началом отсчета времени θ волновая картина будет оставаться практически неизменной с

глубиной для тех волн, которые движутся вспять со скоростью v в направлении, близком к вертикали. Поэтому, пренебрегая второй производной по θ в (15.16), имеем

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \approx -\frac{8}{v^2} \frac{\partial^2 u}{\partial \tau \partial \theta}. \quad (15.17)$$

С помощью этого уравнения выполняют миграцию временного разреза, достаточно точную при наклонах отражающих границ до 15° . Численное решение реализуют способом конечных разностей, применяя метод сеток. В узлах трехмерной пространственно-временной сетки вычисляют значения $u(k \Delta x, n \Delta t, m \Delta \theta)$, пользуясь рекуррентным соотношением, эквивалентным уравнению (15.17):

$$u_m^{n+1}(1-aP) = u_{m+1}^{n+1}(1+aP) - u_{m+1}^n(1-aP) + u_m^n(1+aP), \quad (15.18)$$

где $a = v^2 \Delta t \Delta \theta / 32$ и $Pu(x) = [u(x-\Delta x) - 2u(x) + u(x+\Delta x)]/\Delta x^2$ – вторая разность значений поля по координате x .

Соотношение (15.18) позволяет найти величину поля смещений и в очередном узле сетки $(n+1, m)$ по вычисленным ранее его величинам в трех соседних узлах сетки – $(n+1, m+1)$, $(n, m+1)$ и (n, m) . Расчеты выполняют циклами для фиксированных значений n ($n = 0, 1, 2, \dots$), каждый раз получая мигрированное поле на все большей глубине в полосе времен разреза шириной Δt . Величину Δt выбирают такой, чтобы в ее пределах можно было пренебречь сейсмическим сносом. В рамках каждого n -го цикла расчет делают, двигаясь по разрезу в направлении уменьшения времени, т. е. переходя от $(m+1)$ к m , причем начинают от максимального времени θ_{\max} , где принято граничное условие $u(\theta_{\max}) \equiv 0$. Результирующий мигрированный разрез $u(x, t)$ составляется («сшивается») из отдельных временных полос шириной Δt , полученных в последовательных циклах расчетов разрезов $u^n(x, \theta)$. Если, например, $\Delta t = 0,1$ с, то для миграции временного разреза длительностью 4 с потребуется исполнить 39 циклов: самая верхняя полоса мигрированного разреза в интервале времен $0 \leq t \leq \Delta t$ берется непосредственно с исходного разреза в начальном цикле $n = 0$. Схема выполнения конечно-разностной миграции методом сеток по рассмотренному алгоритму представлена на рис. 15.9.

Используя для конечно-разностного решения уравнения (15.13) более точные приближения, чем (15.17), получают значительно более

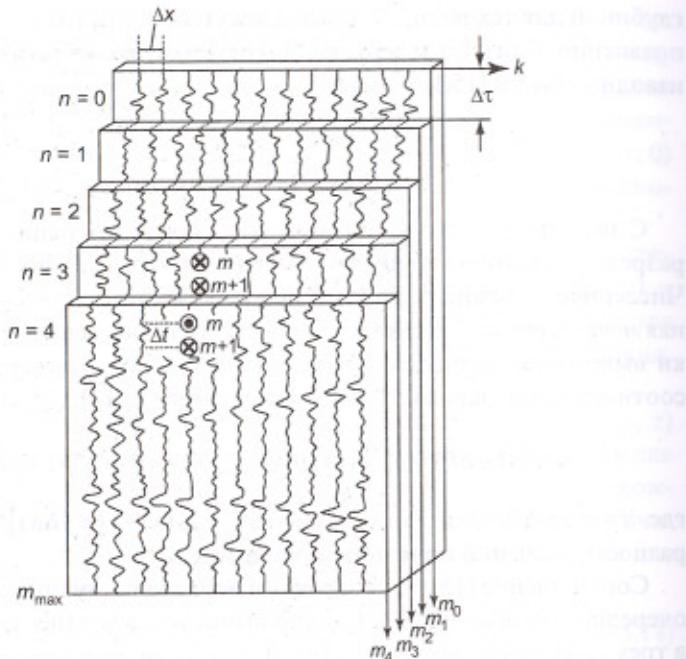


Рис. 15.9. Схема двумерной конечно-разностной миграции методом сеток

сложные формулы миграции, которые пригодны при наклонах отражающих границ до 45° и даже до 70° .

Ограничение крутизны отражающих границ является недостатком конечно-разностных способов миграции. Зато в них не требуется подбирать оптимальные апертуры и весовые коэффициенты суммирования, как в миграциях по Кирхгофу. К тому же здесь, в отличие от интегрального преобразования, не происходит чрезмерной регуляризации волновой картины на больших временах и не столь заметны краевые эффекты – так называемые «улыбки» миграции.

Конечно-разностная схема позволяет гибко варьировать задаваемые скорости миграции по вертикали и латерали, что делает ее удобной для глубинной миграции с использованием пластовых скоростей.

Рис. 15.10 демонстрирует эффективность конечно-разностной миграции временного разреза, в нижней части которого имеется синкли-

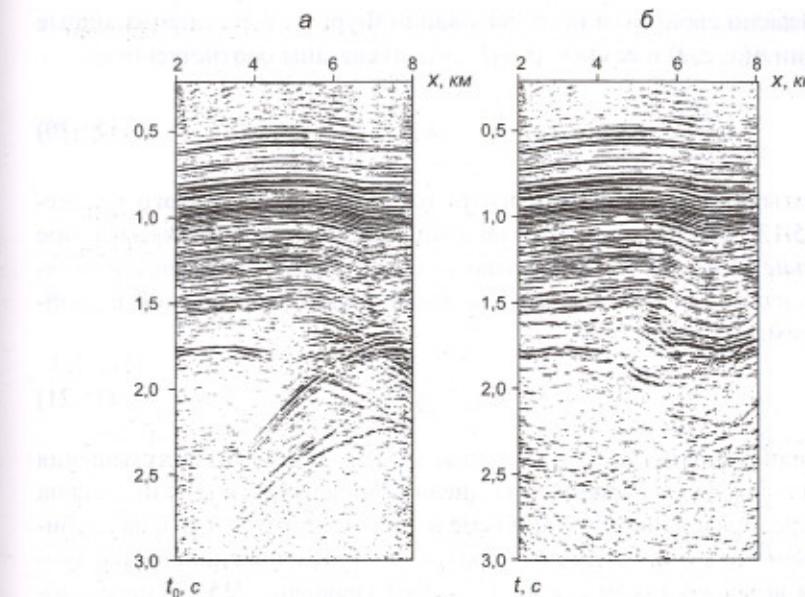


Рис. 15.10. Конечно-разностная миграция; временной разрез:
а – до миграции; б – после миграции

нальная структура, осложненная разрывными нарушениями. На исходном разрезе из-за сейсмического сноса наблюдается противоречивая волновая картина с петлями осей синфазности. Только по мигрированному разрезу возможна достоверная интерпретация сейсмического изображения сложного геологического объекта.

15.1.6. Миграция в частотной области

Рассмотрим алгоритм временной миграции в частотной области. В вертикальной плоскости (x, z) функция смещения частиц среды и (x, z, t) имеет трехмерный частотный спектр $U(k_x, k_z, \omega)$. Пространственные частоты (волновые числа) k_x и k_z зависят от кажущихся скоростей v_{kx} и v_{kz} плоских гармонических волн вдоль осей x и z соответственно:

$$k_x = \frac{\omega}{v_{kx}}, \quad k_z = \frac{\omega}{v_{kz}}. \quad (15.19)$$

Согласно свойствам преобразований Фурье, вторые производные функции $u(x, z, t)$ и ее спектр $U(k_x, k_z, \omega)$ связаны соотношениями:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \leftrightarrow -k_x^2 U, \quad \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \leftrightarrow -k_z^2 U, \quad \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \leftrightarrow -\omega^2 U. \quad (15.20)$$

Учитывая это, составим спектральный аналог волнового уравнения (15.13), откуда, сокращая величину U , получаем так называемое *уравнение дисперсии – соотношение между временной и пространственными частотами плоской гармонической волны* (фиксированной в двойном времени пробега):

$$k_x^2 + k_z^2 = \frac{4}{v^2} \omega^2. \quad (15.21)$$

При обращенном продолжении волнового поля функция смещения $u(x, 0, t) = u_0(x, t)$, заданная на дневной поверхности ($z = 0$) должна быть преобразована в функцию смещения $u(x, z, 0) = u_z(x, 0)$ на глубине z в момент $t = 0$, когда там образуется отраженная или дифрагированная волна. В таком случае волновое уравнение (15.13) целесообразно выразить через смещения u_z , происходящие на фиксированной глубине z :

$$\frac{\partial^2 u_z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial z^2} = \frac{4}{v^2} \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2}. \quad (15.22)$$

Функция $u_z(x, t)$ имеет двумерный спектр $U_z(k_x, \omega)$, причем выполняются соотношения:

$$\frac{\partial^2 u_z}{\partial x^2} \leftrightarrow -k_x^2 U_z, \quad \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} \leftrightarrow -\omega^2 U_z, \quad \frac{\partial^2 u_z}{\partial z^2} \leftrightarrow \frac{\partial^2 U_z}{\partial z^2}. \quad (15.23)$$

На основании (15.23) с учетом (15.21) получаем спектральный аналог волнового уравнения (15.22):

$$\frac{\partial^2 U_z}{\partial z^2} + k_z^2 U_z = 0. \quad (15.24)$$

Общее решение этого однородного дифференциального уравнения второго порядка существует в виде

$$U_z(k_x, \omega) = C_1 e^{j k_z z} + C_2 e^{-j k_z z} \quad (15.25)$$

и представляет собой две плоские гармонические волны, первая из которых движется вниз, а вторая – вверх. Для обращенного продолжения сейсмического поля имеет значение только первая волна, откуда следует искомое решение:

$$U_z(k_x, \omega) = C_1 e^{j k_z z}. \quad (15.26)$$

Нетрудно видеть, что C_1 есть двумерный спектр исходного временного разреза, поскольку при $z = 0$

$$C_1 = U_0(k_x, \omega). \quad (15.27)$$

Следовательно, процедура миграции в частотной области сводится к преобразованию исходного волнового поля со спектром $U_0(k_x, \omega)$ двумерным фильтром с частотной характеристикой $H_z(k_x, \omega)$. Спектр мигрированного временного разреза на глубине z равен произведению спектра исходного разреза и комплексной частотной характеристики миграционного фильтра:

$$U_z(k_x, \omega) = U_0(k_x, \omega) H_z(k_x, \omega), \quad (15.28)$$

где $H_z(k_x, \omega) = e^{j k_z z} = e^{j z \sqrt{4\omega^2/v^2 - k_x^2}}$. Амплитудная характеристика этого преобразователя тождественно равна единице, т. е. миграция изменяет только фазовые спектры двумерных гармонических составляющих исходной волновой картины, не затрагивая их амплитуд. Это означает, что *миграция временного разреза реализуется как его фазово-частотная фильтрация*.

Вычислив по формуле (15.28) спектр мигрированного волнового поля на заданной глубине z , найдем там функцию смещений путем обратного преобразования Фурье при условии $t = 0$:

$$\begin{aligned} u_z(x, t)|_{t=0} &= \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} U_z(k_x, \omega) e^{j(k_x x + \omega t)} dk_x d\omega = \\ &= \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} e^{j k_x x} dk_x \int_{-\infty}^{\infty} U_z(k_x, \omega) d\omega. \end{aligned} \quad (15.29)$$

Поскольку волновое поле $u_0(x, t)$ задано дискретно в пространстве (с шагом Δx) и во времени (с шагом Δt), то его двумерный спектр дол-

жен быть ограничен частотами Найквиста $\pm k_{xN} = \pm\pi/\Delta x$ и $\pm\omega_N = \pm\pi/\Delta t$. Тогда

$$u_z(x, 0) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-k_{xN}}^{k_{xN}} e^{jk_x x} dk_x \int_{-\omega_N}^{\omega_N} U_z(k_x, \omega) d\omega. \quad (15.30)$$

Результативный сейсмический разрез $u(x, z)$ образуется как совокупность горизонтальных сечений мигрированного поля, вычисленных по формуле (15.30) для последовательных значений $z = n\Delta z$ ($n = 1, 2, \dots$), изменяющихся с малым шагом Δz . Вычисления выполняются при заданной функции средней скорости в разрезе $v_{cp}(z)$. Расчеты двумерных спектров и соответствующих функций смещений реализуют программы быстрого преобразования Фурье (БПФ) – прямого и обратного. Это позволяет в производственных масштабах применять частотный способ миграции. Обычно в расчетах глубину z заменяют эквивалентным двойным временем $t = 2z/v_{cp}(z)$. При этом из исходного временного разреза $u(x, t_0)$, на котором волновая картина отнесена к нормальным временам t_0 , получают мигрированный временной разрез $u(x, t_b)$, на котором она приведена к вертикальным временам t_b .

Миграция в частотной области не имеет принципиальных ограничений по крутизне отражающих границ – разумеется, при условии, что пространственные частоты k_x отраженных волн не выходят за пределы частоты Найквиста k_{xN} . В противном случае миграция наиболее круто падающих сейсмических границ не может быть корректно выполнена. Это ограничение иногда преодолевают путем интерполяции трасс временного разреза: его реальные исходные трассы дополняют расчетными промежуточными трассами, интерполируя регулярные составляющие волнового поля. Такой прием позволяет в 2–3 раза уменьшить шаг Δx трасс временного разреза. Тем самым соответственно увеличивается пространственная частота Найквиста, что делает возможной миграцию отражающих границ более крутого падения. Рассмотренный способ частотной миграции использует скоростной закон $v_{cp}(z)$, постоянный для всего профиля, что снижает точность подбора оптимальных скоростей преобразования. В этом отношении имеет преимущество миграция в пространственно-временной области, где нетрудно варьировать величину скорости по латерали.

На практике подходящие способы миграции выбирают исходя из особенностей сейсмогеологического разреза и решаемых задач. Весь-

ма важен тщательный подбор скоростей миграции, выполняемый итерационным путем, без чего невозможно реализовать достоинства миграционных преобразований.

15.1.7. Частичная временная миграция – дифферентные кинематические поправки

При наклонной отражающей границе гидографу ОСТ (ОГТ) не соответствует общая точка отражения: с увеличением дистанции ПП–ПВ точка отражения все более смещается вверх по восстанию границы. Эта ситуация была рассмотрена в п. 4.2.3 и изображена на рис. 4.8, б. Величина смещения точки отражения вдоль границы определяется формулой (4.56), а величина смещения вдоль профиля места выхода нормали к границе в точке отражения определяется формулой (4.57). Из-за смещения точек отражения суммирование трасс сейсмограммы ОГТ не обеспечивает на временном разрезе корректного накапливания волновых импульсов, образовавшихся в одном месте сейсмической границы. Это заставляет отказываться от миграции после суммирования в пользу миграции до суммирования, хотя последняя процедура требует намного большего времени, а ее результаты сильнее подвержены искажениям из-за воздействия волн-помех, не ослабленных при накоплении полезных колебаний на временном разрезе.

Необходимо преодолеть указанное противоречие с тем, чтобы получать временные разрезы, на которых полезные волны накапливаются по истинным точкам их образования. Такую задачу решает процедура частичной временной миграции, которую можно рассматривать как *введение дифферентных кинематических поправок* (ДКП), корректирующих волновую картину за эффект наклона отражающих границ. В зарубежной литературе и программных обрабатывающих комплексах эта процедура называется *DMO – Dip Move Out* (кинематическая поправка за наклон), в отличие от стандартной процедуры *NMO – Normal Move Out* (нормальная кинематическая поправка).

Дифферентные кинематические поправки существенно отличаются от нормальных кинематических поправок (НКП), применяемых при построении временного разреза. *Введение НКП* исходит из горизонтальности сейсмических границ. В этом случае отраженная волна, регистрируемая на дистанции l в точке приема x на времени $t(x)$, перемещается на временной разрез в предполагаемую точку нормального

отражения $t_0(x-l/2)$, которая расположена под серединой дистанции. Такая операция осуществляется простым изменением пространственных и временных координат отсчетов отдельной сейсмической трассы, т. е. является одноканальной процедурой. Введение ДКП корректирует результат применения НКП, исходя из возможного наклона сейсмических границ. При этом отраженная волна на временном разрезе из условной точки $t_0(x-l/2)$ перемещается в действительную точку ее возникновения $t_{0D} = t_0(x_D)$, где x_D – место выхода на профиль нормального луча от этой точки границы (рис. 4.8, б). Поскольку координаты x_D и t_{0D} зависят от априори не известного наклона отражающей границы, их нельзя рассчитать заранее для использования в одноканальной процедуре введения кинематических поправок. Здесь необходимо преобразование сейсмического поля в окрестностях точки отражения, что связано с выполнением многоканальных процедур миграционного характера.

Полная миграция, устранивая сейсмический спуск, преобразует волновую картину сейсмограммы или временного разреза от наблюденных или нормальных времен к вертикальным временам, т. е. располагает каждый отражающий элемент под соответствующей ему точкой поверхности. Частичная миграция корректирует волновую картину за наклон границ, располагая каждый отражающий элемент под соответствующей ему точкой выхода на поверхность нормального луча. Для отражения от горизонтальной границы ДКП тождественно равна нулю.

Обсуждаемая ситуация изображена на рис. 15.11. Под линией наблюдения x в однородной среде со скоростью v находится граница с углом наклона ϕ . Показана траектория волны, отраженной от нее в точке E . Над линией профиля в точке наблюдения C изображена трасса сейсмограммы (СГ), на которой в момент времени t_C зарегистрирован импульс отраженной волны при источнике, расположенном в точке S . Введение НКП относит волновой импульс к средней точке M дистанции l на момент времени t_{0M} временного разреза (ВР), что соответствует нормальному отражению от точки K гипотетической горизонтальной площадки. Последующее введение ДКП перемещает волновой импульс на время t_{0D} в точку D частично мигрированного временного разреза (ВРЧМ), куда выходит нормаль к реальной отражающей площадке. Наконец, путем полной временной миграции (МИГ) волновой импульс помещается на мигрированном временном разрезе (ВРМ) в точку про-

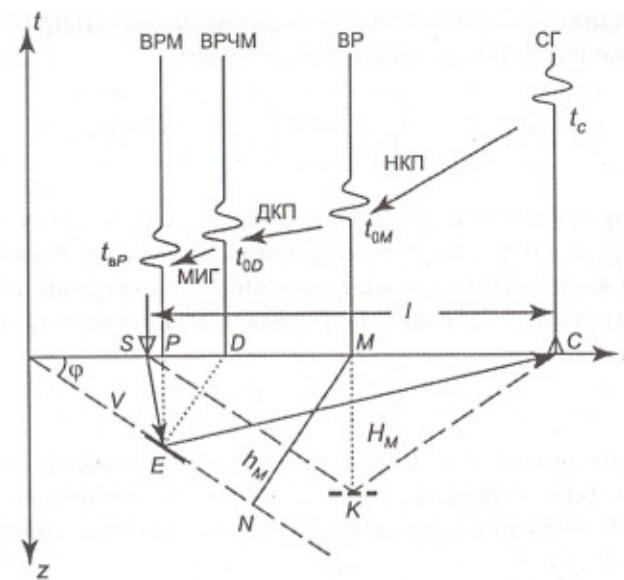


Рис. 15.11. Схема перемещений импульса отраженной волны с кинематическими поправками и миграцией – частичной и полной

филя P на вертикальном времени t_{BP} , что дает правильное изображение точки E отражающей границы.

Рассмотрим два подхода к частичной временной миграции, из которых один реализован в двумерной частотной области, а другой – в пространственно-временной области.

Частичная миграция в двумерной частотной области. Исходными данными служат сейсмограммы с введенными НКП. Из них для всего профиля формируют сейсмограммы равных дистанций (РД), каждая из которых представляет собой *несуммарный временной разрез* $t_0(x)$, при $l = \text{const}$. Количество таких разрезов определяется количеством различных дистанций, которое обычно равно канальности полевых записей. Как видно из рис. 15.11, времени t_{0M} соответствует не эхо-глубина h_M реальной наклонной границы, а вертикальная глубина H_M фиктивной горизонтальной границы. Из уравнения продольного гидографа ОСТ отраженной волны (4.51) нетрудно получить соотношение нормальных времен в случаях горизонтальной (t_0) и наклонной

(t_0^ϕ) границ при условии неизменности времени $t_C = t(l)$ прихода волны на дистанции l . Для средней точки M имеем

$$\theta = \frac{t_{0M}^\phi}{t_{0M}} = \frac{h_M}{H_M} = \sqrt{1 + \left(\frac{l \sin \phi}{2H_M} \right)^2} = \sqrt{1 + \left(\frac{l \sin \phi}{t_{0M} v} \right)^2}. \quad (15.31)$$

Используя формулы (4.57) и (15.31), определим связь истинных координат (x_D, t_{0D}) отраженного импульса на временном разрезе и его фиктивных координат (x_M, t_{0M}) , полученных при введении нормальной кинематической поправки, не учитывающей наклона границы:

$$x_D = x_M - \frac{l^2 \sin \phi}{2\theta t_{0M} v}, \quad t_{0D} = \frac{t_{0M}}{\theta}. \quad (15.32)$$

Для коррекции координат этими формулами нельзя воспользоваться непосредственно, поскольку здесь необходима априорная информация об углах наклона отражающих границ, которая, естественно, отсутствует.

Указанное затруднение можно преодолеть, если перейти из пространственно-временной области сейсмограмм в двумерную частотную область их спектров. Известная формула связывает пространственную частоту k_x гармонического колебания с его временной частотой ω , скоростью волны v и углом падения ϕ :

$$k_x = \frac{\omega}{v_k} = \frac{\omega \sin \phi}{v}. \quad (15.33)$$

Отсюда следует

$$\sin \phi = \frac{v k_x}{\omega}. \quad (15.34)$$

Подставляя это выражение в (15.31) и (15.32), получаем:

$$x_D = x_M - \frac{l^2 k_x}{2\theta t_{0M} \omega}, \quad t_{0D} = \frac{t_{0M}}{\theta}, \quad \theta = \sqrt{1 + \left(\frac{l k_x}{t_{0M} \omega} \right)^2}. \quad (15.35)$$

Д. Хэйл и его последователи показали, что при фиксированных значениях дистанции l и частоты ω двумерный спектр $U_D(k_x, \omega)$ временного разреза $u_D(x_D, t_{0D})$, скорректированного за наклоны отражающих границ, можно вычислить путем преобразования Фурье одно-

мерного пространственного спектра $U_M(k_x, t_{0M})$ исходного временно-го разреза $u_M(x_M, t_{0M})$:

$$U_D(k_x, \omega)_l = \int_{t_{0M}} \frac{2\theta^2 - 1}{\theta^3} U_M(k_x, t_{0M})_l e^{-j\omega\theta t_{0M}} dt_{0M}. \quad (15.36)$$

Здесь множитель перед спектрально-временной функцией U_M учитывает геометрическое расхождение волн. Далее двумерным обратным преобразованием Фурье получаем пространственно-временное представление скорректированного разреза при фиксированной дистанции l :

$$u_D(x_D, t_{0D})_l = \int_{\omega} \int_{k_x} U_D(k_x, \omega)_l e^{j(-k_x x_D + \omega t_{0D})} dk_x d\omega. \quad (15.37)$$

Наконец, сложив все разрезы равных дистанций, получаем окончательный результат – суммарной временной разрез, на котором отраженные волны накоплены по истинным точкам их образования

$$u_D(x, t_0) = \sum_l u_D(x_D, t_{0D})_l. \quad (15.38)$$

Изложенный алгоритм введения ДКП требует очень большого объема вычислений, поскольку преобразование (15.36) приходится выполнять по-отдельности для каждого фиксированного значения ω во всем частотном диапазоне волновой картины. Этот недостаток удается устранить с помощью логарифмической трансформации временной координаты: $\tau_0 = \ln t_0$. В таком представлении соотношение между нормальными временами t_{0D} и t_{0M} , подобное (15.32), хорошо линеаризуется, что позволяет исключить из алгоритма процедуру (15.36) и непосредственно получать (при $l = \text{const}$) из двумерного спектра исходного разреза U_M двумерный спектр скорректированного разреза U_D :

$$U_D(k_x, \varsigma)_l = U_M(k_x, \varsigma)_l e^{j\varsigma \left(\sqrt{1 + \frac{l^2 k_x^2}{4 \varsigma^2}} - 1 \right)}, \quad (15.39)$$

где ς – параметр частоты, соответствующий логарифмическому времени. Этот экономичный вариант частичной временной миграции часто используют на практике.

Приведение импульса полезной волны к координатам нормально-го отражения – не единственное достоинство ДКП. Другим важным результатом частичной миграции является то, что *после ДКП годографы отраженных волн на вновь составленных сейсмограммах ОСТ свободны от влияния наклонов границ*. При скоростном анализе таких сейсмограмм получают значения $v_{\text{ОГТ}}$, совпадающие с величинами эффективных скоростей $v_{\text{эф}}$, как в случае горизонтальных границ. Тем самым повышается достоверность скоростного анализа и точность оценок пластовых и средних скоростей, которые используют в последующих процедурах миграции.

После ДКП вновь составленные сейсмограммы ОСТ можно назвать подлинными сейсмограммами ОГТ, поскольку только теперь импульсам отраженной волны на разных трассах действительно соответствует одна и та же (общая) глубинная точка отражения – даже при наклонной сейсмической границе. Однако термин «ОГТ» в сейсморазведочной практике эквивалентен термину «ОСТ», поэтому для нового типа сейсмограммы ОСТ, получаемой после ДКП, принято название **сейсмограмма общей точки отражения (ОТО)**. Она является продуктом частичной временной миграции. Годограф ОТО волны, отраженной от плоской границы, был рассмотрен ранее (п. 4.2.3).

Рис. 15.12 помогает уяснить схему образования сейсмограммы ОТО. Возьмем на профиле x две средние точки M' и M'' , для которых имеем по два наблюдения волны, отраженной от плоской границы R : одно из них соответствует нормальному лучу при совмещении пунктов возбуждения и приема (ПВ M , ПП M), другое – косому лучу при дистанции l (ПВ S , ПП C). На рис. 15.12, а показан случай горизонтальной границы, на рис. 15.12, б – наклонной границы, причем в средней точке M' в обоих случаях эхо-глубина границы одинакова и времена нормальных отражений t'_0 равны. Во времена прихода отраженной волны введены нормальные кинематические поправки, рассчитанные для постоянной скорости v , т. е. рассматриваются нормальные времена t_0 . Схематически изображенные импульсы отраженной волны для большей наглядности отнесены не к средним точкам дистанции, а к точкам их приема. С той же целью изображения импульсов, относящихся к средней точке M' , зачернены.

Когда граница R горизонтальна, точки отражения косых лучей E' и E'' совпадают с точками отражения соответствующих нормальных лучей N' и N'' и все исправленные за НКП времена равны: $t'_{0I} = t'_0 = t''_{0I} = t''_0$.

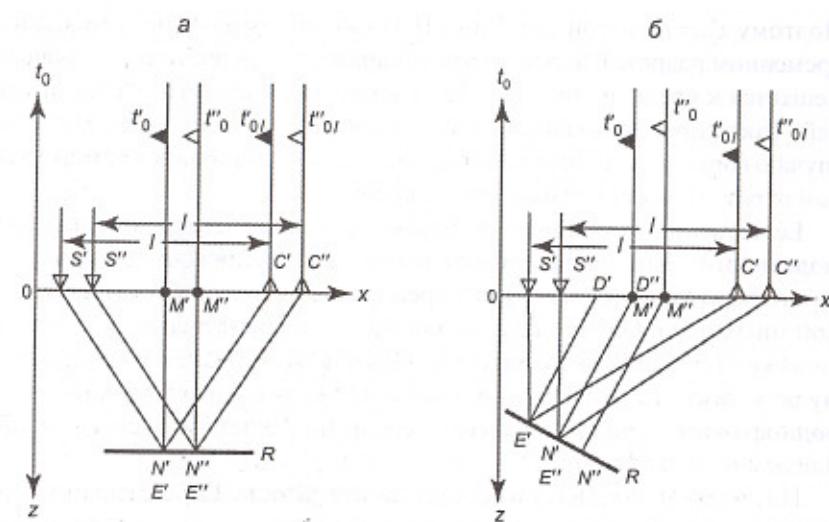


Рис. 15.12. Дифферентная кинематическая поправка и образование сейсмограммы общей точки отражения:
а – горизонтальная граница; б – наклонная граница

В этом случае дифферентные кинематические поправки тождественно равны нулю, и при их введении волновая картина на временных разрезах равных дистанций (РД) не изменяется. Когда граница R наклонна, точки отражения косых лучей сдвигаются вверх по восстанию, и исправленные за НКП времена оказываются меньше соответствующих нормальных времен в средних точках: $t'_{0I} < t'_0$ и $t''_{0I} < t''_0$. Это следует из неравенства длин нормалей к точкам отражения: $E'D' < N'M'$ и $E''D'' < N''M''$. По этой причине годограф ОСТ (ОГТ) отраженной волны выложивается с увеличением угла наклона границы, и соответствующая ему скорость $v_{\text{ОГТ}} = v/\cos\phi$ возрастает.

В случае наклонной границы при введении ДКП импульс отраженной волны перемещается на временном разрезе РД от исходной средней точки M к точке выхода нормали D с соответствующим уменьшением величины нормального времени. В нашем примере вторая средняя точка M'' взята на таком расстоянии от первой точки M' , при котором (для дистанции l) место отражения косого луча E'' совпадает с местом отражения нормального луча N' для средней точки M' : $E'' = N'$.

Приведение импульса полезной волны к координатам нормально-го отражения – не единственное достоинство ДКП. Другим важным результатом частичной миграции является то, что *после ДКП годографы отраженных волн на вновь составленных сейсмограммах ОСТ свободны от влияния наклонов границ*. При скоростном анализе таких сейсмограмм получают значения $v_{\text{ОГТ}}$, совпадающие с величинами эффективных скоростей $v_{\text{зф}}$, как в случае горизонтальных границ. Тем самым повышается достоверность скоростного анализа и точность оценок пластовых и средних скоростей, которые используют в последующих процедурах миграции.

После ДКП вновь составленные сейсмограммы ОСТ можно назвать подлинными сейсмограммами ОГТ, поскольку только теперь импульсам отраженной волны на разных трассах действительно соответствует одна и та же (общая) глубинная точка отражения – даже при наклонной сейсмической границе. Однако термин «ОГТ» в сейсморазведочной практике эквивалентен термину «ОСТ», поэтому для нового типа сейсмограммы ОСТ, получаемой после ДКП, принято название **сейсмограмма общей точки отражения (ОТО)**. Она является продуктом частичной временной миграции. Годограф ОТО волны, отраженной от плоской границы, был рассмотрен ранее (п. 4.2.3).

Рис. 15.12 помогает уяснить схему образования сейсмограммы ОТО. Возьмем на профиле x две средние точки M' и M'' , для которых имеем по два наблюдения волны, отраженной от плоской границы R : одно из них соответствует нормальному лучу при совмещении пунктов возбуждения и приема (ПВ M , ПП M), другое – косому лучу при дистанции I (ПВ S , ПП C). На рис. 15.12, а показан случай горизонтальной границы, на рис. 15.12, б – наклонной границы, причем в средней точке M' в обоих случаях эхо-глубина границы одинакова и времена нормальных отражений t'_0 равны. Во времена прихода отраженной волны введены нормальные кинематические поправки, рассчитанные для постоянной скорости v , т. е. рассматриваются нормальные времена t_0 . Схематически изображенные импульсы отраженной волны для большей наглядности отнесены не к средним точкам дистанции, а к точкам их приема. С той же целью изображения импульсов, относящихся к средней точке M' , зачернены.

Когда граница R горизонтальна, точки отражения косых лучей E' и E'' совпадают с точками отражения соответствующих нормальных лучей N' и N'' и все исправленные за НКП времена равны: $t'_{0I} = t'_0 = t''_{0I} = t''_0$.

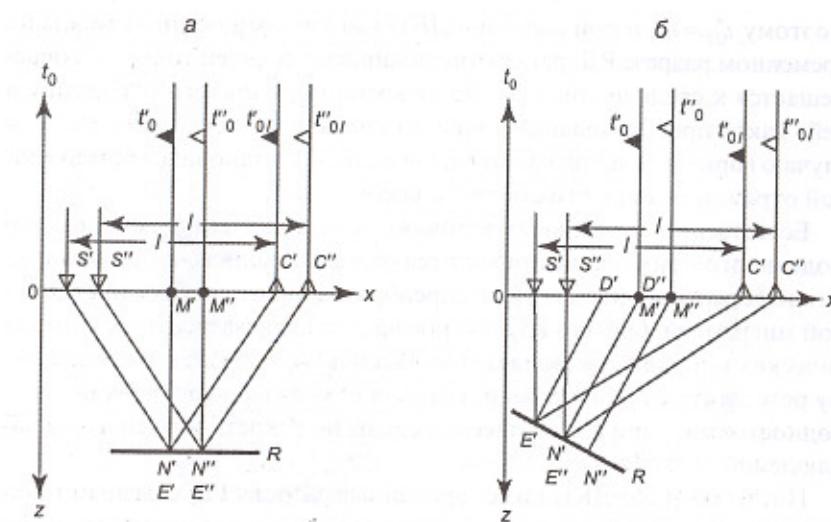


Рис. 15.12. Дифферентная кинематическая поправка и образование сейсмограммы общей точки отражения:
а – горизонтальная граница; б – наклонная граница

В этом случае дифферентные кинематические поправки тождественно равны нулю, и при их введении волновая картина на временных разрезах равных дистанций (РД) не изменяется. Когда граница R наклонна, точки отражения косых лучей сдвигаются вверх по восстанию, и исправленные за НКП времена оказываются меньше соответствующих нормальных времен в средних точках: $t'_{0I} < t'_0$ и $t''_{0I} < t''_0$. Это следует из неравенства длин нормалей к точкам отражения: $E'D' < N'M'$ и $E''D'' < N''M''$. По этой причине годограф ОСТ (ОГТ) отраженной волны выложивается с увеличением угла наклона границы, и соответствующая ему скорость $v_{\text{ОГТ}} = v/\cos\phi$ возрастает.

В случае наклонной границы при введении ДКП импульс отраженной волны перемещается на временном разрезе РД от исходной средней точки M к точке выхода нормали D с соответствующим уменьшением величины нормального времени. В нашем примере вторая средняя точка M'' взята на таком расстоянии от первой точки M' , при котором (для дистанции I) место отражения косого луча E'' совпадает с местом отражения нормального луча N' для средней точки M' : $E'' = N'$.

Поэтому $t_{0I}'' = t_0'$, и при введении ДКП импульс отраженной волны на временном разрезе РД, ранее относившийся к средней точке M'' , перемещается к средней точке M' , имея время нормального отражения в ней. Такое преобразование приводит ситуацию в средней точке M' к случаю горизонтальной границы, поскольку N' становится общей точкой отражения для нормального и косого лучей.

Естественно, в реальных условиях, в отличие от рассмотренного модельного примера, не приходится ожидать столь точного совпадения точек отражения для трасс, преобразованных частичной временной миграцией. Однако корректное введение дифферентных кинематических поправок позволяет максимально приблизиться к желаемому результату – в той степени, которая возможна в условиях неоднородности реальной геологической среды и дискретности системы наблюдений.

После введения ДКП во все временные разрезы РД, с разными значениями дистанций l , из их преобразованных трасс можно составить новые сейсмограммы ОСТ. На них однократные отражения должны иметь горизонтальные оси синфазности, поскольку во все трассы введены НКП. Если теперь из этих сейсмограмм исключить НКП путем введения *обратных кинематических поправок*, то получим сейсмограммы ОТО, на которых кривизна голографов полезных волн определяется только их эффективной скоростью и не зависит от наклона отражающих границ. Такие сейсмограммы оптимальны для анализа и интерпретации кинематических и динамических характеристик отраженных волн.

Рис. 15.13 позволяет сравнить вертикальные спектры скоростей, которые получены на одном участке профиля по обычным сейсмограммам ОСТ (ОГТ) и по соответствующим сейсмограммам ОТО – после введения ДКП. Во втором случае определения скоростей свободны от влияния наклонов отражающих границ, приводящих к завышению оценок и увеличению их дисперсии. Уточнение скоростей, наряду с накапливанием сигналов по истинным точкам отражения, позволяет повысить разрешенность сейсмических построений, получаемых путем миграции объемных волновых полей. Пример такого рода показан на рис. 15.14, где сопоставлены одновременные горизонтальные срезы двух временных кубов. Второй из них, в отличие от первого, построен с введением дифферентных кинематических поправок. Только после этой процедуры на слайсе у его нижнего края

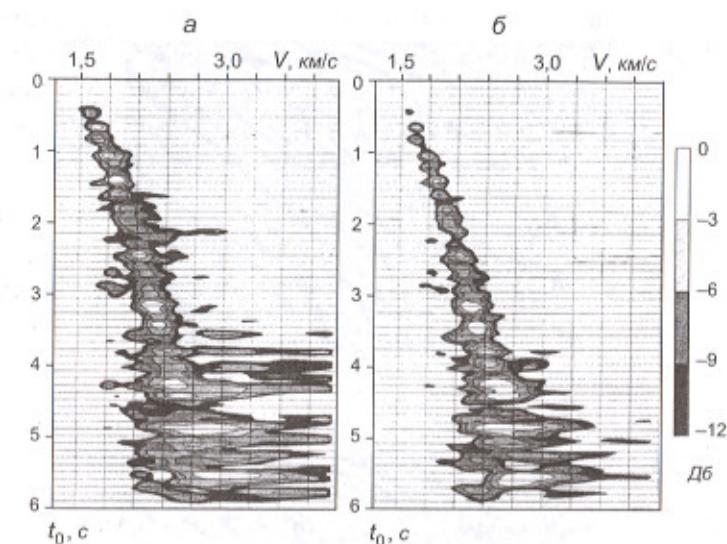


Рис. 15.13. Вертикальные спектры скоростей, полученные:
а – по сейсмограмме ОСТ; б – по сейсмограмме ОТО

четко проявилось куполовидное поднятие, которое до того оставалось практически незаметным.

Частичная миграция в пространственно-временной области. Интегральный метод частичной временной миграции предложен и реализован В. В. Кондрашковым значительно раньше, чем был разработан изложенный выше спектральный подход. Этот метод, первоначально известный как *эллиптическая развертка отражений* (ЭРО), позднее, будучи обобщен его автором, получил название *параметрическая развертка отражений* (ПРО).

Исходными данными для ПРО служат сейсмические трассы без кинематических поправок, причем не требуется их сортировки в сейсмограммы равных дистанций.

Рассмотрим сейсмическую трассу, полученную в пункте приема С профиля x , на которой при удалении l от источника S зарегистрирован импульс отраженной волны на времени t (рис. 15.15). В однородной среде со скоростью v геометрическим местом возможных точек образования этой волны является *изохона отражения в форме эллипса*, фокусы которого расположены в пунктах возбуждения и при-

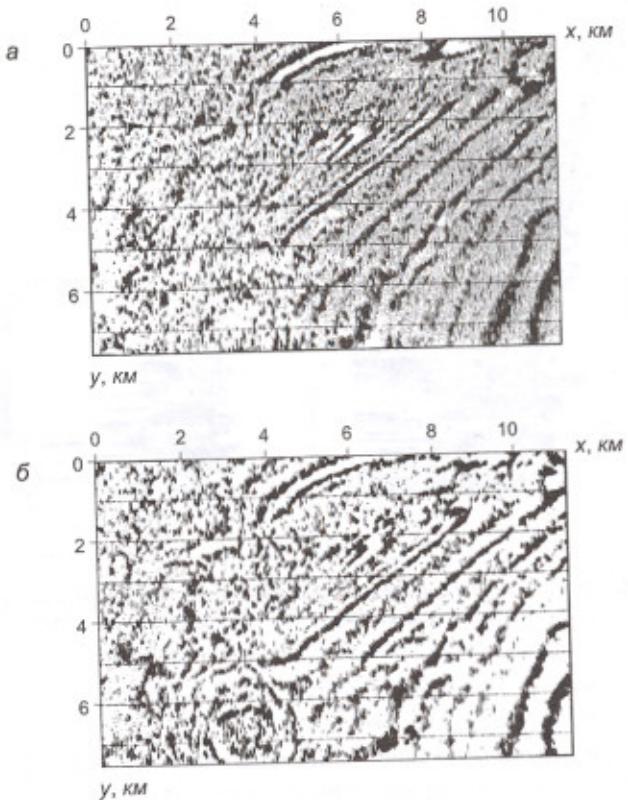


Рис. 15.14. Одномоментные временные срезы сейсмического куба, построенные:
а – без ДКП; б – с ДКП

ема. Если начало координат (x, z) поместить в источник S , то эллипс описывается уравнением

$$\frac{(x-l/2)^2}{a^2} + \frac{z^2}{b^2} = \frac{(x-l/2)^2}{(vt/2)^2} + \frac{z^2}{(vt/2)^2 - (l/2)^2} = 1. \quad (15.40)$$

Большая (горизонтальная) полуось эллипса a равна половине пути пробега волны, малая (вертикальная) полуось эллипса b равна глубине H_M и эхо-глубине h_M сейсмической границы в случае ее горизонтальности. Тогда точка отражения E_1 расположена под средней точкой изображения

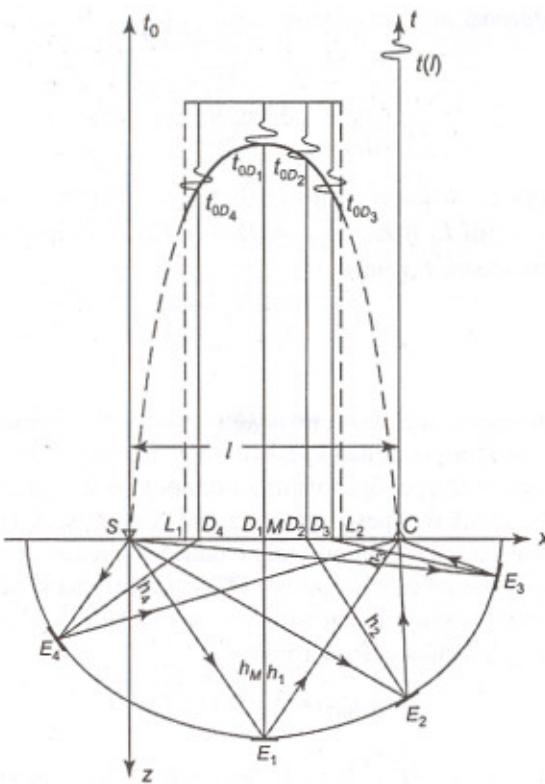


Рис. 15.15. Эллиптическая развертка отражения

кой M дистанции l и сюда же выходит нормаль D_1 к отражающей плоскости ($D_1 = M$). При этом на временном разрезе импульс отраженной волны будет иметь координаты (x_M, t_{0M}) , где $t_{0M} = t_{0D_1} = 2b/v = 2h_M/v$. На рис. 15.15 для нескольких из возможных точек отражения (E_2, E_3, E_4) показаны лучевые траектории волны, точки выхода на профиль (D_2, D_3, D_4) нормалей к отражающим плоскостям и положение соответствующих волновых импульсов на временном разрезе в точках (x_D, t_{0D}) , где $t_{0D} = 2h_D/v$.

Отраженной волне, зарегистрированной на времени t при дистанции l , соответствует на временном разрезе множество возможных точек изображения сейсмической границы, которые образуют эллип-

тический годограф нормальных времен $t_{0D}(x_D)$, определяемый уравнением

$$\frac{t_{0D}^2}{t^2 - (l/v)^2} + \frac{(x_D - l/2)^2}{(l/2)^2} = 1. \quad (15.41)$$

Область существования этого годографа ограничена на оси x предельными точками L_1 и L_2 : $x_{L_1, L_2} = l/2 \pm l^2/2vt$. Разрешив уравнение (15.41) относительно t , имеем

$$t = l \sqrt{\frac{t_{0D}^2}{4x_D(l-x_D)} + \frac{1}{v^2}}. \quad (15.42)$$

Это соотношение позволяет по исходным сейсмограммам ОТВ строить частично мигрированный временной разрез подобно тому, как по ним строят путем D -преобразования полностью мигрированный разрез (п. 15.1.4). Задав на временном разрезе координаты (x_D, t_{0D}) некоторой пробной точки и приняв подходящее значение средней скорости v , просуммируем на сейсмограмме ОТВ амплитуды колебаний $u(l, t)$, которые соответствуют расчетному годографу (15.42) отраженной волны, образовавшейся в этой точке:

$$u(x_D, t_{0D}) = \sum_l w(l, t) u(l, t), \quad (15.43)$$

где $w(l, t) = [4x_D(l-x_D)/l^2]^{1/2} (t/t_{0D})^3$ – весовой множитель, учитывающий геометрическое расхождение волны. Область существования годографа (15.42) по значениям дистанций и времен ограничена пределами l_{\max}, t_{\max} :

$$l_{\max} = \frac{2x_D(2x_D + vt_{0D})}{4x_D + vt_{0D}}, \quad t_{\max} = t_{0D} + \frac{2x_D - l}{v}. \quad (15.44)$$

Относя результаты суммирования (15.43) к соответствующим точкам (x_D, t_{0D}) и перебирая последовательно дискретные значения их координат на плоскости временного разреза, получаем в итоге частично мигрированный временной разрез, на котором волновые изображения отражающих и рассеивающих элементов среды накоплены по истинным местам их расположения и отнесены к точкам выхода нормальных лучей на линию наблюдения.

Метод ПРО, в отличие от спектрального подхода, не базируется на модели плоской сейсмической границы, что позволяет изображать

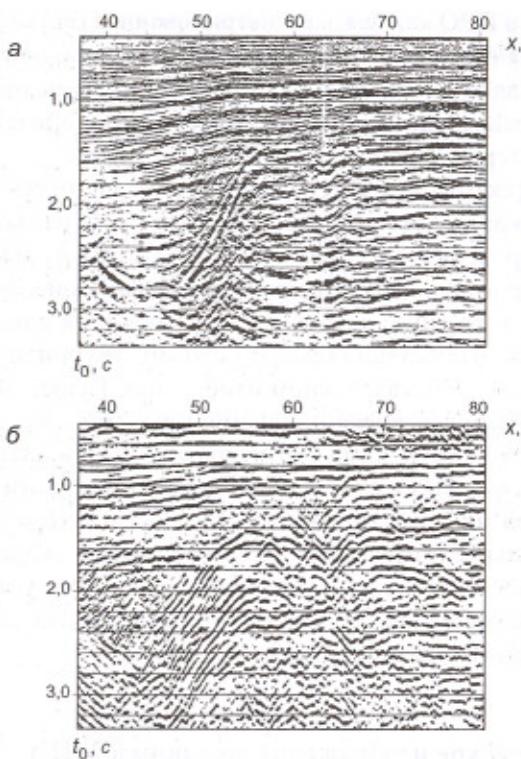


Рис. 15.16. Сопоставление временных разрезов:
а – МОГТ; б – ПРО

границы произвольной формы и гладкости, используя рассеянные (дифрагированные) волны.

Методом ПРО можно строить изображения сейсмических объектов в случае различных средних скоростей падающих волн (v_1) и отраженных (или проходящих) волн (v_2), что определяется параметром $\gamma = v_2/v_1 \neq 1$. Различие скоростей может быть обусловлено образованием на границе обменных волн (PS или SP), существенным горизонтальным градиентом средних скоростей или регистрацией волны, проходящей через границу слоев с разными пластовыми скоростями. Очень важно, что метод ПРО не требует высокой регулярности системы наблюдений, которая необходима для формирования кондиционных сейс-

мограмм ОСТ; в ПРО каждая зарегистрированная сейсмическая траса используется независимо. Это позволяет достигать кратности накопления сигналов на результативном временном разрезе, которая значительно превосходит кратность, обеспеченную при обработке тех же полевых материалов по методу ОГТ.

Пример эффективности ПРО при исследовании рассеивающих сейсмогеологических объектов показан на рис. 15.16, где сопоставлены два варианта временного разреза – МОГТ и ПРО, которые построены по морскому профилю в мелководной шельфовой зоне. Здесь древние породы смяты в крупные складки, а спускающиеся с них в сторону моря более молодые осадки образуют сложную турбидитную толщу, перспективную в нефтегазоносном отношении. Разрез МОГТ отягощен интенсивными реверберационными помехами и многократными отражениями, маскирующими структурные особенности объекта исследований. Разрез ПРО, практически свободный от этих помех, обладает хорошей информативностью. Это достигнуто отбором записей на оптимальных дистанциях, эффективностью скоростного анализа и способностью метода накапливать не только зеркальные отражения, но также рассеянные волны, которые преобладают в столь сложных сейсмогеологических условиях.

15.2. Сейсмическое изображение по данным МПВ [1, 4, 16]

В МПВ обычно используют системы наблюдений, которые обеспечивают регистрацию целевых волн в области первых вступлений. Данное обстоятельство облегчает оценку кинематических и динамических параметров этих волн, а также их непрерывную корреляцию по профилю. В отличие от МОВ, полезная информация, снимаемая с полевых записей МПВ, часто ограничивается только временами прихода первых волн, т. е. их годографами. Поэтому в МПВ до сих пор результаты полевых наблюдений представляют преимущественно кинематическими разрезами по целевым горизонтам. В случаях, когда система наблюдений обеспечивает многократное перекрытие профиля, по преломленным волнам могут строиться суммарные динамические разрезы с помощью приемов, заимствованных из метода отраженных волн.

15.2.1. Построение преломляющих границ по продольным профилям. Метод общей глубинной площадки

Преломляющие границы строят, как правило, по линейным продольным годографам. Непродольные наблюдения используют редко ввиду меньшей точности получаемых результатов. По отдельному годографу преломленной волны нельзя однозначно построить соответствующий участок сейсмической границы, поэтому в МПВ применяют встречные наблюдения. При некоторых допущениях построение преломляющей границы возможно по нагоняющим годографам. Существуют различные по степени сложности и точности способы построения преломляющих границ по продольным годографам.

Способ полей времен. Этот способ позволяет строить преломляющие границы как в однородных, так и в неоднородных средах, и при необходимости учитывать влияние промежуточных границ раздела. Пусть имеются два встречные годографа Γ_1 и Γ_2 , относящиеся соответственно к источникам O_1 и O_2 и увязанные во взаимных точках (рис. 15.17, а).

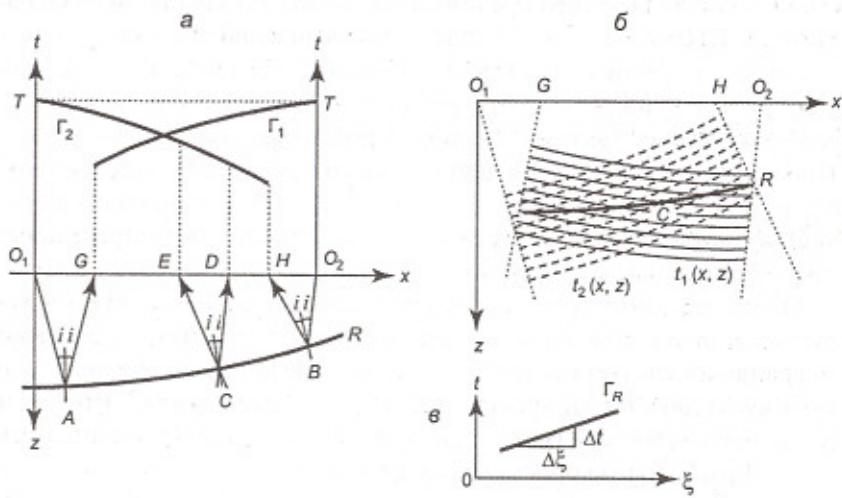


Рис. 15.17. Построение преломляющей границы способом полей времен:
а – лучевая схема и встречные годографы; б – поля времен;
в – определение v_r

Рассмотрим произвольную точку C на преломляющей границе R . Времена пробега волны, приходящей от источников O_1 и O_2 до этой точки вдоль лучей O_1AC и O_2BC , равны соответственно t_{O_1AC} и t_{O_2BC} . Если отсутствует проницание, то

$$t_{O_1AC} + t_{O_2BC} = t_{O_1ACBO_2} = T, \quad (15.45)$$

где T – время преломленной волны во взаимных точках. На границе R время образующейся преломленной волны равно времени прихода возбуждающей ее скользящей волны. Поэтому, если через $t_1(x, z)$ и $t_2(x, z)$ обозначить встречные поля времен преломленной волны, то уравнение (15.45) можно записать в виде

$$t_{1R}(x, z) + t_{2R}(x, z) = T. \quad (15.46)$$

Здесь индекс R означает, что времена t_1 и t_2 взяты на границе R .

Уравнение (15.46) позволяет установить положение преломляющей границы R при любом строении покрывающей толщи, когда отсутствует проницание. Для нахождения границы R вначале следует построить оба поля времен преломленной волны по заданным годографам Γ_1 и Γ_2 (рис. 15.17, б). Это делают совершенно аналогично построению поля времен отраженной волны (п. 15.1.1). Если покрывающая толща неоднородна, то, строя изохроны по принципу Гюйгенса, необходимо учитывать изменение скорости распространения волны. Точки пересечения изохрон двух полей t_1 и t_2 , удовлетворяющие уравнению (15.46), определяют положение искомой преломляющей границы R , изображение которой не должно выходить за предельные лучи, нормальные к изохронам.

Одновременно с построением границы R способ полей времен позволяет найти соответствующую граничную скорость $v_{\text{гр}}$. Для этого на границе R следует построить годограф преломленной волны Γ_R по любому из двух полей времен (рис. 15.17, в). Расстояния ξ измеряют вдоль преломляющей границы R от произвольно выбранной на ней точки. Граничную скорость находят по формуле

$$v_{\text{гр}}(\xi) = \frac{\Delta\xi}{\Delta t}. \quad (15.47)$$

Эта формула правомерна, поскольку на границе годографы преломленной и скользящей волн совпадают, причем фронт последней

перпендикулярен к границе R , т. е. ее кажущаяся скорость равна истинной скорости преломляющего слоя.

Способ t'_0 . Это приближенный способ, применяемый в методе средних скоростей, когда покрывающая толща характеризуется постоянной средней скоростью $v_{\text{ср}}$. Условия применимости способа следующие: 1) радиус кривизны преломляющей границы значительно больше глубины ее залегания, 2) граничная скорость изменяется плавно, 3) проницание отсутствует.

Рассмотрим встречные годографы Γ_1 и Γ_2 , соответствующие пунктам возбуждения O_1 и O_2 и увязанные между собой во взаимных точках на времени T (рис. 15.18, а). Времена прихода t_1 и t_2 преломленной волны в произвольную точку наблюдения $S(x)$ определяются соотношениями

$$t_1 = t_{O_1AB} + t_{BS}, \quad t_2 = t_{O_2ED} + t_{DS}, \quad T = t_{O_1AB} + t_{BD} + t_{O_2ED}, \quad (15.48)$$

откуда

$$t_1 + t_2 - T = t_{BS} + t_{DS} - t_{BD}. \quad (15.49)$$

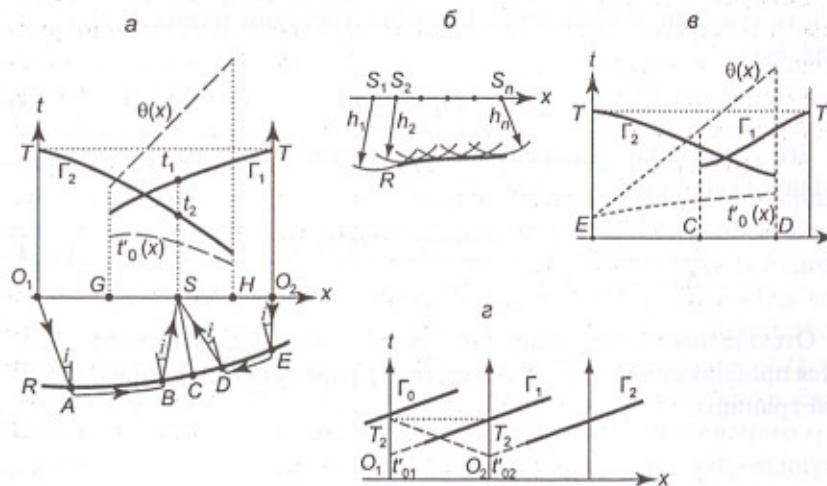


Рис. 15.18. Построение преломляющей границы способом t'_0 : а – лучевая схема и годографы; б – построение границы по эхо-глубинам; в – экстраполяция разностного годографа; г – построение границы по нагоняющим годографам

Опустим из точки S перпендикуляр SC длиной h на границу R . Принимая во внимание сделанные допущения, считаем SBD равнобедренным треугольником, из чего следует:

$$t_{BS} = t_{DS} = \frac{h}{v_{cp} \cos i}, \quad t_{BD} = 2t_{DC} = \frac{2h \lg i}{v_{rp}} = \frac{2h \sin^2 i}{v_{cp} \cos i}. \quad (15.50)$$

Учитывая равенства (4.83) и (15.49), имеем

$$t_1 + t_2 - T = \frac{2h \cos i}{v_{cp}} = t'_0. \quad (15.51)$$

Следовательно, если в точке $S(x)$ известны времена t_1 и t_2 по встречным годографам, а также взаимное время T , то для нее можно вычислить время t'_0 . Эхо-глубина h до преломляющей границы равна

$$h = k t'_0 = k(t_1 + t_2 - T), \quad k = \frac{v_{cp}}{2 \cos i} = \frac{v_{cp} v_{rp}}{2 \sqrt{v_{rp}^2 - v_{cp}^2}}. \quad (15.52)$$

Чтобы вычислить коэффициент k , следует предварительно определить граничную скорость. Для этого составим разностный годограф $\theta(x)$:

$$\theta(x) = t_1 - t_2 + T. \quad (15.53)$$

Его угловой коэффициент $\Delta\theta/\Delta x$ с учетом формулы (4.79) для кажущихся скоростей выражим так:

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta x} = \frac{1}{v_{k1}} + \frac{1}{v_{k2}} = \frac{\sin(i+\phi)}{v_{cp}} + \frac{\sin(i-\phi)}{v_{cp}} = \frac{2 \cos \phi}{v_{rp}}. \quad (15.54)$$

Отсюда можно определить граничную скорость v_{rp} . Обычно пользуются приближенной формулой, строго справедливой для горизонтальной границы:

$$v_{rp} = 2 \frac{\Delta x}{\Delta \theta}. \quad (15.55)$$

При изменении граничной скорости вдоль профиля разностный годограф становится криволинейным, и скорость v_{rp} следует вычислять по угловому коэффициенту касательной к нему. В этом случае коэффициент k является функцией от x .

Кривые $t'_0(x)$ и $\theta(x)$ строят одновременно: для всякой точки наблюдения $S(x)$, где даны времена встречных годографов, по их графикам находят разность $\Delta t(x) = T - t_2(x)$ и откладывают эту величину вверх и вниз от значения $t_1(x)$ в той же точке. Очевидно, что $t_1(x) + \Delta t(x) = \theta(x)$ и $t_1(x) - \Delta t(x) = t'_0(x)$ (рис. 15.18, *a*).

Сопоставляя уравнения (15.51) и (15.53), получаем следующие соотношения:

$$t_1(x) = \frac{t'_0(x) + \theta(x)}{2}, \quad t_2(x) = \frac{t'_0(x) - \theta(x)}{2} + T. \quad (15.56)$$

При некоторых допущениях их можно использовать для обработки одиночных или нагоняющих годографов. Пусть на участке профиля CE годограф Γ_2 не имеет встречного годографа (рис. 15.18, *b*). Построим разностный годограф $\theta(x)$ на участке CD , где встречный годограф имеется. Предположив, что граничная скорость постоянная, продлим разностный годограф $\theta(x)$ на участок CE . Имея здесь значения $\theta(x)$ разностного годографа и значения $t_2(x)$ годографа Γ_2 , можно построить, согласно уравнениям (15.56), линию $t'_0(x)$ и соответствующую ей преломляющую границу.

Пусть имеется система нагоняющих годографов $\Gamma_0, \Gamma_1, \Gamma_2$, полученных при источниках O_0, O_1, O_2 (рис. 15.18, *c*). Используя свойство подобия формы нагоняющих годографов, составим сводные годографы Γ_1 и Γ_2 . По ним можно определить времена t'_{01} и t'_{02} на ПВ O_1 и O_2 . Если время, определенное в точке O_2 по годографу Γ_1 , равно T_2 , то согласно принципу взаимности это же время можно было бы наблюдать в точке O_1 при ПВ O_2 . Следовательно, в точке O_1 определены времена t'_{01} и T_2 по прямому и встречному годографам. Кроме того, в точке O_2 определены аналогичные времена t'_{02} и T_2 . Значит, в этих взаимных точках могут быть вычислены значения θ_1 и θ_2 разностного годографа $\theta(x)$. Если граничная скорость на участке профиля O_1O_2 постоянна, то разностный годограф есть прямая, которую можно построить по точкам θ_1 и θ_2 . По значениям разностного $\theta(x)$ и прямого $t_1(x)$ годографов, пользуясь формулами (15.56), можно построить годограф $t'_0(x)$, который определяет положение преломляющей границы.

Вычислив по формуле (15.52) эхо-глубины h_1, h_2, \dots, h_n в ряде точек S_1, S_2, \dots, S_n , строим преломляющую границу R как огибающую семейства окружностей, проведенных из этих точек соответствующими радиусами (рис. 15.18, *d*).

В МПВ при многократных системах наблюдений преломленных волн можно строить суммарные динамические временные разрезы по методу общей глубинной площадки (ОГП), который является формальным аналогом метода ОГТ в МОВ.

Согласно уравнению годографа ОГП преломленной волны (4.87), наблюденные времена $t(x)$ можно привести к нормальному времени t'_0 в средней точке x всех дистанций путем введения кинематических поправок $\Delta\tau(x)$:

$$t'_0 = t(x) - \Delta\tau(x), \quad \Delta\tau(x) = \frac{x}{v_{\text{ОГП}}} \cdot \frac{v_{\text{рп}}}{\cos\phi}. \quad (15.57)$$

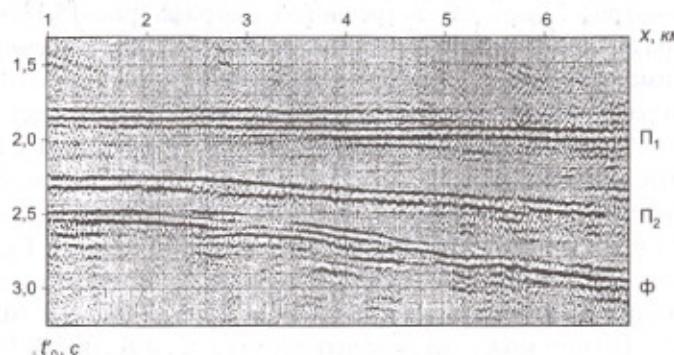


Рис. 15.19. Сводный временной разрез ОГП (Западная Сибирь)

При этом годограф ОГП для плоской преломляющей границы трансформируется в горизонтальную линию, что обеспечивает синфазное суммирование импульсов преломленной волны, зарегистрированной на различных трассах сейсмограммы ОГП. Суммирование относительно усиливает целевую волну, ослабляя случайные колебания и регулярные волны с кажущимися скоростями, отличными от заданной $v_{\text{ОГП}}$. Последовательность суммотрасс, полученных по профилю, образует динамический временной разрез ОГП для данного преломляющего горизонта. Из таких разрезов для отдельных границ составляют один сводный временной разрез ОГП (рис. 15.19), который затем преобразуют в глубинный разрез.

15.2.2. Построение границ с учетом рефракции преломленных волн

Когда в преломляющем слое происходит увеличение скорости с глубиной, вместо головной волны может наблюдаться преломленно-рефрагированная волна, проникающая на некоторую глубину под границу раздела (п. 5.2.2). В этом случае нарушается подобие нагоняющих годографов: разность их времен систематически убывает с удалением от источников (рис. 15.20). Если по годографам такой волны строить преломляющую границу одним из описанных выше способов, то может возникнуть заметная систематическая погрешность. Для ее исключения следует предварительно исправить наблюденные годографы преломленно-рефракционной волны, приведя их к годографам соответствующей головной волны.

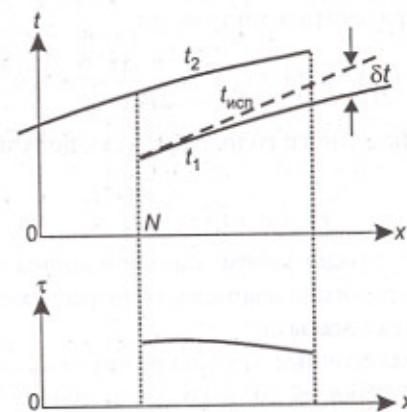


Рис. 15.20. Учет рефракции преломленной волны по нагоняющим годографам

Если вертикальный градиент скорости в среде, подстилающей исследуемую границу, невелик и граница горизонтальна, то при не слишком больших удалениях от источника уравнение годографа преломленно-рефракционной волны можно приближенно представить квадратичной параболой

$$t_1(x) = t_N + a_1(x - x_N) + a_2(x - x_N)^2, \quad (15.58)$$

где x_N и t_N – координаты крайней точки годографа, ближайшей к источнику. Для нагоняющего годографа $t_2(x)$, полученного из пункта возбуждения, удаленного на расстояние l от первого, имеем

$$t_2(x) = t_N + a_1(x - x_N + l) + a_2(x - x_N + l)^2. \quad (15.59)$$

Найдем разность времен $\tau(x)$ нагоняющего и нагоняемого годографов:

$$\tau(x) = t_2(x) - t_1(x) = b_0 + b_1(x - x_N), \quad (15.60)$$

где $b_0 = a_1 l + a_2 l^2$, $b_1 = 2a_2 l$. Располагая экспериментальным графиком $\tau(x)$, можно вычислить его угловой коэффициент и определить коэффициент a_2 :

$$a_2 = \frac{b_1}{2l} = \frac{1}{2l} \frac{\Delta\tau}{\Delta x}. \quad (15.61)$$

Это позволяет рассчитать поправку

$$\delta t(x) = a_2(x - x_N)^2 = \frac{1}{2l} \frac{\Delta\tau}{\Delta x} (x - x_N)^2 \quad (15.62)$$

и, вычтя ее из наблюденного годографа $t_1(x)$, получить исправленный годограф

$$t_{\text{исп}}(x) = t_1(x) - \delta t(x), \quad (15.63)$$

который совпадает с годографом головной волны от преломляющей границы. Границу по исправленному годографу можно строить рассмотренными выше способами.

Существуют аналогичные приемы вычисления поправок для случаев, когда в подстилающей среде градиент скорости велик и уравнение годографа преломленно-рефрагированной волны описывается параболой более высокой степени, чем вторая. Однако на практике обычно достаточно пользоваться формулой (15.62). Следует иметь в виду, что неучет поправки за рефракцию приводит к сглаживанию деталей рельефа преломляющей границы.

Контрольные вопросы

1. Какой из способов построения отражающей границы по продольному годографу пригоден лишь для плоской границы?

2. Какие процедуры обработки полевых записей имеют принципиальное значение для их преобразования в суммарной временной разрез ОСТ?
3. Что такое сейсмический снос и какова его роль в формировании волновой картины временного разреза?
4. Объясните эффекты сейсмического сноса, вызванные наклоном отражающей границы и ее синклинальной формой.
5. Что такое сейсмическая миграция и на каких постуатах она основана?
6. В чем состоит ограниченность двумерной миграции?
7. В чем заключается принципиальное различие временной и глубинной миграций и в каких условиях целесообразно применение каждой из них?
8. Каковы преимущества миграции суммарного временного разреза перед миграцией трасс сейсмограмм?
9. При каких сейсмогеологических условиях целесообразна временная миграция до суммирования?
10. При каких сейсмогеологических условиях целесообразна глубинная миграция до суммирования?
11. Почему миграцию по Кирхгофу называют дифракционным преобразованием и в чем заключаются ее достоинства и недостатки?
12. По какой причине суммирование трасс по ОСТ существенно усиливает дифрагированные волны, хотя оно предназначено для усиления однократных отраженных волн?
13. Каким образом реализуется конечно-разностная миграция, когда отсутствует второе граничное условие при решении дифференциального уравнения второго порядка?
14. Каковы достоинства и ограничения конечно-разностной миграции по сравнению с дифракционным преобразованием?
15. Покажите, что миграция временного разреза в двумерной спектральной области реализуется как его фазово-частотная фильтрация.
16. В чем преимущества и недостатки частотной миграции по сравнению с конечно-разностной?
17. С какой целью выполняют частичную временную миграцию путем введения дифференциальных кинематических поправок?
18. Объясните взаимосвязь между процедурами частичной временной миграции и скоростного анализа сейсмограмм.

19. Как осуществляется частичная миграция в двумерной частотной области?
20. Каким образом получаются сейсмограммы общих точек отражения и в чем их достоинство по сравнению с обычными сейсмограммами ОСТ?
21. Каким образом осуществляется частичная времененная миграция методом параметрической развертки отображений и в чем ее особенность по сравнению с частичной миграцией в двумерной частотной области?
22. Как строится преломляющая граница способом полей времен?
23. В чем преимущество и ограниченность способа « t'_0 » построения преломляющей границы по сравнению со способом полей времен?
24. Как строится суммарный временной разрез преломленных волн методом общей глубинной площадки?
25. Каким образом учитывают эффект рефракции преломленной волны при построении соответствующей сейсмической границы?

Глава 16. Интерпретация сейсморазведочных данных

Интерпретацию сейсморазведочных данных выполняют на всех этапах их обработки: без своевременного анализа и геологического истолкования промежуточных материалов нельзя получить полноценные окончательные результаты. Решающее значение интерпретация приобретает на заключительном этапе построения итоговой сейсмо-геологической модели объекта исследований.

16.1. Кинематическая интерпретация [13, 16, 23, 27, 31]

Она выполняется по материалам обработки наблюдений площадных и профильных съемок – сейсмическим изображениям в виде волновых кубов, вертикальных разрезов, горизонтальных срезов или по кинематическим временным и глубинным разрезам. На волновых картинах интерпретатор с помощью специальных компьютерных программ, снабженных разнообразными средствами визуализации, обнаруживает и прослеживает полезные волны. В результате он создает *толстослоистую структурно-скоростную модель исследуемой среды*, т. е. объемную или плоскую картину геологических объектов в сейсмическом представлении – осадочных напластований, складчатых образований, разрывных нарушений, локальных неоднородностей и т. п.

16.1.1. Прослеживание и стратификация сейсмических границ

Ключевая операция при интерпретации сейсмической волновой картины – корреляция полезных волн, заключающаяся в их выявлении, отождествлении и прослеживании. Обычно корреляцию проводят по двумерным волновым картинам – сейсмограммам или динамическим разрезам. Корреляцию в объеме сейсмического куба выполняют по его последовательным вертикальным сечениям – продольным и поперечным, поскольку непосредственный визуальный анализ трехмерного волнового поля затруднителен.

Общие принципы корреляции волн, а также ее особенности применительно к данным МОВ и МПВ уже рассматривались (п. 11.2). В большинстве своем эти положения применимы и к сейсмограммам, и к сейсмическим разрезам. Преимущество последних состоит в том, что анализируемая волновая картина приближена к структуре геологического разреза и в значительной степени избавлена от разнообразных волномех.

Ранее отмечалось (п. 3.1.2), что в осадочном разрезе сейсмические границы в основном согласны с поверхностями фациально-литологических напластований, хотя далеко не всегда. Нередко отражения, причем наиболее интенсивные, формируются на поверхности эрозионных срезов и стратиграфических несогласий: здесь могут контактировать породы, сильно различающиеся по упругим свойствам. Такие хроностратиграфические поверхности иногда пересекают литологические границы, что следует учитывать при корреляции сейсмических горизонтов.

При высоком качестве волновой картины, когда на ней преобладают полезные колебания, прослеживание пологих отражающих горизонтов не вызывает затруднений. В таких условиях процедура фазовой корреляции допускает автоматизированное выполнение. Компьютерные системы интерпретации снабжены программами, которые по указанию геофизика прослеживают («пикируют») устойчивые оси синфазности. Человеку остаются функции контроля получаемых результатов и их коррекции в тех случаях, когда из-за неоднозначности усложненной волновой картины автоматизированная корреляция приостанавливается или предлагает неудовлетворительные варианты проведения сейсмического горизонта. При анализе материалов площадной съемки – куба или сети профилей – автоматизированная корреляция заданного горизонта распространяется от одних сечений к другим и охватывает ту часть исследуемого объема среды, в пределах которой невязка времен (глубин) горизонта в точках пересечения профилей остается в допустимых пределах.

На рис. 16.1 показан временной разрез, отображающий строение двух структурных этажей в области глубокого эрозионного вреза. Нижний этаж характеризуется согласным поведением устойчивых сейсмических горизонтов 1–6, которые были успешно прослежены в автоматическом режиме. Горизонт 7 нижнего этажа, а также горизонты 9 и 10 верхней толщи местами недостаточно устойчивы, что потребо-

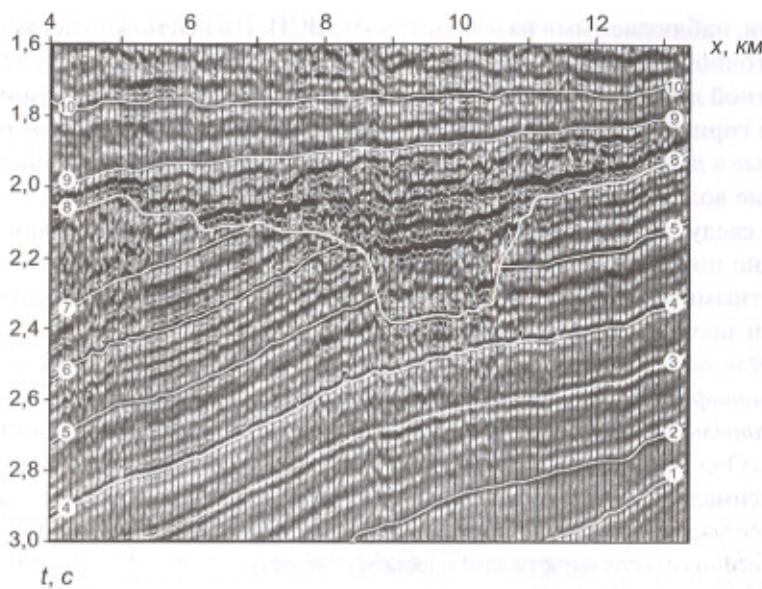


Рис. 16.1. Результат корреляции сейсмических горизонтов на временном разрезе

вало корректирующего участия интерпретатора в их корреляции. Горизонт 8, соответствующий сложной поверхности структурного несогласия между этажами, зафиксирован самим интерпретатором ввиду явной неоднозначности проведения этой границы.

Стратификация сейсмического горизонта означает его привязку к геологической границе известного возраста и определенного литологического состава контактирующих пород. Стратификацию выполняют на основе сейсмических наблюдений в скважине, расположенной на линии интерпретируемого разреза или в непосредственной близости от нее. Наиболее полную информацию для стратификации дают материалы ВСП, дополненные данными АК. Простой сейсмический каротаж (СК) позволяет получать только вертикальный гидограф прямой волн, на основании которого нельзя обеспечить надежную привязку сейсмических горизонтов к геологическому разрезу.

На рис. 14.3 (п. 14.1.2) видно, как отождествляются отраженные волны, фиксируемые на горизонтальном профиле, с восходящими волнами

нами, наблюдаемыми на сейсмограмме ВСП. По ней можно достаточно точно установить глубины образования отражений в разрезе с известной литолого-стратиграфической колонкой и придать сейсмическим горизонтам соответствующие буквенно-цифровые индексы, принятые в данном регионе для обозначения опорных границ. Сопоставление волновой картины на горизонтальном и вертикальном профилях следует делать очень тщательно и критично, поскольку, как это видно по сейсмограмме ВСП, к дневной поверхности наряду с однократными отражениями подходит большое количество многократных волн значительной интенсивности.

Для повышения устойчивости фазовой корреляции и надежности стратификации отражающих горизонтов сейсмические разрезы на заключительных этапах обработки подвергают нуль-фазовой деконволюции. Она придает импульсам полезных волн симметричную форму с максимальной амплитудой центрального экстремума, что способствует более уверенному прослеживанию сейсмических горизонтов и более точной их привязке к геологическому разрезу.

Напомним, что в реальных осадочных средах, имеющих тонкослоистый характер, сейсмический горизонт, как правило, не относится к какому-то одному контакту соседних пластов, а соответствует некоторой пачке слоев, достаточно устойчивой по своим структурным и упругим свойствам. При высокой разрешенности волновой картины временного разреза можно попытаться более детально увязать особенности формы записи сейсмического горизонта с внутренней структурой соответствующей пачки литологических слоев. Для такого сопоставления необходимы данные акустического каротажа, по которым строят и анализируют *синтетические сейсмограммы* (п. 6.2.3). С их помощью стремятся определить роль отдельных слоев пачки в формировании суммарного отраженного импульса. В благоприятных случаях удается, например, установить, как влияет мощность и пористость содержащегося в пачке пласта-коллектора на формирование определенной части (фазы) анализируемого сейсмического импульса. Такой анализ может обосновать более дифференцированную привязку сейсмической волновой картины к тонкой структуре литологического разреза.

Рис. 16.2 демонстрирует результаты стратификации на временному разрезе сейсмических горизонтов по данным геофизических исследований скважин на площади разведки одного из нефтегазовых месторождений Западной Сибири. По материалам трехмерной съемки гео-

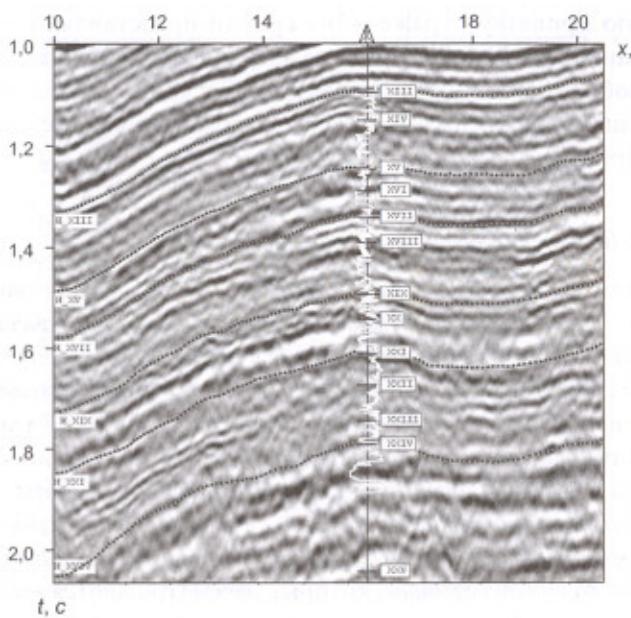


Рис. 16.2. Стратификация отражающих горизонтов по данным ГИС

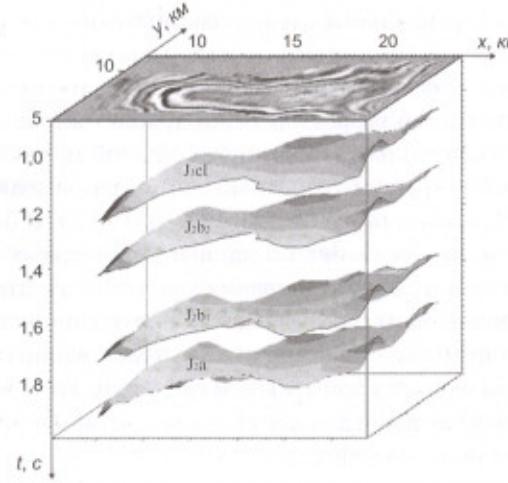


Рис. 16.3. Отражающие горизонты, прослеженные и стратифицированные в объеме временного куба

логическую привязку отражающих границ представляют в объеме мигрированного куба (рис. 16.3), где поверхность сейсмических горизонтов изображается в изометрической проекции с использованием цветовой шкалы их рельефа, которая, к сожалению, здесь не может быть воспроизведена.

16.1.2. Выявление разрывных нарушений

Обнаружение и прослеживание разрывных нарушений в геологической среде – очень важный элемент интерпретации сейсмических данных. С одной стороны, дислокативная тектоника определяет основные черты строения разреза и условия формирования месторождений полезных ископаемых. С другой стороны, эту тектонику трудно исследовать только по скважинным данным, которые обычно немногочисленны и не всегда надежно фиксируют нарушенные зоны. На сейсмических разрезах разрывные нарушения в большинстве случаев проявляются характерными изменениями кинематических и динамических параметров волновой картины, которые рассматриваются как прямые и косвенные признаки дислокативной тектоники.

Характерные осложнения волновой картины в зонах тектонических нарушений отмечались при рассмотрении основ корреляции волн (п. 11.2). Резкие вертикальные сдвиги сейсмических горизонтов, надежно опознаваемых по обе стороны от мест разрыва сплошности горных пород, являются прямыми отражениями дислокативной тектоники. На рис. 16.4 временной разрез наглядно демонстрирует высокоамплитудный сброс в осадочных отложениях большой мощности. Столь же очевидную картину крупного сброса можно видеть на правой грани сейсмического куба, показанного на рис. 15.3 (п. 15.1.2). В благоприятных сейсмогеологических условиях по данным трехмерных съемок путем глубинной миграции до суммирования удается получать четкие изображения крутопадающих зон разрывных нарушений, которые пересекают и деформируют толщи осадочных напластований (рис. 16.5). Подобные картины служат убедительным свидетельством эффективности сейсморазведки в изучении дислокативной тектоники отложений, перспективных для поисков нефтегазовых залежей.

Разрывные нарушения могут не сопровождаться заметными относительными сдвигами образующихся блоков пород. В таких случаях тектонические зоны проявляются потерей прослеживаемости пачки сейс-

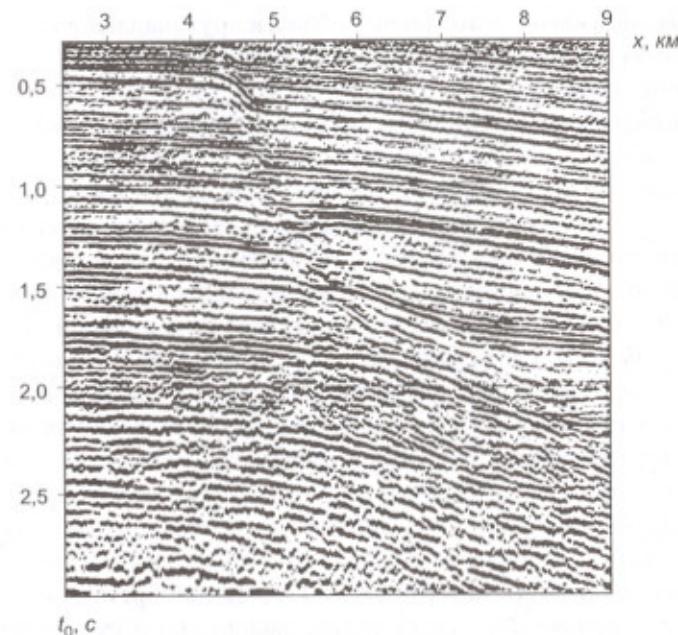


Рис. 16.4. Отображение на временном разрезе крупноамплитудного сброса в мощной осадочной толще

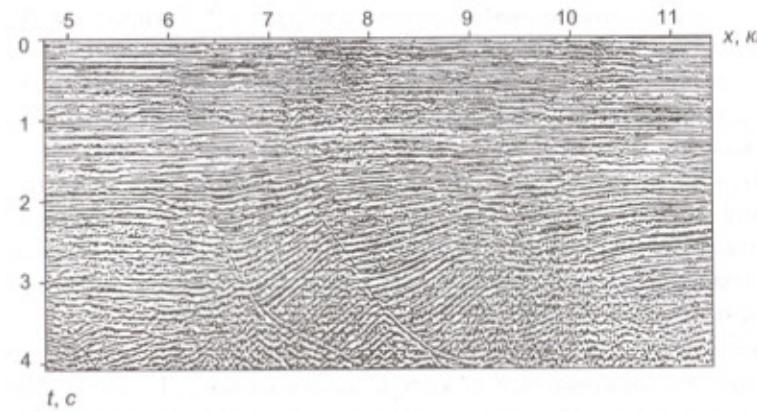


Рис. 16.5. Мигрированный разрез, фиксирующий отражения от крутопадающих зон разрывных нарушений

мических горизонтов в локальной области кругопадающего характера, которую нельзя объяснить резким ухудшением поверхностных условий (рис. 16.6).

Косвенными признаками дислокационной тектоники служат локальные изменения структуры волнового поля – исчезновение устойчивых горизонтов и появление новых, концентрация дифрагированных волн, вариации амплитудного уровня и спектрального состава колебаний, – когда эти изменения не связаны с условиями возбуждения и приема волн. На рис. 16.7, а показан фрагмент детального временного разреза однократного непрерывного профилирования с шагом трасс, составляющим всего 1 м. Профилирование выполнено с целью изучения возможностей малоглубинной сейсморазведки при выявлении неотектонических зон разуплотнения осадочных пород на глубинах 50–150 м. По данным геоморфологической съемки такая субвертикальная зона мощностью около 15 м была установлена на профиле в интервале 985–1000 м. По волновой картине сейсмических трасс искомую зону обнаружить трудно, однако их амплитудно-частотные спектры для рассматриваемого временного интервала (70–130 мс) приобретают на указанном интервале аномальный характер, расширяясь в обе стороны на 10–20 Гц (рис. 16.7, б). Закономерность такого эффекта была подтверждена результатами волнового моделирования пачки отражений в зоне разуплотнения пород верхней части разреза.

Разрывные нарушения, пересекаемые профилем, могут проявляться в резких изменениях скоростных характеристик разреза. На профилях МОВ они обнаружаются при анализе горизонтальных графиков эффективных, пластовых и средних скоростей. На профилях МПВ они могут выявляться при анализе горизонтальных графиков граничных скоростей.

В компьютерных системах интерпретации сейсмических данных имеются программы статистического анализа волнового поля, помогающие выявлению и прослеживанию зон тектонических нарушений по аномальным изменениям кинематических и динамических параметров отражающих горизонтов – углов наклона, когерентности, интенсивности, спектра колебаний и др.

Далеко не всегда разрывная тектоника, особенно малоамплитудная, уверенно устанавливается по сейсмическим данным. Поэтому линии нарушений следует наносить на разрез с осторожностью, учитывая имеющиеся материалы геологической съемки, бурения, а также данные других геофизических методов.

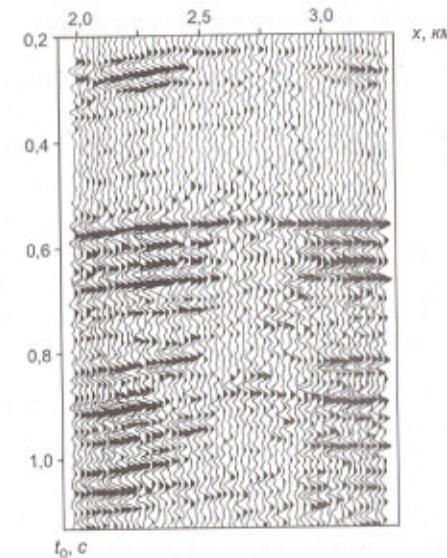


Рис. 16.6. Проявление зоны тектонических нарушений потерей прослеживаемости сейсмических горизонтов

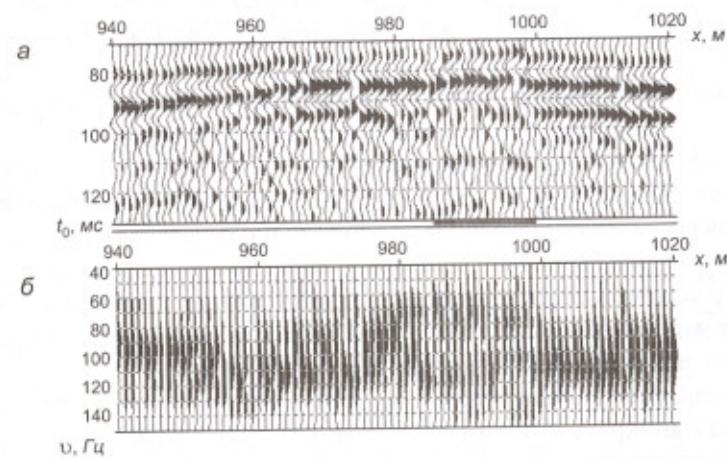


Рис. 16.7. Выявление малоглубинной сейсморазведкой зоны тектонического разуплотнения осадочных пород верхней части разреза: а – временной разрез ОНП; б – амплитудные спектры трасс временного разреза

16.1.3. Обнаружение многократных отражений

На сейсмических разрезах могут присутствовать ложные горизонты, обусловленные многократными отражениями, которые не удалось в достаточной степени подавить в процессе предшествующей обработки. Для выявления ложных границ в первую очередь используют кинематические параметры волн. Критерии обнаружения сравнительно просты в случае полнократных отражений. Согласно формуле (4.74), время нормального отражения t_{0k} k -кратной волны от одной границы приблизительно в k раз больше времени нормального отражения t_0 соответствующей однократной волне. Каждый угол наклона ложной отражающей границы, построенной по k -кратной волне, в k раз больше каждого угла наклона ϕ истинной границы. Однако этот признак может быть надежно использован только при достаточно большом наклоне сейсмической границы.

Основным критерием обнаружения многократного отражения служит вычисленная по нему эффективная скорость $v_{\text{эфф}}$. Можно использовать оценку скорости $v_{\text{ОГТ}}$, но только при малом угле наклона сейсмической границы либо при выполнении скоростного анализа по сейсмограммам ОТО, свободным от влияния наклона границы на оценку эффективной скорости (п. 15.1.7). Для полнократного отражения величина эффективной скорости не отличается от ее значения для однократного отражения от той же границы.

Средняя скорость в покрывающей толще обычно постепенно возрастает с увеличением глубины, так что значения $v_{\text{эфф}}$ или $v_{\text{ОГТ}}$ однократных отражений возрастают с увеличением времени t_0 . Поэтому скорости, вычисленные по многократным волнам, в большинстве случаев оказываются относительно низкими, и на вертикальном графике $v_{\text{эфф}}(t_0)$ соответствующие точки систематически отклоняются от графика реального скоростного закона (рис. 16.8, а). Подобный эффект может четко проявляться на вертикальных спектрах скоростей $v_{\text{ОГТ}}(t_0)$, как это видно на рис. 11.10 и 14.4.

Когда с некоторого времени t_{01} многократные волны преобладают над однократными, положение линии $\bar{v}_{\text{эфф}}(t_0)$, осредняющей множество скоростных оценок, определяется в основном волнами-помехами (рис. 16.8, б). Располагая такими вертикальными графиками, можно прийти к ошибочному заключению, что в нижней части разреза залегают породы с низкими значениями пластовых скоростей.

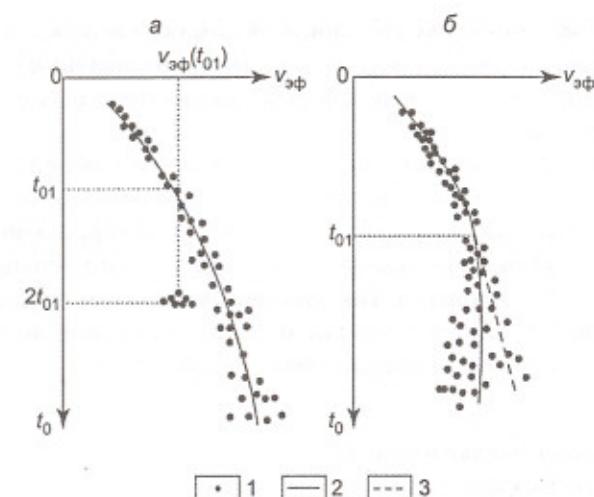


Рис. 16.8. Обнаружение многократных отраженных волн по вертикальным графикам $v_{\text{эфф}}(t_0)$:

а – выявление двукратного отражения; б – преобладание многократных отражений на временах $t_0 > t_{01}$ (1 – точечные определения $v_{\text{эфф}}$; 2 – осредняющая их кривая; 3 – зависимость $v(t_0)$ по данным сейсмокаротажа)

В подобных случаях необходим тщательный анализ материалов с привлечением сейсмокаротажных данных.

Различие эффективных скоростей полезных и мешающих волн служит основной предпосылкой применения для подавления последних метода ОГТ. Однако при малых различиях эффективных скоростей полезных волн и помех, что характерно для многих частично-кратных отражений, на временных разрезах могут присутствовать интенсивные помехи, имеющие вид устойчивых сейсмических горизонтов. Для их подавления применяют различные процедуры двумерных преобразований волновой картины – вычитание кратных волн (п. 13.2.6), f - k фильтрацию (п. 13.1.3), τ - p фильтрацию (п. 13.1.6) и т. п.

Для выявления многократных отражений используют синтетические сейсмограммы. Сравнивая экспериментальные записи с полными и неполными (не содержащими многократных волн) синтетическими сейсмограммами, делают выводы о природе регистрируемых колебаний.

Большую помощь в распознавании кратных волн оказывают наблюдения ВСП. По ним можно определить сравнительную интенсивность

полезных и мешающих колебаний, выявить основные *краткообразующие границы*, на которых возникают самые интенсивные помехи, установить наиболее выгодные для наблюдения полезных волн удаления от источника.

Для обнаружения многократных волн следует использовать все указанные выше критерии, поскольку каждый из них в отдельности нередко оказывается неоднозначным. Эти волны хорошо опознаются в случаях, когда они прослеживаются на достаточно больших участках профиля или площади. По одиночным оценкам трудно бывает составить обоснованное суждение о типе отраженной волны ввиду недостаточной точности определения ее параметров.

16.1.4. Составление и анализ сейсмических карт и схем

Основным результатом площадных съемок являются структурные карты сейсмических горизонтов, которые изображают пространственные формы исследуемых элементов геологической среды – поверхности напластования, эрозионных срезов, стратиграфических несогласий и др. Построение структурных карт, как и других изобразительных материалов, выполняют с помощью специальных программ компьютерного обеспечения интерпретации сейсморазведочных данных. Исходной информацией служат пространственные координаты сейсмических горизонтов, установленные при их корреляции в объеме мигрированного куба 3D сейсморазведки или в плоскости мигрированных разрезов по сети профилей 2D сейсморазведки. Эти данные подвергаются двумерному сглаживанию, в результате которого в узлах равномерной площадной сети определяется достаточно гладкая аппроксимирующая поверхность.

Структурная карта изображает на плане рельеф $H(x, y)$ сейсмического горизонта в изолиниях или цветовой шкале равных глубин. Сечение изолиний или шаг смены цветов ΔH выбирают исходя из реально обеспеченной точности карты. Хотя точность структурных построений не может быть одинаковой на всей исследуемой площади, сечение изолиний делают постоянным для удобства чтения карты. В сейсморазведке средних и больших глубин величина ΔH варьирует в пределах от 10 до 100 м. При выборе ΔH исходят из того, что сечение карты должно примерно вдвое превышать случайную погрешность ее

построения. Необоснованный выбор сечения ведет к потере детальности изображения (при завышенной величине ΔH) или к появлению на карте недостоверных подробностей за счет погрешностей определения глубин (при заниженной величине ΔH). Для более наглядного изображения локальных элементов сейсмической поверхности на структурную карту пунктиром могут наноситься промежуточные изолинии через интервал $0,5\Delta H$.

По структурным картам соседних горизонтов строят карты изопахит – мощностей интервалов между ними.

Если исходные данные по надежности прослеживания полезных волн или плотности наблюдений не обеспечивают детальности изображения, отвечающей масштабу съемки, то площадные построения сейсмических границ называют структурными схемами. В частности, их строят по условным сейсмическим горизонтам для характеристики структурных планов осадочных комплексов, в пределах которых отсутствуют устойчивые отражающие границы.

На структурную карту (схему) горизонта наносят линии его разрывных нарушений, выявленные и прослеженные при корреляции по сейсмическому кубу или сети профилей. Смещения тектонических блоков в области нарушений проявляются на карте горизонта разрывами и сдвигами изолиний его глубин.

Примером структурной карты, построенной по опорному отражающему горизонту в результате площадных работ 2D сейсморазведки МОГТ, может служить рис. 16.9.

Помимо структурных карт, объект исследований характеризуют также другими картографическими материалами. Из них принципиально важными являются карты изохрон нормальных времен для отражающих границ $t_0(x, y)$ и преломляющих границ $t'_0(x, y)$. Их строят в результате корреляции полезных волн по немигрированным временным кубам и разрезам. Особое значение этих материалов объясняется тем, что последующие структурные построения являются производными от карт изохрон, наследуя все их ошибки и искажения. Это обстоятельство предопределяет высокие требования к достоверности первичных карт изохрон. После временной миграции корреляция отражающих горизонтов позволяет строить карты изохрон вертикальных времен, на которых устранены эффекты сейсмического сноса. Для их преобразования в структурные карты используют, в зависимости от способа расчета глубин, карты средних скорос-

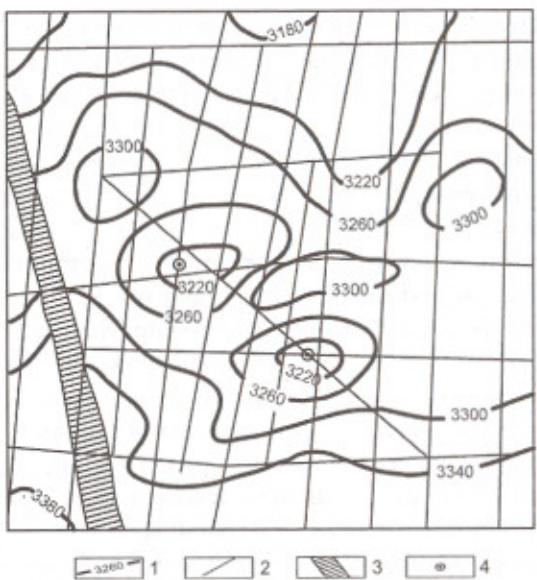


Рис. 16.9. Структурная карта по опорному отражающему горизонту

(Бузулукская впадина):

- 1 – изогипсы горизонта;
- 2 – сейсмические профили;
- 3 – зона разрывных нарушений;
- 4 – рекомендованные поисковые скважины

тей $v_{\text{ср}}(x, y)$ или карты пластовых скоростей $v_{\text{пл}}(x, y)$. Они являются производными от карт скоростей суммирования $v_{\text{ОГТ}}(x, y)$, получаемых в результате обобщения материалов скоростного анализа множества сейсмограмм ОГТ на исследуемой площади. По материалам МПВ для преломляющих горизонтов строят карты граничных скоростей $v_{\text{гр}}(x, y)$.

Совокупность карт изохрон, скоростей и глубин, построенных для целевых горизонтов, подлежит совместному анализу с целью выявления перспективных объектов на исследуемой площади и оценки их пространственных параметров – структурных планов, амплитуд, текtonических нарушений и т. п.

Карты изохрон, подобно кинематическим времененным разрезам, отображают прежде всего геометрию сейсмических границ. Вместе с тем площадные сейсмические изображения могут быть представлены в форме волновой картины, подобно динамическим разрезам. Такие

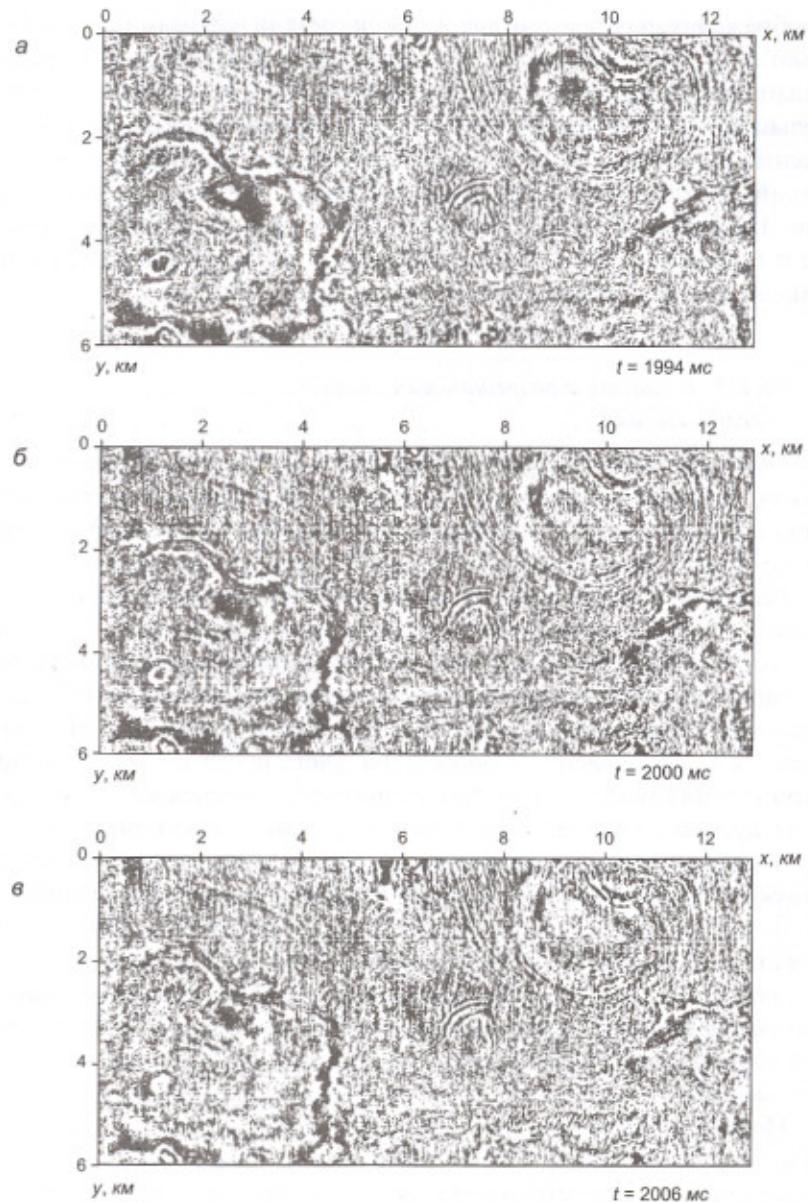


Рис. 16.10. Горизонтальные срезы временного куба

изображения, называемые временными срезами (слайсами), представляют собой горизонтальные сечения объемной волновой картины на заданных уровнях времени. Обычно анализируют серию последовательных временных срезов для детального исследования наиболее интересных локальных объектов – антиклинальных поднятий, выклиниваний, рифовых образований и т. п. Пример такого рода показан на рис. 16.10. Здесь на трех временных срезах куба, взятых с интервалом $\Delta t = 6$ мс, хорошо видны куполовидные локальные поднятия, различающиеся своими размерами и амплитудами.

16.1.5. Точность и разрешающая способность сейсморазведки

Обоснованная интерпретация сейсмических построений невозможна без достоверной оценки их точности; чтобы судить о геологической значимости структурных форм, изображаемых на разрезах и картах, необходимо знать уровень вероятных погрешностей этих изображений.

Реальная оценка точности сейсмических построений является не простой задачей. Их неизбежные погрешности зависят от множества факторов объективного и субъективного характера – надежности корреляции горизонтов, их приуроченности к стабильным геологическим границам, степени изменчивости сейсмических скоростей, характера ошибок их определения и обобщения, учета преломления лучей при вычислении глубин, плотности и равномерности точек наблюдения на исследуемой площади, сложности картируемых структурных форм и др. Предложено немало расчетных формул для оценки погрешностей структурных построений. Проблема, однако, заключается в том, что лишь малая часть из вышенназванных факторов может быть учтена достаточно полно. По этой причине формальные оценки точности являются ориентировочными. Реальные оценки точности сейсмических построений вырабатываются в процессе исследований конкретных площадей на основе множественных сопоставлений сейсморазведочных результатов с опорными данными бурения и ГИС.

Нестабильность упругих свойств реальной среды и наложение мешающих колебаний обусловливают флуктуацию кинематических и динамических параметров полезных волн, что проявляется в случайных разбросах времен пробега, оценок скоростей, величин расчетных и корректирующих поправок и др. Погрешности построений, вызван-

ные этими факторами, удается оценивать по самим сейсмическим данным, что характеризует *внутреннюю сходимость метода*. При этом получают так называемые *внутренние оценки точности*. Важную роль здесь играет определение средней невязки сейсмических горизонтов на пересечениях профилей. *О надежности корреляции сейсмического горизонта судят по его увязке внутри замкнутых контуров, образуемых сетью профилей или вертикальных сечений куба.*

Другой характер имеют погрешности сейсмических построений за счет недостаточного учета сложности исследуемой среды, когда она не соответствует используемой модели сейсмических границ и покрывающей толщи. Погрешности конечных результатов, обусловленные такими причинами, невозможно определить только по сейсморазведочным данным. Для этого необходимо использовать внешнюю геолого-геофизическую информацию, в которой основная роль принадлежит скважинным данным. Сопоставление сейсмических построений с результатами бурения дает *внешние оценки точности* применяемого метода.

Рассмотрим оценки точности по внутренней сходимости. Приняв определенную статистическую модель экспериментального материала, можно вычислить погрешности, ожидаемые на всех промежуточных этапах его преобразования, и с их помощью получить оценку точности конечных результатов. Строгие оценки выражаются весьма сложными формулами даже для простейшей модели исходных сейсмограмм, поскольку обработка содержит множество взаимосвязанных разнородных операций. Особенно громоздкими становятся расчеты погрешностей при послойном построении сейсмического разреза, когда необходимо учитывать накопление ошибок по мере многократного перехода от одной границы к другой.

Схематизируя процесс построения сейсмической границы, можно считать, независимо от конкретных способов, что глубина границы h определяется произведением времени пробега волны t на ее скорость v . Поэтому для *относительной среднеквадратической погрешности определения глубины* σ_h/h имеем

$$\frac{\sigma_h}{h} = \frac{\sigma_t}{t} + \frac{\sigma_v}{v}, \quad (16.1)$$

где σ_t/t и σ_v/v – относительные среднеквадратические погрешности определения времени и скорости. Вклады обеих погрешностей в вели-

чину $\sigma_{\text{н}}/h$ неодинаковы. Если обработка полевых материалов выполнена корректно, то при отсутствии грубых ошибок корреляции опорной волны средняя погрешность определения ее временем не превосходит нескольких миллисекунд, что в относительной мере обычно составляет доли процента. Вместе с тем относительные ошибки используемых скоростей часто составляют несколько процентов, а иногда – существенно больше. *Погрешности определения скоростей являются основным источником искажений, возникающих при построении сейсмических границ.*

Оценки погрешностей построения сейсмических границ по внутренней сходимости не учитывают все искажающие факторы и поэтому оказываются более или менее заниженными, т. е. являются оценками снизу. Соотношение между предполагаемыми и действительными погрешностями вычисленных глубин устанавливают сопоставлением с данными бурения. Когда внешние оценки точности сейсморазведки достаточно представительны, т. е. получены по ряду площадей, расположенных в сходных сейсмогеологических условиях, удается найти статистические характеристики погрешностей глубин – их двумерные функции автокорреляции. Эти данные позволяют более надежно прогнозировать достоверность сейсмических построений, выполняемых в подобных условиях. Прогнозные оценки представляют в виде карты доверительной вероятности определения глубин сейсмического горизонта, которая сопровождает его структурную карту. Практика показывает, что при современном технико-методическом уровне регистрации и обработки сейсморазведочных данных МОВ относительная погрешность результативных построений может не превышать 0,5–1,0%. По данным МПВ относительная погрешность оценки глубин преломляющих горизонтов обычно составляет не менее 5%.

Детальность изображения геологической среды на сейсмических разрезах и картах зависит от разрешающей способности метода в данных условиях. *Разрешающая способность сейсморазведочного метода определяется его возможностями в разделном обнаружении и оценивании параметров целевых объектов, минимальных по размерам и контрастности упругих свойств.*

Ранее (п. 10.1.1) были названы основные факторы, ограничивающие полноту и точность решения обратной задачи сейсмики в процессе обработки и интерпретации полевых наблюдений. Среди этих фак-

торов принципиальное значение имеет волновая природа сейсмического поля: *естественный предел разрешающей способности метода определяется минимальной длиной упругих волн от целевых объектов.* Рассматривая разведочные возможности основного сейсмического метода – МОВ, различают его разрешающие способности по вертикали и горизонту.

Разрешающая способность по вертикали определяет возможность разделного наблюдения с поверхности двух близких отражающих границ в горизонтально-слоистом разрезе. В реальных условиях, даже весьма благоприятных, можно рассчитывать на разделное обнаружение отраженных волн, которые приходят с разницей нормальных времен не менее $\Delta t_0 = 0,5 T_b$, где T_b – видимый период колебаний. Поскольку величина Δt_0 соответствует двойному времени пробега, мощность пласта, выделяемого по отражениям от его кровли и подошвы, составляет не менее $0,25 \lambda_b$, где λ_b – видимая (преобладающая) длина волны наблюдаемых колебаний.

В среднечастотной сейсморазведке преобладают длины волн порядка 100–150 м, что позволяет обнаруживать в разрезе пласти мощностью от 20–30 м. Применяя методику высокоразрешающей сейсморазведки (ВРС), удается повысить преобладающую частоту колебаний с 20–30 до 50–60 Гц и более. Это в 2–3 раза повышает вертикальную разрешенность сейсмических разрезов, обеспечивая выделение пластов мощностью от 8–10 м. Важную роль в повышении разрешающей способности играет деконволюция волновой картины, которую выполняют на различных этапах ее обработки.

В малоглубинной сейсморазведке МОВ ($H \leq 50$ –100 м), если удается регистрировать колебания на частотах до 200–300 Гц, то оказывается возможным выделять в верхней части разреза слои мощностью всего 2–3 м.

Разрешающая способность по горизонту определяет возможность наблюдения с поверхности двух близких сейсмических неоднородностей, расположенных на одной глубине. Такими объектами могут быть дизьюнктивные (разрывные) или пликативные (складчатые) нарушения горизонтальной слоистости, локальные изменения отражающих свойств сейсмической границы, резкое выклинивание пласта и т. п. В общем случае трудно предложить однозначные оценки горизонтальной разрешающей способности МОВ из-за многообразия возможных ситуаций, сложности волновых полей в неоднород-

ных средах и отсутствия объективных критериев различимости соседних объектов.

Ориентировочные оценки здесь основаны на зонах Френеля, дающих теоретическое представление о пространственной области, существенной для распространения упругих колебаний. Согласно этим дифракционным представлениям (пп. 1.1.4 и 2.1.4), наблюдаемая в некоторой точке поверхности сферическая гармоническая волна длиной λ , нормально отраженная от горизонтальной границы на глубине h , практически формируется эффективной отражающей площадкой радиуса $r_{\text{эфф}}$, центр которой совпадает с точкой отражения нормального луча. Отраженные колебания наблюдаются в двух точках поверхности без наложения, если соответствующие эффективные площадки не перекрываются, т. е. расстояние между их центрами $\Delta x \geq 2r_{\text{эфф}}$. Чтобы оценить это расстояние для средних условий применения МОВ, положим $\lambda = 100\text{--}150\text{ м}$, $h = 3\text{--}6\text{ км}$ и получим по формуле (2.28) $r_{\text{эфф}} = 0,25\text{--}0,5\text{ км}$, т. е. $\Delta x \geq 0,5\text{--}1\text{ км}$. При меньшем расстоянии Δx между точками наблюдения регистрируемые в них сигналы становятся тем более связанными между собой, чем выше степень перекрытия их эффективных отражающих площадок. 50-процентному перекрытию соответствует расстояние $\Delta x = 0,8r_{\text{эфф}}$, т. е. $0,2\text{--}0,4\text{ км}$ в нашем примере. Если соседние точки наблюдения расположены еще ближе друг к другу, то преобладающая часть регистрируемых в них колебаний обусловлена общим участком отражающей границы.

При производственных работах МОВ шаг каналов приемной расстановки значительно меньше величины $r_{\text{эфф}}$ для целевых горизонтов, составляя обычно от 20–30 до 50–70 м. Такая высокая плотность наблюдений обеспечивает статистический эффект подавления случайных волн-помех и ослабления флюктуации полезных волн из-за изменчивости условий возбуждения, распространения и приема колебаний.

Повышению горизонтальной разрешенности сейсмических разрезов способствует процедура миграции, при которой отраженные и дифрактированные волны фокусируются в области их образования. В этом смысле миграция выполняет пространственную деконволюцию волновой картины. На мигрированных разрезах размер эффективных отражающих площадок оценивается величиной, близкой к преобладающей длине волны, что для глубоких границ значительно меньше размеров соответствующих зон Френеля.

16.2. Динамическая интерпретация [6, 12, 36, 38, 45, 48, 49, 60, 61]

Из формы и интенсивности отраженных волн можно извлекать информацию о физических свойствах пород, составляющих разрез, и тем самым прогнозировать их геологические характеристики. Эти возможности сейсморазведки особенно цены для поисков нефтегазовых залежей, что предопределило преимущественное развитие динамической интерпретации в данном направлении.

Горные породы отличаются своими поглощающими свойствами, которые сказываются на форме и интенсивности проходящих через них упругих колебаний. Однако коэффициенты поглощения сильно варьируют даже в породах одного состава и определяются по реальным полевым материалом с невысокой точностью. Эффект поглощения имеет интегральный характер, что затрудняет его оценку в пределах отдельного сейсмического слоя. По этим причинам поглощающие свойства находят пока ограниченное применение при интерпретации сейсморазведочных данных. В то же время интенсивность отраженной волны прямо зависит от величины коэффициента отражения локального участка сейсмической границы, что позволяет успешно использовать амплитуды колебаний для прогнозирования геологического разреза.

16.2.1. Возможности амплитудного анализа данных МОВ

Множество факторов природного и технического характера определяют форму и интенсивность регистрируемой отраженной волны. Поскольку нас интересуют лишь относительные изменения сейсмических колебаний, исключим из рассмотрения неизменные аппаратурные характеристики. Даже представляя процесс образования и распространения отраженной волны в упрощенном виде, придется учитывать немало факторов, существенных для ее интенсивности.

Пусть $a_{ij}(t_m)$ – амплитуда докритически отраженной волны от границы i , распространяющейся в многослойном разрезе и регистрируемой на времени t_m при возбуждении и приеме колебаний в точках днев-

ной поверхности i и j соответственно. Величину амплитуды можно схематически представить в следующем виде:

$$a_{ij}(t_m) = \frac{q_i b_i d_i d_j c_j}{r_{ij}^3(t_m)} A_m(t_m) \prod_l (1 - A_l^2)^{-\sum \alpha_l r_l(t_m)} + n(t_m), \quad (16.2)$$

где q_i – относительная интенсивность сейсмического источника; b_i – его характеристика направленности для данной волны; d_i – амплитудный фактор локальных условий возбуждения; d_j – амплитудный фактор локальных условий приема; c_j – коэффициент конверсии в точке приема, определяющий отношение амплитуд приходящей и регистрируемой волн; $r_{ij}^3(t_m)$ – эквивалентный радиус расхождения для данной волны, зависящий от пути ее пробега в покрывающих слоях, преломления лучей на промежуточных границах с различными наклонами и кривизнами; $A_m(t_m)$ – коэффициент отражения границы m в области формирования данной волны, зависящий от угла падения – отражения; $\prod_l (1 - A_l^2)$ – согласно формуле (2.32), произведение коэффициентов нормального прохождения через промежуточные границы l ($l = 1, 2, \dots, m-1$); $\exp[-\sum \alpha_l r_l(t_m)]$ – амплитудный фактор поглощения для данной волны в многослойной покрывающей среде при длине пробега r_l в слое l с эффективным коэффициентом поглощения α_l ; $n(t_m)$ – суммарная амплитуда всех мешающих колебаний, фиксируемых на сейсмической трассе в момент прихода полезной волны.

Из всех факторов, формирующих амплитуду полезной волны, наиболее значимым для интерпретации является коэффициент отражения $A_m(t_m)$: он определяет интенсивность и полярность волнового импульса в зависимости от различия упругих свойств контактирующих на границе пород, что обусловлено их литологическим составом, пористостью, флюидонасыщенностью и пр. *Динамическая обработка полевых материалов ориентирована на получение сейсмических трасс, одиночных или суммарных, на которых амплитуды полезных волн прямо пропорциональны коэффициентам отражения соответствующих участков сейсмических границ – при максимально возможном исключении всех других факторов, влияющих на интенсивность колебаний. Такой подход называют обработкой с сохранением (восстановлением) относительных амплитуд.*

Большинство факторов, осложняющих простую зависимость амплитуды полезной волны от коэффициента отражения, не поддается

точной оценке, поскольку определяется неизвестными особенностями строения сейсмогеологической среды. Это обстоятельство серьезно ограничивает возможности изучения отражающих свойств сейсмических границ по записям МОВ, хотя в благоприятных условиях не исключает получения положительных результатов. Наиболее часто такие условия встречаются на акваториях континентальных шельфов, когда нефтегазовые залежи располагаются в молодых терригенных отложениях на глубинах до 2–3 км.

В процессе обработки «с сохранением амплитуд» одни из мешающих факторов компенсируют корректирующими поправками, другие ослабляют фильтрациями, третьи игнорируют как несущественные. Уменьшение интенсивности отраженных волн из-за геометрического расхождения, прохождения промежуточных границ и поглощения компенсируют подбором функции возрастающего во времени усиления колебаний, исходя из представления о том, что в осадочном разрезе средний уровень коэффициентов отражения не изменяется с глубиной. Постоянного уровня интенсивности отраженных волн на трассе добиваются увеличением коэффициента усиления по экспоненциальному закону или в виде некоторой степени n времени t^n (обычно $n \approx 2$). Вариации интенсивности сейсмических источников и неравномерность их характеристик направленности компенсируют приведением средней амплитуды всех трасс к единому уровню. Эта же процедура в значительной степени ослабляет влияние флюктуаций локальных условий возбуждения и приема колебаний. Подавление разнообразных волн-помех осуществляют многими методами частотной и двумерной фильтрации, в частности, – суммированием трасс по ОГТ. Особенную важную роль при обработке отводится деконволюции одиночных и суммарных трасс, которая приближает их волновую картину к импульсной сейсмограмме.

Отметим обстоятельство, которое заметно облегчает решение поставленной задачи. Для поисковых целей наиболее важно выявлять относительные изменения коэффициента отражения исследуемой сейсмической границы. Обычно эта граница практически горизонтальна, и покрывающая ее осадочная толща на площади работ не претерпевает существенных изменений. Поэтому многие факторы, влияющие на амплитуды проходящих сквозь нее отраженных волн, остаются постоянными и, следовательно, могут не учитываться в наших расчетах.

Ввиду многочисленности неучтенных факторов, действующих на динамику полезных волн, далеко не все аномалии их интенсивности, наблюдаемые на сейсмических разрезах «с восстановленными амплитудами», обусловлены изменениями отражающих свойств соответствующих границ. Только тщательный и всесторонний анализ всех материалов, от исходных записей до конечных построений, с привлечением количественных оценок динамических параметров может служить основанием для корректных геологических выводов по амплитудным аномалиям результативной волновой картины.

16.2.2. Качественная интерпретация амплитуд – методы ЯТП, МДХ

Материалы динамической обработки наблюдений МОВ используют при детальном изучении свойств осадочных отложений, которое иногда называют прогнозированием геологического разреза (ПГР). К типовым задачам подобного рода относятся:

- оценка литологического состава, фациальных особенностей и коллекторских свойств пород разреза;
- палеореконструкция условий осадкообразования;
- выявление структурно-литологических ловушек, перспективных на нефтегазоносность;
- обнаружение и оконтуривание углеводородных залежей;
- контроль изменения залежей в процессе их эксплуатации;
- прогнозирование зон аномально высокого пластового давления (АВПД) и др.

Остановимся подробнее на задаче обнаружения залежей углеводородов. Они могут быть связаны с неантклинальными структурами или с такими особенностями строения разреза, которые находятся за пределами разрешающей способности кинематической интерпретации. Кроме того, многие локальные поднятия, обнаруженные в регионально продуктивных толщах, при проверке бурением оказываются пустыми. В подобных случаях прогнозирование залежей нефти и газа полевыми геофизическими методами имеет важное экономическое значение. Иногда такие исследования называют *прямыми поисками углеводородов*, хотя этот термин вряд ли применим к методам, которые изучают лишь косвенные физические проявления геологических объектов.

Скопление углеводородов приводит к изменению упругих, плотностных и поглощающих свойств вмещающих горных пород (п. 3.1.1). Согласно теоретическим и экспериментальным данным, нефтегазовым залежам сопутствуют следующие физические эффекты:

- уменьшение объемной плотности коллектора и скорости распространения продольных волн при насыщении его углеводородами;
- уменьшение акустической жесткости коллектора, приводящее к изменению величин и даже знаков коэффициентов отражения от его границ;
- образование гладких горизонтальных отражающих границ, соответствующих водонефтяным, водогазовым и газонефтяным контактам, которые могут отличаться от более или менее шероховатых и наклонных границ раздела вмещающих пород;
- увеличение поглощения упругих колебаний в пределах самой залежи и в покрывающей толще вследствие диффузии в нее углеводородов.

Перечисленные эффекты наиболее заметны в случаях газовых залежей, расположенных в высокопористых терригенных отложениях на глубинах до 2–3 км. Здесь относительное уменьшение параметров коллектора может достигать 20% для скорости продольных волн и 30% для акустической жесткости.

Вследствие указанных физических предпосылок нефтегазовые залежи могут проявляться в регистрируемом поле отраженных волн рядом эффектов, важнейшими из которых являются:

- локальное увеличение или уменьшение амплитуд, а иногда и обращение фаз волн, отраженных от границ коллекторов на участках присутствия в них залежи;
- появление на сейсмическом разрезе горизонтальных отражающих площадок, особенно заметных в соседстве с наклонными границами структурных форм вмещающих пород;
- уменьшение интервальной скорости, определяемой по амплитудам отражений от пласта-коллектора, и соответствующее увеличение на временном разрезе его временной мощности на продуктивных участках;
- увеличение затухания упругих колебаний, определяемое по волнам, которые на пути пробега пересекают залежь и покрывающую ее толщу.

Сейсмические эффекты нефтегазовых залежей проявляются на конкретных месторождениях с различной степенью полноты и достовер-

ности. Даже в благоприятных условиях они, как правило, весьма слабы и могут быть выявлены только при высокоточной регистрации сейсмических колебаний и их тщательной динамической обработке.

Рассмотрим простую модель отражающей границы R , являющейся контактом двух пластов – непроницаемой глинистой покрышки с акустической жесткостью γ_1 и пористого песчаного водонасыщенного коллектора с акустической жесткостью γ_2 . Обычно эти терригенные породы мало различаются по упругим и плотностным свойствам, поэтому коэффициент отражения границы между ними невелик по модулю: $|A| < 0,1$. Знак коэффициента отражения может быть как положительным, так и отрицательным, поскольку отношение γ_2/γ_1 может быть как больше, так и меньше единицы. При наблюдениях на относительно небольших дистанциях углы падения продольной волны невелики и коэффициенты ее отражения близки к нормальному значению A , которое, согласно формуле (2.13), равно половине относительного изменения на границе величины акустической жесткости: $A = 0,5\Delta\gamma/\gamma_{\text{ср}}$, где $\Delta\gamma = \gamma_2 - \gamma_1$ и $\gamma_{\text{ср}} = 0,5(\gamma_2 + \gamma_1)$.

Пусть на некотором участке площади (профиля) природный газ вытеснил пластовую воду из коллектора, акустическая жесткость которого уменьшилась на величину $\Delta\gamma_2$. Как отмечалось ранее, такое уменьшение может достигать $20 \div 30\%$ от исходного значения γ_2 . Следовательно, коэффициент нормального отражения от рассматриваемой границы изменится примерно на величину $\Delta A \approx -0,5\Delta\gamma_2/\gamma_2$, которая может составить $-0,10 \div -0,15$. Это изменение проявляется на сейсмическом разрезе разными амплитудными эффектами для отражающего горизонта R .

Если у водонасыщенного коллектора акустическая жесткость меньше, чем у покрышки ($\gamma_2 < \gamma_1$), т. е. исходный коэффициент отражения отрицательный ($A < 0$), то его изменение на ΔA увеличивает контраст сейсмической границы ($|A + \Delta A| > |A|$), что проявляется возрастанием амплитуды отраженной волны. В области газовой залежи она может увеличиться в несколько раз. Этот эффект бывает хорошо заметен на волновой картине, за что получил название *яркого пятна*. Он схематически показан на рис. 16.11, *a*.

Если у водонасыщенного коллектора акустическая жесткость больше, чем у покрышки ($\gamma_2 > \gamma_1$), т. е. исходный коэффициент отражения положительный ($A > 0$), то его изменение на ΔA уменьшает контраст сейсмической границы ($|A + \Delta A| < |A|$), что проявляется уменьшением амплитуды отраженной волны. Этот эффект, называемый *тусклым*

пятном, схематически изображен на рис. 16.11, *b*. Когда величина уменьшения положительного коэффициента отражения превосходит его исходное значение ($|\Delta A| > |A|$), на участке газовой залежи происходит изменение знака коэффициента, что на динамическом разрезе проявляется *инверсией полярности* отраженной волны (рис. 16.11, *c*).

Процедуру выявления нефтегазовых залежей по аномалиям амплитуд отражающих горизонтов следовало бы назвать методом яркого/тусклого пятна (ЯТП). Обычно его называют проще – методом яркого пятна. Пример эффективности такого прогноза представлен на рис. 16.12. Здесь на сейсмическом разрезе МОГТ в средней части профиля в интервале времен $1,4 \div 1,7$ с четко наблюдается увеличение интенсивности горизонтов, вызванное многопластовой газовой залежью, которая была открыта сейсморазведкой в молодых терригенных отложениях Восточного Предкавказья.

Сейсмическая трасса $u(t)$ содержит совокупную информацию об амплитуде, фазе и частоте регистрируемых колебаний. С одной стороны, одновременное отображение на трассе этих характеристик дает полное представление о волновой картине. С другой стороны, такое совмещение параметров затрудняет их раздельный анализ. Действительно, непрерывное изменение фазы волнового импульса затрудняет визуальную оценку его интенсивности. В свою очередь нелегко определить фазу слабой волны, интерферирующей с более сильным колебанием. При этом амплитудно-фазовые соотношения волн затрудняют оценку частоты их колебаний.

Эффективность детального анализа волновой картины возрастает при раздельном изображении ее *мгновенных динамических характеристик* (МДХ). Их вычисление основано на *комплексном представлении сейсмической трассы*, которое исходит из следующих соображений. Гармоническая функция $f(t) = a \cos \omega t$ преобразованием Гильберта превращается в функцию $g(t) = -a \sin \omega t$, сдвинутую относительно исходной на фазовый угол $-\pi/2$. Обе функции будем рассматривать как действительную $f(t)$ и мнимую $g(t)$ части некоторой комплексной (аналитической) гармоники $k(t) = f(t) + j g(t)$. По двум составляющим в любой момент времени можно определить амплитуду a , фазовый угол ϕ и частоту ω гармонического колебания:

$$a = \sqrt{f^2(t) + g^2(t)}, \quad \phi = \omega t = \arctg \frac{g(t)}{f(t)}, \quad \omega = \frac{d\phi}{dt}. \quad (16.3)$$

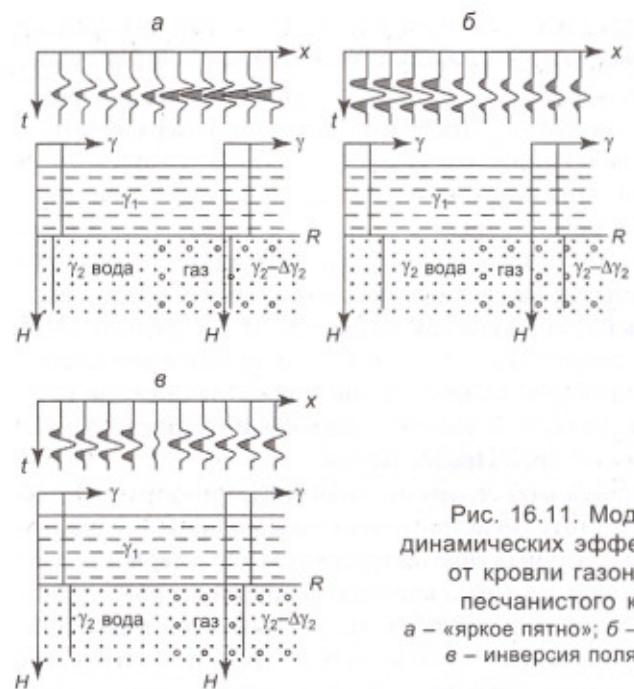


Рис. 16.11. Моделирование динамических эффектов отражения от кровли газонасыщенного песчанистого коллектора:
а – «яркое пятно»; б – «тусклое пятно»;
в – инверсия полярности волны

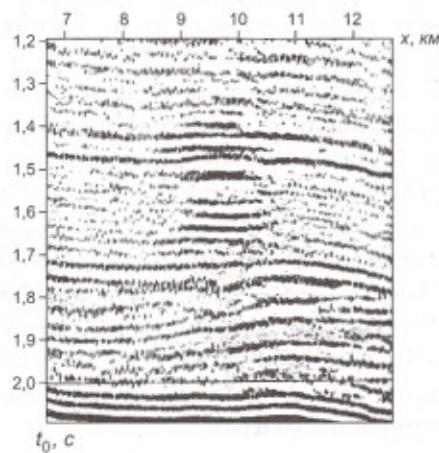


Рис. 16.12. Амплитудные аномалии типа «яркого пятна», обусловленные многопластовой газовой залежью

Аналогичным образом сейсмическую трассу $u(t)$, обладающую локальными свойствами квазигармонических колебаний, предлагается рассматривать как действительную часть комплексной трассы $w(t)$:

$$w(t) = u(t) + j v(t). \quad (16.4)$$

Ее мнимая часть $v(t)$ вычисляется по действительной части $u(t)$ с помощью преобразования Гильберта:

$$v(t) = -\frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{u(\tau)}{t - \tau} d\tau = u(t) * h(t), \quad (16.5)$$

где $h(t) = -1/\pi t$. Это преобразование есть линейная фильтрация исходной трассы $u(t)$, т. е. ее свертка с оператором $h(t)$, который является функцией, обратной аргументу t . Такой фильтр сдвигает фазу гармоник положительной частоты на угол $-\pi/2$, а гармоник отрицательной частоты – на угол $\pi/2$. Поэтому для спектров $V(\omega)$ и $U(\omega)$ функций $v(t)$ и $u(t)$ имеем соотношение

$$V(\omega) = \begin{cases} -j U(\omega) & \text{при } \omega > 0, \\ j U(\omega) & \text{при } \omega < 0. \end{cases} \quad (16.6)$$

В результате спектр $W(\omega)$ комплексной трассы $w(t)$ оказывается отличным от нуля только в области положительных частот:

$$W(\omega) = U(\omega) + j V(\omega) = \begin{cases} 2U(\omega) & \text{при } \omega > 0, \\ 0 & \text{при } \omega < 0. \end{cases} \quad (16.7)$$

Отсюда следует простой способ вычисления комплексной трассы: $w(t)$ находят обратным преобразованием Фурье от удвоенного, в области положительных частот, спектра $U(\omega)$ исходной трассы $u(t)$.

Теперь нетрудно определить изменение во времени мгновенных динамических характеристик исходной трассы, используя соотношения, подобные формулам (16.3). Получаем три производные трассы – **мгновенных амплитуд** $a(t)$, **мгновенных фаз** $\phi(t)$ и **мгновенных частот** $\omega(t)$:

$$a(t) = \sqrt{u^2(t) + v^2(t)}, \quad \phi(t) = \arctg \frac{v(t)}{u(t)}, \quad \omega(t) = \frac{d\phi(t)}{dt}. \quad (16.8)$$

Функция $a(t)$ является огибающей графика колебаний $u(t)$, характеризуя интенсивность волновых импульсов независимо от их фазы.

Функции $\phi(t)$ и $\omega(t)$ фиксируют изменение во времени фаз и частот этих импульсов независимо от их интенсивности.

Преобразуя указанным образом трассы исходного временного разреза $u(t, x)$, получаем три производные изображения – **разрез мгновенных амплитуд $a(t, x)$** , **разрез мгновенных фаз $\phi(t, x)$** и **разрез мгновенных частот $\omega(t, x)$** , на каждом из которых акцентирован соответствующий динамический параметр волновой картины. Разрезы МДХ особенно наглядны, когда величины амплитуд и частот изображены в цветовой шкале. Эти материалы, анализируемые совместно с исходным разрезом, увеличивают для интерпретатора информативность изучаемой волновой картины.

Рис. 16.13 демонстрирует результаты расчета мгновенных амплитуд и фаз по временному разрезу профиля МОГТ, отработанного в Западной Сибири. Разрезы МДХ помогли на времени около 1,85 с выявить амплитудную аномалию типа яркого пятна, приуроченную

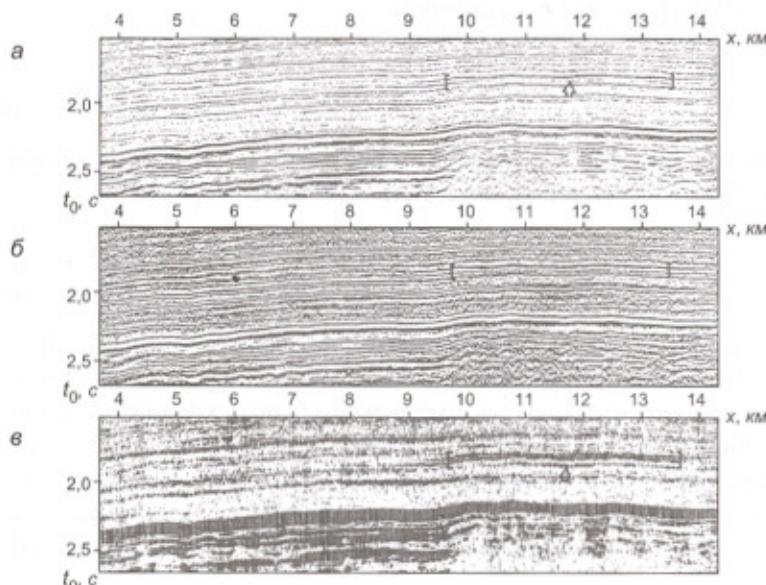


Рис. 16.13. Мгновенные динамические характеристики волновой картины:
а – исходный временной разрез; б – разрез мгновенных фаз;
в – разрез мгновенных амплитуд

которой к нефтегазовой залежи в меловых отложениях была установлена последующим бурением.

16.2.3. Количественная интерпретация амплитуд – методы ПАК, ЭКО, АВО

Тщательная динамическая обработка полевого материала хорошего качества позволяет получать сейсмические трассы с высоким уровнем амплитудной и временной разрешенности, т. е. с преобладанием коротких импульсов однократных отражений. Такие сейсмические трассы близки к импульсной сейсмограмме (6.1), на которой амплитуды колебаний пропорциональны коэффициентам отражения соответствующих границ. На этой зависимости базируются различные *методы динамической инверсии волновой картины, преобразующие амплитуды сейсмических колебаний в оценки упругих свойств горных пород*. Рассмотрим некоторые из них, наиболее часто используемые на практике.

Псевдоакустический каротаж (ПАК). Исходными данными служат трассы временного разреза ОГТ, обработанные с «сохранением относительных амплитуд». Предпочтительно использовать мигрированный разрез – по причине его более высокой горизонтальной разрешенности, – на котором полезные импульсы приведены к нуль-фазовой форме – по причине ее большей корреляционной устойчивости.

Допустим, что в результате предшествующей динамической обработки временной разрез превращен в последовательность *трасс коэффициентов отражения*. Каждый амплитудный отсчет u_k такой трассы равен соответствующему коэффициенту отражения A_k при нормальном падении плоской волны на плоскую границу k раздела двух слоев с акустическими жесткостями γ_{k-1} и γ_k . Известное для такого случая соотношение

$$A_k = \frac{\gamma_k - \gamma_{k-1}}{\gamma_k + \gamma_{k-1}} \quad (16.9)$$

позволяет найти акустическую жесткость подстилающего слоя по жесткости покрывающего слоя при заданном коэффициенте отражения разделяющей их границы:

$$\gamma_k = \gamma_{k-1} \frac{1 + A_k}{1 - A_k}. \quad (16.10)$$

Из этого рекуррентного соотношения следует формула определения акустической жесткости любого m -го слоя тонкослоистого разреза:

$$\gamma_m = \gamma_0 \prod_{k=1}^m \frac{1+A_k}{1-A_k}, \quad (16.11)$$

где γ_0 – акустическая жесткость самого верхнего (нулевого) слоя.

При геологической интерпретации обычно используют оценки не акустических жесткостей, а сейсмических скоростей, поскольку они непосредственно определяются по скважинным и полевым наблюдениям. Как отмечалось ранее (п. 6.2.3), в осадочных породах влияние изменений плотности на величины коэффициентов отражения значительно меньше, чем изменений скорости. К тому же в большинстве случаев между плотностью ρ и скоростью продольных волн v существует положительная корреляционная зависимость вида

$$\rho = a v^b. \quad (16.12)$$

Подставляя это соотношение в (16.11), находим

$$v_m = v_0 \prod_{k=1}^m \left(\frac{1+A_k}{1-A_k} \right)^{\frac{1}{1+b}}, \quad (16.13)$$

где v_0 – скорость самого верхнего (нулевого) слоя. Полагая $b = 0$, т. е. пренебрегая изменениями плотности, получаем простую рекуррентную формулу для последовательного определения скоростей в тонкослоистом разрезе:

$$v_m = v_0 \prod_{k=1}^m \frac{1+A_k}{1-A_k}. \quad (16.14)$$

Формула (16.13) или (16.14) позволяет дискретно заданную трассу коэффициентов отражения $A(t) = A(n \Delta t)$ пересчитать в трассу соответствующих интервальных скоростей $v(t) = v(n \Delta t)$. Получаемый результат подобен кривой акустического каротажа, что объясняет название этого преобразования – псевдоакустический каротаж (ПАК). Таким путем трассы исходного разреза $u(t, x)$ превращают во временной разрез ПАК $v(t, x)$, по которому выполняют геологическую интерпретацию, выявляя и прослеживая низкоскоростные слои с благоприятными коллекторскими свойствами.

Вышеуказанные формулы демонстрируют лишь принцип амплитудной инверсии ПАК. На самом деле трассы реального временного разреза существенно отличаются от идеальной импульсной сейсмограммы коэффициентов отражения. Поэтому получение результатов, пригодных для геологического истолкования, требует выполнения сложного комплекса дополнительных процедур. Укажем вкратце только на основные моменты технологии ПАК.

На трассах $u(t, x)$ исходного временного разреза величины и полярности амплитудных отсчетов условны и не равны величинам и знакам соответствующих коэффициентов отражения. Соотношение между ними невозможно установить, располагая только полевыми наблюдениями. Поэтому наличие вблизи сейсмического профиля скважины с данными акустического каротажа в исследуемом интервале глубин является непременным условием реализации метода ПАК. По кривой АК, пересчитанной в функцию $v(t)$, вычисляют импульсную трассу коэффициентов отражения $\tilde{a}(t)$. Из нее путем свертки с заданным волновым импульсом $f(t)$ получают синтетическую трассу $y(t)$, как это было описано ранее (п. 6.2.3). Форму импульса полезной волны $f(t)$ находят по ближайшим к скважине трассам исходного разреза: по ним строят осредненную опорную трассу $\bar{u}(t)$, для которой вычисляют автокорреляционную функцию $b_{\bar{u}}(t)$. По ее спектру мощности $B_{\bar{u}}(v)$ определяют амплитудный спектр $\Phi(v) = \sqrt{B_{\bar{u}}(v)}$ импульса $f(t)$, а его фазовый спектр $\phi(v)$ обычно принимают нулевым. Сопоставляя опорную трассу $\bar{u}(t)$ с синтетической трассой $y(t)$, находят величину и знак масштабного коэффициента, который приводит уровень и полярность отсчетов опорной трассы к величине и знаку соответствующих коэффициентов отражения. Этот коэффициент используют для масштабирования трасс исходного разреза, которые затем преобразуют во временной разрез ПАК.

Ограниченностю спектрального состава полезных волн лимитирует разрешающую способность динамической инверсии, т. е. мощность выделяемых ею сейсмических пластов. Ранее отмечалось (п. 16.1.5), что вертикальная разрешающая способность МОВ в горизонтально-слоистой среде оценивается величиной около четверти длины волны. Это означает, что по динамике сейсмических колебаний в диапазоне частот от v_{\min} до v_{\max} можно определять пластовые скорости $v_{\text{пл}}$ в интервале мощностей от $h_{\min} = \lambda_{\min}/4 = v_{\text{пл}}/4v_{\max}$ до $h_{\max} = \lambda_{\max}/4 = v_{\text{пл}}/4v_{\min}$.

В нефтепоисковой сейсморазведке результативная волновая картина обычно содержит достаточно интенсивные спектральные компоненты в диапазоне от 10 до 60 Гц. Примем в качестве скоростей, характерных для терригенных разрезов, значения 2–4 км/с. В таких условиях амплитудная инверсия отраженных волн способна определять скорости в сейсмических слоях мощностью от 8–15 до 50–100 м. Минимальные мощности пластов, выделяемых методом ПАК, примерно на порядок большие, чем в реальном акустическом каротаже, где скорости в окружающих скважину породах измеряют на базе длиной около одного метра.

Амплитудная инверсия имеет ограничение также со стороны минимальных частот спектра колебаний, что не позволяет методом ПАК оценивать скорости в пластах мощностью порядка 100 м и более. Роль таких пластов велика, поскольку в основном именно они определяют характер скоростного разреза. Поэтому оценки скоростей тонкослоистой модели, получаемые амплитудной инверсией, должны быть согласованы с величинами пластовых скоростей толстослоистой модели этого же разреза. В таком случае отпадает необходимость выполнять ПАК-преобразование от самого верха разреза, т. е. от «нулевого» пласта: достаточно провести инверсию сейсмических трасс только в целевом интервале времен. Необходимую информацию о скоростях получают по данным сейсмического каротажа или ВСП в опорной скважине. Альтернативным источником служат результаты кинематической обработки полевых материалов с построением толстослоистой скоростной модели по известной цепочке определений: $v_{\text{огт}} - v_{\text{эфф}} - v_{\text{пл}} - v_{\text{ср}}$ (п. 14.2).

Поскольку на временном разрезе всегда присутствует фон мешающих колебаний, оценки пластовых скоростей по одиночным трассам подвержены немалым случайным искажениям. Устойчивость результатов ПАК повышают путем *пространственного сглаживания* совокупности инвертированных трасс, которое выполняют по линиям или по площади наблюдений.

На рис. 16.14 представлен временной разрез ПАК по профилю в Западной Сибири. Градации черно-белых тонов отображают, согласно показанной шкале, распределение пластовых скоростей продольных волн. Отмеченные в двух местах на времени около 1,9 с локальные понижения скорости в пласте АС₉₋₁₀ приурочены к залежам углеводородов, которые были удостоверены поисковым бурением.

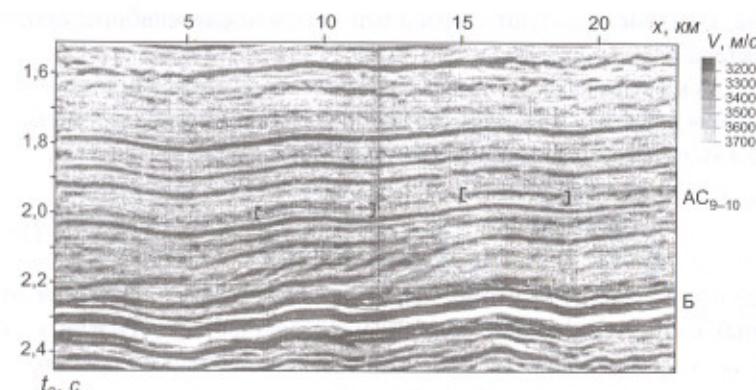


Рис. 16.14. Временной разрез ПАК

Эффективные коэффициенты отражения (ЭКО). Ключевым моментом динамической инверсии является определение формы элементарного сигнала $f(t)$, образующего на сейсмической трассе интерференционные колебания отраженных волн. В методе ПАК это делают, допуская нулевую или минимальную фазовость сигнала $f(t)$, что позволяет восстанавливать его форму по автокорреляционной функции сейсмической трассы. Однако далеко не всегда такие допущения обоснованы в отношении волновых импульсов, составляющих реальный временной разрез. Тогда необходимы иные подходы к оценке формы сигнала $f(t)$, один из которых используют при расчетах эффективных коэффициентов отражения.

Метод эффективных коэффициентов отражения базируется на эффективной сейсмической модели (ЭСМ), создаваемой интерпретатором в процессе совместного анализа данных МОВ, ВСП и АК. Согласно концепции ЭСМ (п. 6.2.2), разрез осадочных отложений состоит из двух компонент: стабильных тонкослоистых пачек с контрастными акустическими свойствами и сравнительно монотонных по этим свойствам толстослоистых интервалов между пачками. В сейсмическом поле тонкослоистые пачки проявляются интерференционными волновыми пакетами, которые прослеживаются на разрезе как устойчивые отражения. Наиболее стабильные и сильные из них служат опорными сейсмическими горизонтами. На временах разреза, соответствующих малодифференцированным толстым слоям, преобладают малоинтенсивные отра-

жения, которые образуют суммарный *волновой фон* слаборегулярного характера.

Пусть на трассе временного разреза имеется M волновых пакетов $u_m(t)$, $m = 1, 2, \dots, M$. Структура каждого пакета описывается, подобно (6.14), сверточно-аддитивной моделью:

$$u_m(t) = f(t) * \tilde{a}_m(t) + n(t) = \sum_{k=1}^K a_k f(t - t_k) + n(t), \quad (16.15)$$

где a_k и t_k – амплитуды и времена прихода интерферирующих отраженных импульсов в количестве K , имеющих форму $f(t)$, и $n(t)$ – случайная суммарная помеха. Выделим в пакете первую по времени прихода элементарную отраженную волну:

$$u_m(t) = a_1 f(t - t_1) + \sum_{k=2}^K a_k f(t - t_k) + n(t). \quad (16.16)$$

Ее параметры a_1 и t_1 точно не известны, однако логично допустить, что первый в пакете экстремум колебаний, преобладающий (по модулю) над соседними экстремумами, принадлежит этой волне. Амплитуду a_m и время τ_m выделенного экстремума принимаем в качестве *маркирующих параметров* m -го волнового пакета. Выполним такую же операцию со всеми M пакетами, затем пронормируем их интенсивность и полярность делением отсчетов на величину α_m и приведем пакеты к единому началу времени, сдвинув их на величину τ_m . Сложив теперь все пакеты и поделив суммарные амплитуды на количество слагаемых, получаем среднее значение колебаний

$$\bar{u}(t) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \frac{1}{\alpha_m} u_m(t - \tau_m) = \tilde{f}(t) + \eta(t). \quad (16.17)$$

Здесь $\tilde{f}(t)$ – оценка формы элементарного отражения, получаемая при синфазном сложении первых волн всех пакетов, причем с увеличением их числа M имеем: $\tilde{f}(t) \rightarrow f(t)$. Функция $\eta(t)$ – среднее значение всех остальных колебаний в пакетах – последующих отраженных волн и волн-помех, которые складываются со случайными относительными сдвигами, так что с увеличением M имеем: $\eta(t) \rightarrow 0$. Описанная процедура называется *суммированием волновых пакетов* (СВП).

Импульс элементарного отражения $f(t)$, найденный способом СВП, не ограничен какими-либо допущениями о его форме, что является

очевидным преимуществом данного подхода. Этот импульс далее используют для разложения интерференционных пакетов колебаний на составляющие волны с тем, чтобы определить значения их амплитуд a_k и времен t_k . По существу такое преобразование представляет собой своеобразную деконволюцию волнового пакета, однако процедура здесь существенно отличается от обычной обратной фильтрации.

Элементарные интерферирующие волны выделяют из их пакета путем *корреляционного обнаружения*. Сначала вычисляют функцию взаимной корреляции $r(\tau)$ волнового пакета $u_m(t)$ и элементарного сигнала $f(t)$, нормированную на энергию последнего:

$$r(\tau) = \frac{\sum u_m(t + \tau) f(t)}{\sum_t f^2(t)}. \quad (16.18)$$

Максимальный (по модулю) экстремум функции $r(\tau)$ определяет амплитуду $a_k = r_{\max}$ и время $t_k = \tau(r_{\max})$ самой интенсивной из интерферирующих в пакете волн. Эту волну $a_k f(t - t_k)$ вычитают из пакета $u_m(t)$. Затем многократно повторяют процедуры корреляционного обнаружения самого сильного из оставшихся отражений и его вычитания из пакета, пока не определят параметры a_k, t_k всех сигналов, которые заметно превышают уровень остаточного фона. Такой способ деконволюции назван *динамическим сжатием*. С его помощью из трассы исходного временного разреза получают импульсную трассу отраженных волн $\tilde{a}(t) = \sum_k a_k \delta(t - t_k)$. Для преобразования последней в трассу эффективных коэффициентов отражения $A_k(t_k) = A(t)$ необходимо определить *масштабный коэффициент*. Его находят сопоставлением расчетной трассы $\tilde{a}(t)$ с кривой реального акустического каротажа опорной скважины подобно тому, как это делают в методе ПАК. Используя масштабный коэффициент, из исходного ВР получают *временной разрез ЭКО* $A(t, x)$. На нем отражающая граница изображена в виде цепочки дискретных горизонтальных площадок, длины которых ограничены наклоном горизонта. Величина и знак коэффициента отражения показаны на разрезе длиной и направлением (вверх или вниз) ортогонального к площадке отрезка, исходящего из ее центра. Пример разреза ЭКО приведен на рис. 16.15. Такие разрезы используют при геологической интерпретации волновой картины, анализируя из-

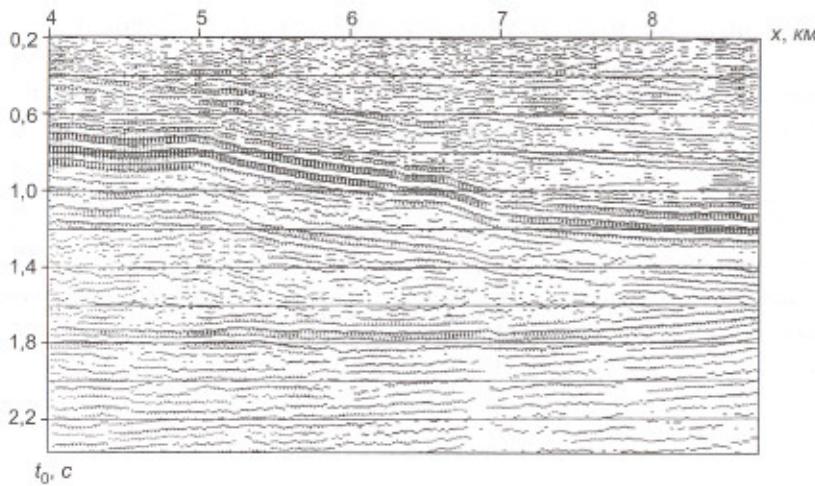


Рис. 16.15. Временной разрез ЭКО

менения во времени и пространстве величин и знаков коэффициентов отражения сейсмических границ. При необходимости из разрезов ЭКО нетрудно получить разрезы ПАК $v(t, x)$, выполнив по трассам $A(t, x)$ соответствующее преобразование. Построенная методом ЭКО литофизическая модель осадочных отложений помогает прогнозировать их коллекторские свойства и нефтегазоносность.

Амплитудные вариации отражений (АВО). Рассмотренные методы амплитудной инверсии отраженных волн используют в качестве исходных данных разрез ОГТ, что ограничивает их эффективность. Во-первых, коэффициенты отражения вычисляются по амплитудам для случая нормального падения, хотя в образовании суммарных трасс разреза участвуют волны, зарегистрированные при различных углах падения. Во-вторых, снижение акустической жесткости коллектора при его нефтегазонасыщении относительно невелико, и коэффициент нормального отражения изменяется мало. Эти обстоятельства побудили изучить влияние флюидного состава коллектора на отражающее свойство его границы при различных углах падения, т. е. различных дистанциях наблюдений.

Коэффициент отражения монотипной продольной волны от контакта твердых сред выражается весьма громоздкой формулой (2.10). Из нее в общем виде трудно получить зависимость коэффициента от

ражения $A_p = A_{pp}$ от угла падения $\alpha = \alpha_{p1}$. Поэтому рядом исследователей решалась задача аппроксимации формулы (2.10) с тем, чтобы ценой некоторых ограничений величин исходных параметров максимально упростить зависимость коэффициента отражения от угла падения. Первые успехи в этом направлении были достигнуты К. Аки и П. Ричардсоном. В результате упрощения полученных ими соотношений предложена (Р. Шуз, Ф. Хилтерман) элементарная зависимость $A_p(\alpha)$, которая оказалась вполне приемлемой для практического применения. При характерных для терригенных коллекторов небольших коэффициентах отражения ($|A_p| < 0,2$), типичных отношениях скоростей поперечных и продольных волн ($v_s/v_p \approx 0,5$) и умеренных углах падения-отражения ($\alpha < 30^\circ$) имеет место следующая приближенная формула:

$$A_p(\alpha) \approx A + B \sin^2 \alpha, \quad (16.19)$$

где A – «нормальная» составляющая коэффициента отражения, равная его значению при нулевом угле падения ($\alpha = 0$); B – «пуассоновская» составляющая коэффициента отражения, зависящая от изменения на границе коэффициента Пуассона σ , который по формуле (1.5) определяет отношение скоростей продольной и поперечной волн. Согласно (16.19), коэффициент отражения практически есть линейная функция от квадрата синуса угла падения. Ее графиком является прямая линия в координатах $(\sin^2 \alpha, A_p)$, которая при $\sin^2 \alpha = \alpha = 0$ отходит от оси ординат в точке A , имея наклон $B = \Delta A_p / \Delta \sin^2 \alpha$. Поэтому параметры A и B называют, соответственно, «пересечением» и «градиентом» функции $A_p(\alpha)$.

При малых углах α величина A_p определяется своей «нормальной» составляющей, зависящей от относительного изменения акустической жесткости $\gamma_p = \rho v_p$, т. е. практически – от изменения скорости v_p :

$$A = A_p(0) = \frac{1}{2} \frac{\Delta \gamma_p}{\bar{\gamma}_p} = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta v_p}{\bar{v}_p} + \frac{\Delta \rho}{\bar{\rho}} \right) \approx \frac{1}{2} \frac{\Delta v_p}{\bar{v}_p}, \quad (16.20)$$

где символ Δ означает разность соответствующих параметров двух сред, а черта сверху – их среднее значение. С возрастанием угла падения α на величине A_p все значительнее сказывается «пуассоновская»

составляющая, которую можно выразить через относительные изменения на границе скоростей продольных и поперечных волн:

$$B = \frac{\Delta\sigma}{(1-\bar{\sigma})^2} \approx A_p(0) - 2A_s(0) \approx \frac{1}{2} \frac{\Delta v_p}{\bar{v}_p} - \frac{\Delta v_s}{\bar{v}_s}, \quad (16.21)$$

где $A_s(0) = \frac{1}{2} \frac{\Delta v_s}{\bar{v}_s} \approx \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta v_s}{\bar{v}_s} + \frac{\Delta \rho}{\bar{\rho}} \right) \approx \frac{1}{2} \frac{\Delta v_s}{\bar{v}_s}$ – коэффициент нормального отражения монотипной поперечной волны, подобный аналогичному коэффициенту монотипной продольной волны. Из (16.20) и (16.21) следует, что определяя по наблюдениям продольной отраженной волны параметры A и B соотношения (16.19), можно вычислить величину коэффициента нормального отражения поперечной волны от этой же границы:

$$A_s(0) = \frac{1}{2}(A - B). \quad (16.22)$$

Поскольку «пуассоновская» составляющая коэффициента отражения, по сравнению с «нормальной», более чувствительна к изменению флюидного состава коллектора, анализ зависимости $A_p(\alpha)$ увеличивает возможности сейсморазведки при поисках промышленных скоплений углеводородов. Практически это относится к газовым залежам в песчанистых отложениях, которые нередко проявляются достаточно интенсивными амплитудными аномалиями. В отношении нефтяных залежей, а также карбонатных коллекторов результативность анализа оказывается обычно недостаточной из-за малости амплитудных эффектов.

Изучение по экспериментальным данным зависимости $A_p(\alpha)$ составляет основу метода амплитудных вариаций отражений (AVO), который в оригинале имеет название *Amplitude Variation with Offset* (AVO). Он широко используется в сейсморазведочной практике, особенно – при поисках газовых залежей в песчанистых коллекторах.

Применительно к AVO предложена классификация газонасыщенных песчаников, подразделяющая их на 4 класса – в зависимости от характера функции $A_p(\alpha)$, который определяется сочетанием величин и знаков параметров «пересечения» (A) и «градиента» (B). На рис. 16.16 показаны графики $A_p(\alpha)$ для отражений от кровли газонасыщенных песчаников, относящихся к различным классам – I, II, III и IV. Знак па-

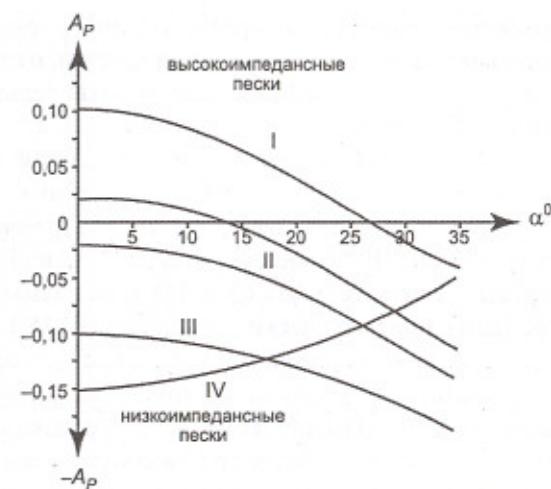


Рис. 16.16. Теоретические зависимости $A_p(\alpha)$ для отражений, образуемых различными классами газонасыщенных песков, перекрытых глинистой покрышкой

раметра A определяется соотношением акустических жесткостей глинистой покрышки и песчанистого коллектора. Знак параметра B зависит от того, увеличивается или уменьшается коэффициент отражения при возрастании угла падения. На основании указанных графиков для коллектора известного класса можно выбрать такую комбинацию параметров A и B , которая в случае его газонасыщенности дает наибольший аномальный эффект по сравнению с фоновым значением при водонасыщенности того же пласта. Поэтому для индикации аномалий ABO, наряду с раздельными оценками параметров A и B , используют производные от них варианты: $A+B$, $A \cdot B$, $(\text{sgn } B) \cdot A$, $aA+bB$, $A_p(0)-gA_s(0)$ и др. Последняя комбинация носит название *флюид-фактор*, поскольку может быть особенно чувствительной к характеру флюида. В перечисленных вариантах символ sgn означает знак соответствующего параметра, а коэффициенты a, b, g – эмпирически определяемые величины, зависящие от петрофизических свойств исследуемых отложений. В качестве индикаторов присутствия в коллекторе углеводородов используют также *постоянные Ламэ* λ и μ , которые входят в дифференциальное уравнение упругих колебаний (1.1) и вместе с плотностью среды ρ определяют скорости

распространения продольных и поперечных волн. По оценкам A и B можно вычислить произведения параметров $\lambda\rho$ и $\mu\rho$, отношение которых $\lambda\rho / \mu\rho$ нередко оказывается наиболее чувствительным к газонасыщенности коллектора.

В АВО-преобразовании исходными данными служат динамики обработанные сейсмограммы (СГ) ОСТ с введенными кинематическими поправками, на которых оси синфазности однократных отражений горизонтальны. В случае существенных наклонов сейсмических границ следует использовать СГ ОТО, получаемые после введения дифференциальных кинематических поправок (п. 15.1.7). На всех этих сейсмограммах каждая трасса соответствует фиксированной дистанции наблюдений l , поэтому их можно назвать *сейсмограммами дистанционными* (СГД). Но для АВО-анализа нужны *сейсмограммы угловые* (СГУ), в которых каждая трасса соответствует фиксированному углу падения α . Пересчет СГД в СГУ несложно выполнить способом средних скоростей, поскольку $\sin\alpha = l/t v_{cp}(t_0)$. При необходимости в пересчетах можно учесть эффект преломления лучей на промежуточных границах, если известно распределение в разрезе пластовых скоростей. Определив при заданной величине α зависимость $l_\alpha(t_0)$, с исходной СГД для последовательных значений t_0 снимают соответствующие отсчеты амплитуд, которые образуют одну трассу СГУ. Рис. 16.17, *a* показывает исходную СГД с наложенными на нее линиями равных углов α . На рис. 16.17, *b* изображена производная СГУ, на которой трассы следуют с интервалом $\Delta\alpha = 4^\circ$ до максимального угла 28° . На обеих сейсмограммах хорошо видно отражение на времени $t_0 = 1,15$ с, амплитуда которого значительно возрастает с увеличением l или α .

При фиксированном значении t_0 снятые с СГУ амплитудные отсчеты, пропорциональные коэффициентам отражения A_p , образуют последовательность точек в координатах $(\sin^2 \alpha, A_p)$, которые изображены на рис. 16.17, *в*. Осреднение точек прямой линией $\tilde{A}_p(\sin^2 \alpha)$ дает оценки искомых параметров A и B : $A = \tilde{A}_p(0)$, $B = \Delta \tilde{A}_p / \Delta \sin^2 \alpha$. Изменяя на сейсмограмме значения t_0 с шагом дискретизации Δt и вычисляя каждый раз величины A и B , получаем их последовательности в виде двух трасс атрибутов $A(t_0, x)$ и $B(t_0, x)$, или аналогичные трассы производных от них показателей, образуют специфический временной разрез АВО-атрибу-

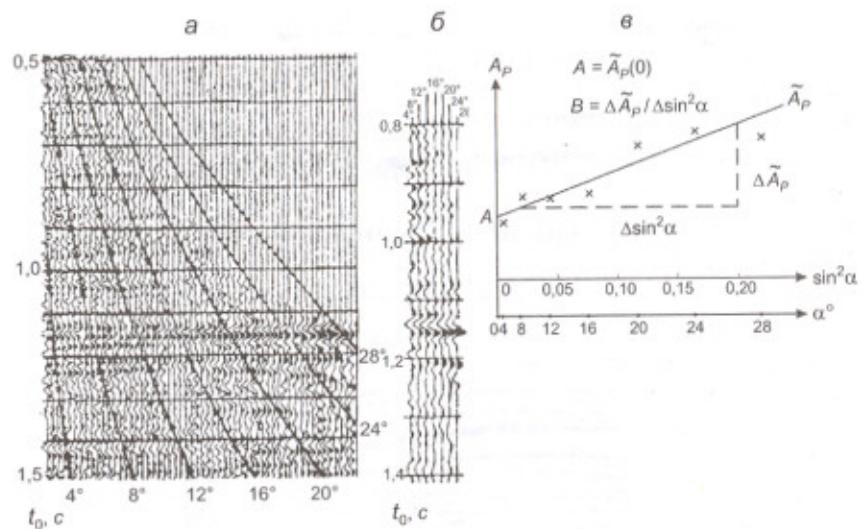


Рис. 16.17. Пример АВО-анализа по реальной сейсмограмме ОГТ:
а – дистанционная сейсмограмма с введенными кинематическими поправками;
б – угловая сейсмограмма; *в* – эмпирическая зависимость $A_p(\sin^2 \alpha)$

тов, на котором тем или иным способом изображаются их аномальные значения. Для удобства визуального анализа такой разрез в цветном изображении накладывают на обычный черно-белый временной разрез, что облегчает обнаружение перспективных участков отражающих горизонтов.

Рис. 16.18 показывает материалы АВО-анализа при поисках на акватории континентального шельфа газовых залежей в терригенных отложениях неогенового возраста. Сейсмограмма ОГТ (рис. 16.18, *а*), относящаяся к точке *M* профиля *x*, демонстрирует эффект возрастания с увеличением дистанции амплитуды волны, отраженной от кровли газонасыщенных песчаников. С обычным временным разрезом (рис. 16.18, *б*) сопоставлен разрез АВО-атрибута (рис. 16.18, *в*) в виде произведения параметров $AB(t_0, x)$. Своими аномально высокими значениями этот атрибут четко выявляет искомый объект на времени 1,25 с.

Наряду с продольными волнами, для АВО-анализа используют обменные отраженные волны типа *PS(V)*, амплитуда которых весьма

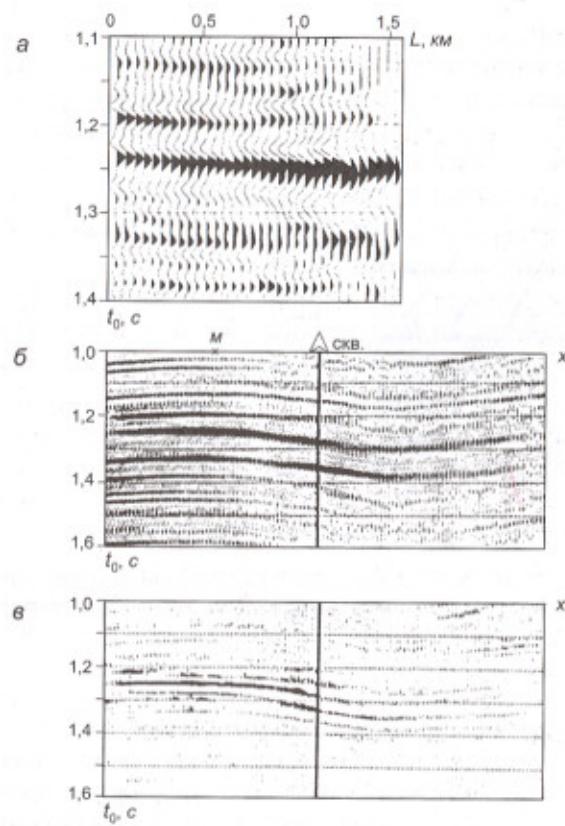


Рис. 16.18. Обнаружение газонасыщенных песчаных коллекторов по разрезу АВО-атрибутов:

а – сейсмограмма ОГТ (с введенными поправками); б – временной разрез ОГТ; в – временной разрез атрибута АВ

чувствительна к изменению величины коэффициента Пуассона пластика при его насыщении газом.

16.2.4. Статистическая интерпретация сейсмических атрибутов – методы АРА, АНА

Рассмотренные выше методы количественной динамической интерпретации исходят из функциональной (детерминированной) зависимости

состоности амплитуд отраженных волн от изменения упругих свойств контактирующих пород. Такой подход предполагает, что выполненная обработка обеспечила выделение элементарных отраженных импульсов, соответствующих границам раздела соседних пластов. Однако в реальных тонкослоистых средах из-за недостаточной разрешенности волнового поля далеко не всегда удается разделить соседние отражения. Поэтому на окончательных сейсмических разрезах присутствуют целевые отражающие горизонты в виде устойчивых интерференционных колебаний, амплитуды которых зависят от множества параметров пачки тонких слоев – их мощностей, скоростей, плотностей. В такой пачке пластики-коллекторы с различным флюидонасыщением чередуются с непродуктивными пластами-покрышками. Выделить индивидуальные отражения от их границ невозможно, однако суммарный вклад коллекторов в интерференционную волновую картину может быть вполне ощущимым, проявляясь в таких особенностях рисунка сейсмической трассы, как относительная амплитуда того или иного экстремума, своеобразие формы колебаний, изменение их видимого периода и др. При этом нередко оказывается возможным установить и использовать для интерпретации статистические зависимости некоторых параметров интерференционного пакета отраженных волн от эффективных коллекторских свойств соответствующей пачки пластов. Такой подход реализуется в статистических методах интерпретации волнового поля, рассматриваемых в настоящем разделе.

Атрибутивный регрессионный анализ (ARA). Этот метод количественной интерпретации использует классический регрессионный анализ, широко применяемый в математической статистике. Метод основан на отыскании линейных корреляционных связей между атрибутами отраженных волн и коллекторскими свойствами соответствующих осадочных отложений. Сейсмический атрибут – это локальная особенность записи колебаний, которую измеряют и анализируют с целью детальной геологической интерпретации волновой картины. Количество возможных атрибутов измеряется десятками. Из них чаще используют те, которые наиболее чувствительны к изменениям амплитудных и фазовых характеристик колебаний и притом достаточно устойчивы к случайным искажениям. Сюда относятся мгновенные динамические характеристики, псевдоакустические жесткости, параметры АВО-анализа, локальные градиенты (наклоны)

осей синфазности, производные и интегралы от графиков колебаний, их спектральные плотности, отношения амплитуд и разности времен соседних экстремумов, отклонения оценок от их средних значений вдоль горизонта и пр.

Для обеспечения атрибутного анализа необходимо иметь априорную геологическую и геофизическую информацию по глубоким скважинам, расположенным на исследуемой площади. Сравнивая анализы керна и данные ГИС по целевому интервалу разреза с оценками различных атрибутов соответствующего отражающего горизонта, интерпретатор должен выявить существование между ними значимых статистических связей. С этой целью, используя специальные программы, строят графики соотношений сопоставляемых параметров и вычисляют парные коэффициенты корреляции между ними. В качестве эффективных параметров тонкослоистой пачки используют толщину коллектора, пористость, песчанистость, проницаемость, линейную емкость, нефтегазонасыщенность и др. Следует учитывать, что статистическая связь между сопоставляемыми параметрами считается существенной (значимой), когда величина коэффициента их линейной корреляции превышает уровень 0,7–0,8. В противном случае надежность прогнозных оценок, построенных на корреляционной зависимости, не может быть удовлетворительной.

Прогнозную оценку \tilde{P} исследуемого геологического параметра P вычисляют по величине сейсмического атрибута A , используя уравнение простой линейной регрессии

$$\tilde{P} = a_0 + a A, \quad (16.23)$$

где a_0 – свободный член уравнения и a – множитель, пропорциональный коэффициенту корреляции между параметрами A и P . Разрешающая способность атрибутного анализа определяется соотношением между диапазоном изменения ΔP геологического параметра и уровнем случайной погрешности $\sigma_{\tilde{P}}$ его прогноза по сейсмическим данным. Прогнозные оценки имеют смысл при условии, что величина ΔP превосходит уровень $\sigma_{\tilde{P}}$ не менее, чем в 2–3 раза.

На рис. 16.19 показаны результаты АРА для одного из отражающих горизонтов верхнего девона на нефтяном месторождении Среднего Поволжья. Построенный график (рис. 16.19, а) демонстрирует достаточно тесную статистическую связь между линейной емкостью E продуктивной пачки с песчанистым коллектором и его акустической

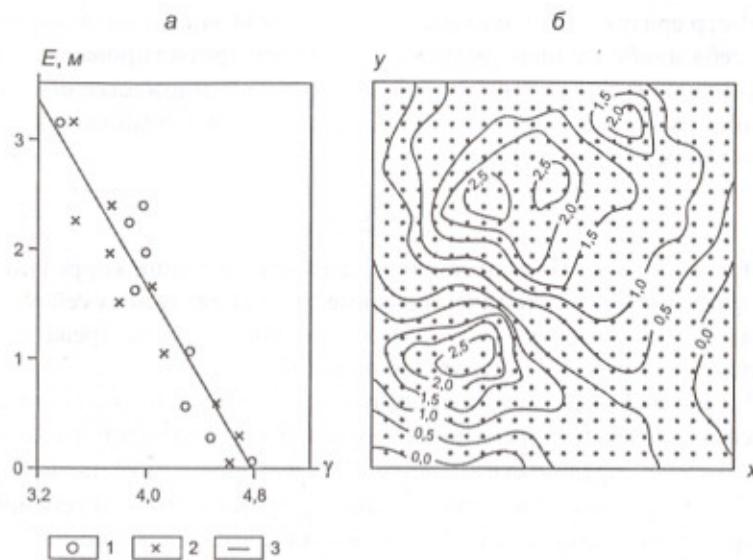


Рис. 16.19. Материалы сейсмического атрибутного анализа на основе простой регрессии:

а – график зависимости линейной емкости E и акустической жесткости γ (1 – данные ГИС, 2 – данные ПАК, 3 – график регрессии); б – прогнозная карта оценок линейной емкости $E(x, y)$ по данным 3D сейсморазведки

жесткостью γ . (Линейная емкость есть произведение эффективной толщины коллектора на его средневзвешенный коэффициент пористости). На графике для каждого значения E даны два значения γ , из которых одно получено по данным ГИС-АК, а другое – по сейсмическим данным ПАК. Коэффициент корреляции между E и γ составляет 0,9. На рис. 16.19, б представлена прогнозная карта линейной емкости исследуемого коллектора, которая построена с использованием этой корреляционной зависимости по результатам псевдоакустических преобразований материалов 3D сейсморазведки.

При анализе парных коэффициентов корреляции может быть установлено, что по отдельности ни один из сейсмических атрибутов не имеет достаточно тесной статистической связи с изучаемым геологическим параметром. Тогда для его прогнозирования следует опробовать множественную линейную регрессию. Она связывает изучаемый

параметр сразу с двумя или несколькими атрибутами, которые показали себя наиболее информативными из всех протестированных. Такое решение будет удачным, если коэффициент множественной корреляции окажется достаточно большим. Уравнение множественной линейной регрессии имеет вид

$$\tilde{P} = a_0 + \sum_{i=1}^n a_i A_i, \quad (16.24)$$

где A_i – величина i -го атрибута и a_i – соответствующий корреляционный фактор. Обычно количество совместно используемых сейсмических атрибутов невелико ($n = 2, 3$). Увеличение их числа чревато снижением устойчивости результатов прогноза.

На рис. 16.20, *а* для одной из нефтеносных площадей показан график зависимости между эффективной толщиной $H_{\text{эфф}}$ терригенного коллектора, которая определена по данным ГИС, и ее прогнозной оценкой $\tilde{H}_{\text{эфф}}$, которая получена с помощью линейной регрессии по двум сейсмическим атрибутам – амплитуде A_1 соответствующей отраженной волне и первой производной A_2 записи ее колебаний. Коэффициент множественной корреляции величин $\tilde{H}_{\text{эфф}}$ и $H_{\text{эфф}}$ составил 0,76. На график нанесена расчетная линия регрессии. Рис. 16.20, *б* демонстрирует фрагмент прогнозной карты эффективной толщины коллектора $\tilde{H}_{\text{эфф}}$, построенной по данным 3D сейсморазведки. Сопоставление расчетных величин $\tilde{H}_{\text{эфф}}$ с истинными значениями $H_{\text{эфф}}$ по контрольным скважинам, отмеченным на карте, свидетельствует об удовлетворительной точности прогноза: его средняя погрешность $\sigma_{\tilde{P}}$ составляет около 2 м.

Условием эффективности рассмотренного регрессионного анализа является существование квазилинейных соотношений между величинами сопоставляемых параметров и атрибутов. При этом объем обучающей выборки, по которой устанавливается уравнение регрессии, должен быть достаточным для обеспечения статистической достоверности получаемых результатов. Эти условия далеко не всегда выполняются в интересующих нас задачах: даже качественная связь между геологическими свойствами пород и атрибутами сейсмической записи бывает трудно определима, а количество объектов обучения зачастую оказывается слишком малым из-за дефицита скважинных данных. В математической статистике известно решение задач *нелинейной регрессии*, однако здесь требуются значительно большие объемы обучающих выборок при сравнительно невысоких уровнях дисперсии используемых оценок.

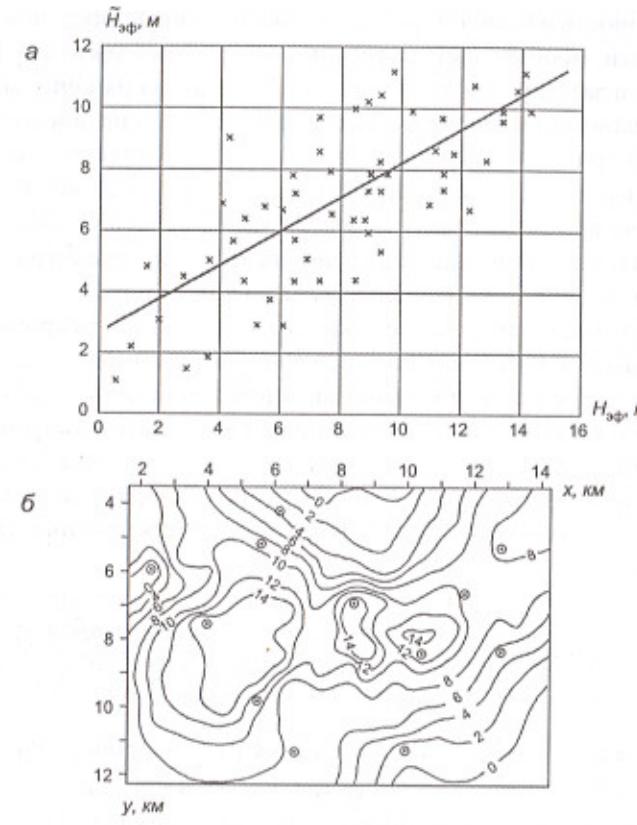


Рис. 16.20. Материалы сейсмического атрибутного анализа на основе множественной регрессии:

а – график зависимости эффективной толщины коллектора $H_{\text{эфф}}$ и ее оценки $\tilde{H}_{\text{эфф}}$ по двум сейсмическим атрибутам; *б* – прогнозная карта $\tilde{H}_{\text{эфф}}(x, y)$ по данным 3D сейсморазведки

Атрибутный нейронный анализ (АНА). В последние годы для количественной интерпретации сложных экспериментальных данных в сейсморазведке, как и в других областях геофизики, используют новый подход, альтернативный классическим методам статистического анализа. В нем применяют математический аппарат, называемый *искусственными нейронными сетями*. Его главным преимуществом является

ся способность в неявной форме, без вычисления корреляционных зависимостей, обобщать существенные признаки объектов обучающей выборки и затем распознавать те же признаки на рабочих выборках. Это обусловлено имеющейся здесь возможностью нелинейного решения задач прогноза. Рассматриваемый аппарат имитирует работу *нейронов* – нервных клеток головного мозга, каждая из которых имеет множество входных связей – *синапсов* и одну выходную связь – *аксон*. В математической модели роль нейрона играет ячейка сети с многоканальным входом и одноканальным выходом.

Известны различные по сложности организации нейронные сети. В простой сети, которая используется на практике, нейроны образуют несколько слоев, и взаимодействие ячеек происходит только между соседними слоями: аксон каждого нейрона предыдущего слоя связан с синапсами всех нейронов последующего слоя, а в пределах слоя нейроны не взаимодействуют. Такую структуру нейронной сети называют *многослойным персептроном*. В ней реализуется принцип параллельной обработки сигналов.

Синапс i ($i = 1, 2, \dots, m$) нейрона j ($j = 1, 2, \dots, n$) характеризуется весовым коэффициентом w_{ji} , определяющим степень проводимости *синаптической связи* для входных сигналов x_{ji} . В каждый момент состояния s_j данного нейрона определяется как взвешенная сумма его входных сигналов: $s_j = \sum_{i=1}^m w_{ji} x_{ji}$. Выходной сигнал нейрона y_j , снимаемый с аксона, является функцией его состояния: $y_j = f(s_j)$, где f – некоторая *активационная функция*. Часто ее задают в виде функции $f(x) = 1/(1 + e^{-x})$, которая варьирует в пределах $0 \div 1$ при изменении аргумента в пределах $-\infty \div \infty$.

Структура и объем нейронной сети зависят от характера конкретной решаемой задачи, поэтому их подходящие параметры устанавливают экспериментально путем многократных тестирований. На рис. 16.21 представлена схема трехслойного персептрана минимального объема, состоящего всего из 6 нейронов ($3 + 2 + 1$), имеющих 29 синаптических связей. На практике используют сети, количество нейронов в которых может исчисляться многими десятками.

Настройку сети выбранной конфигурации выполняют на обучающих объектах, подбирая оптимальные значения переменных весовых коэффициентов синаптических связей. Процесс обучения характеризуется двумя взаимосвязанными показателями – *качеством*, зависящим

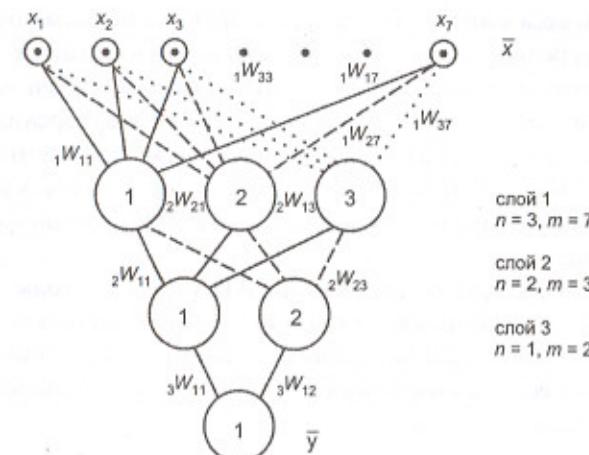


Рис. 16.21. Схема простейшего трехслойного персептрана

от точности подбора весов, и *длительностью*, зависящей от количества циклов настройки. Естественно, приходится принимать компромиссные варианты, в которых удовлетворительное качество достигается за приемлемое время обучения.

Настройка персептрана для решения определенной задачи в данных конкретных условиях выполняется методом *обратного распространения* с использованием набора *обучающих пар*. Каждая из них состоит из известного вектора сигналов на входе персептрана и известного целевого вектора на его выходе. В нашем случае входным вектором \bar{x} служат значения сейсмических атрибутов отраженной волны, регистрируемой вблизи опорной скважины, а контрольным выходным вектором \bar{y} являются полученные в ней по керну и данным ГИС значения коллекторских свойств соответствующих отложений.

Процедура обучения состоит в многократном повторении одного и того же цикла: по входному вектору сейсмических атрибутов \bar{x} вычисляется оценка выходного вектора коллекторских свойств \tilde{y} , находится ошибка прогноза $\Delta\tilde{y} = \tilde{y} - \bar{y}$ и ее значение распространяется вспять – от выхода персептрана к его входам. Этот процесс сопровождается, согласно заложенному в систему алгоритму, изменениями синаптических весов с тем, чтобы минимизировать разность $\Delta\tilde{y}$.

Таким путем веса многократно корректируются по всем обучающим парам, пока средняя для них ошибка прогноза ни снизится до приемлемого уровня. Это означает окончание процесса обучения и готовность системы выполнять прогнозирование коллекторских свойств пород по сейсмическим атрибутам. Разумеется, получаемые результаты имеют смысл, если сейсмогеологическую обстановку в целевом интервале разреза можно считать достаточно однородной на исследуемой площади.

В сейсморазведке опыт применения АНА пока не столь велик, как классического статистического анализа. Тем не менее можно отметить успехи нового метода в повышении детальности и устойчивости прогноза геологических свойств пород, особенно при небольшом количестве обучающих объектов.

16.2.5. Сейсмическая стратиграфия.

Структурно-формационная интерпретация и СВАН

Сейсмическая стратиграфия – метод геологической интерпретации сейсмической волновой картины путем воссоздания по ее структурно-динамическим особенностям тектонической истории и условий образования осадочных отложений с целью прогнозирования их фациально-литологического состава и поисковых перспектив.

В основу сейсмостратиграфического анализа положены проверенные на практике представления о том, как структурно-литологическое строение осадочной толщи отображается в геометрии отражающих горизонтов, характере их прослеживаемости и рисунке сейсмических колебаний. Такой анализ требует от интерпретатора глубоких знаний тектонических, стратиграфических, литодинамических и фациальных аспектов геологии осадочных пород, а также реальных оценок геологической значимости и разрешающей способности сейсмических изображений.

Основным материалом для сейсмостратиграфической интерпретации служат мигрированные сейсмические кубы или совокупность глубинных разрезов по изучаемой площади, что обусловлено трехмерным характером изучаемых геологических объектов. На этапе реконструкционных исследований сейсмостратиграфический анализ может выполняться по отдельным региональным профилям.

Сейсмостратиграфическую модель геологического разреза строят последовательно из двух основных типов элементов – сейсмических

комплексов и сейсмических фаций. **Сейсмический комплекс** – часть разреза, которая ограничена поверхностями несогласия и объединяет относительно согласные и генетически связанные отложения. Выделенные сейсмокомpleксы коррелируют в пространстве и идентифицируют в возрастном отношении, используя привязку к скважинным наблюдениям. Руководящий принцип сейсмостратиграфии заключается в том, что *сейсмические горизонты на разрезах отображают возрастные поверхности раздела*, которые в общем случае могут не совпадать с литологическими границами и даже пересекать их. Сейсмические границы указывают положение структурных и стратиграфических несогласий в осадочном покрове, в том числе – некоторых скрытых перерывов осадконакопления и неявных поверхностей размыта. Тем самым *отражающие горизонты преимущественно фиксируют в разрезе границы отдельных тектонических циклов изменения условий осадкообразования*.

По характеру прекращения прослеживаемости осей синфазности отражений на границах сейсмокомплексов установлен ряд типовых схем несогласия – налегание, кровельное и подошвенное прилегание, эрозионный срез и др. Границы сейсмокомплекса, найденные благодаря угловым несогласиям, удается экстраполировать в области согласного залегания слоев на основе синхронности и сингенетичности его отложений. На рис. 16.22 показана схематическая модель сейсмического комплекса с различными типами несогласий на его границах.

Трансгрессии и регрессии моря, вызывающие перемещение береговой линии, проявляются в закономерных изменениях мощностей и состава прибрежных отложений, имеющих с поверхностью ложа несогласие типа налегания. Осадочные комплексы бокового наращивания



Рис. 16.22. Схема сейсмического комплекса с различными типами несогласий

создают клиноформные отложения по схеме подошвенного прилегания к склону шельфа. При последующем перекрытии этих наклонных слоев пологими отложениями образуется несогласие типа кровельного прилегания. Размыв пород в области континентального шельфа в результате относительного понижения уровня моря создает несогласие типа эрозионного среза.

Указанные схемы относятся к случаям наиболее простых и однозначных отображений на сейсмических разрезах процессов образования и разрушения осадочных отложений. В целом из-за сложности сочетания многообразных тектонических, геоморфологических и литологических факторов осадкообразования их оценка по сейсмическим данным является сложной и не всегда однозначно решаемой задачей.

Эффективным приемом сейсмостратиграфического анализа является построение палеосейсмического разреза. При этом выполняют структурную палеореконструкцию исходного разреза, выравнивая на нем один из сейсмических горизонтов путем введения в трассы относительных статических сдвигов. Процедура исходит из допущения, что в свое время отложение осадков этого горизонта происходило на практически горизонтальном дне морского бассейна. Такое выравнивание исключает из всего разреза тектонические деформации осадочных слоев, которые имели место после образования данного горизонта. В результате в более глубоких частях разреза восстанавливаются структурные формы, существовавшие до его образования. Последовательная палеореконструкция по нескольким горизонтам позволяет воссоздавать тектоническую историю формирования структур современного геологического разреза.

Пример структурной палеореконструкции показан на рис. 16.23. На исходном разрезе отражающий горизонт, приуроченный к карбонатному комплексу, довольно полого погружается от конца профиля, где его время около 2,8 с, к середине профиля, где от места, отмеченного стрелкой, он круто опускается к началу профиля на время около 3,2 с (рис. 16.23, а). Палеореконструкция, выполненная путем выравнивания вышележащих горизонтов на времени 2,4–2,5 с, существенно изменила наблюдаемую картину (рис. 16.23, б). Крутая ступень в рельефе карбонатных отложений, отмеченная стрелкой, располагается теперь почти на 10 км ближе к концу профиля, образуя четкую барьерную структуру. На исходном разрезе она оказалась замаскированной наложением антиклинальной складчатости более позднего образования.

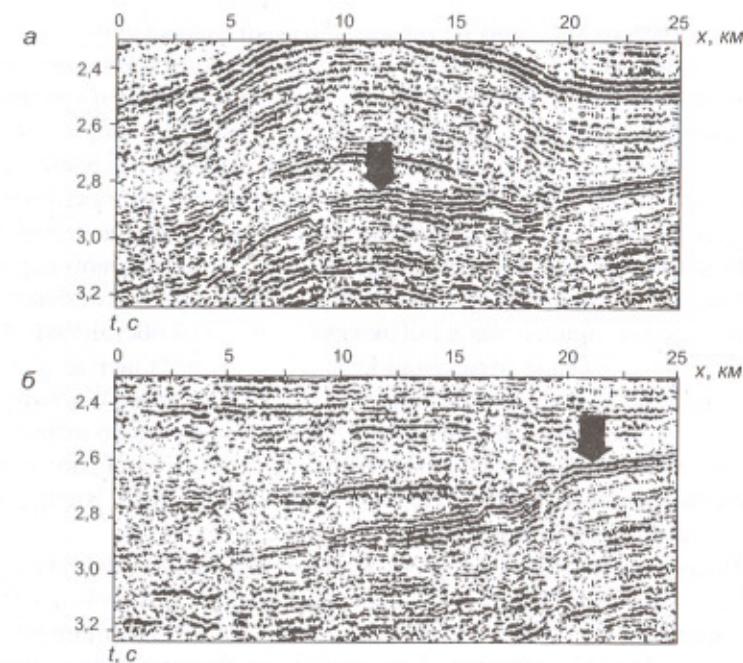


Рис. 16.23. Структурная палеореконструкция временного разреза:
а – исходный разрез; б – палеоразрез

Сейсмическая фация – фрагмент волновой картины сейсмокомплекса, который выделяется рисунком сейсмической записи, отображающим условия образования отложений и их фациально-литологический состав. Этот рисунок обусловлен конфигурацией и устойчивостью осей синфазности отраженных волн, их относительной интенсивностью, особенностью и стабильностью формы колебаний. С одной стороны, сейсмофацию определяет общая ориентировка осей синфазности относительно границ сейсмокомплекса, т. е. схема несогласия. С другой стороны, сейсмофация характеризуется взаимным расположением отражений внутри нее, которое может быть параллельным и субпараллельным, расходящимся и косослоистым, сигмовидным и бугристым, почти произвольным и вовсе хаотическим.

Однозначной зависимости рисунка сейсмической записи от вещественного состава отложений не существует, однако в конкретных сей-

смогеологических условиях на основе привязки к скважинным данным нередко удается установить более или менее устойчивую корреляцию между палеорежимами седиментации и тонкими особенностями наблюдаемой волновой картины. Например, параллельные и субпараллельные типы сейсмических рисунков бывают характерны для покровных, облагающих осадков и фаций осадочного заполнения при равномерном темпе погружении шельфа и низкоэнергетическом режиме седиментации на нем. Косослоистые рисунки формируются при боковом наращивании осадков по клиноформным поверхностям в условиях быстрого прогибания наклонного дна и высокозергетической обстановки. Хаотическое расположение отражений характеризует неслоистые структуры оползневых образований и зоны сложных дислокаций осадков.

Выделив сейсмофации в пределах сейсмокомплексов по отдельным разрезам или вертикальным сечениям кубов, затем составляют карты, характеризующие мощности сейсмофаций и области их распространения на исследуемой площади.

При сейсмостратиграфическом анализе оценивают относительные изменения уровня моря путем палеореконструкций условий осадкообразования, прежде всего – по особенностям налегания прибрежных отложений. В ряде случаев региональные изменения уровня моря во времени удается увязать с графиками глобального изменения уровня мирового океана.

На рис. 16.24 представлен фрагмент мигрированного временного разреза по региональному широтному профилю в центральной части Западно-Сибирской

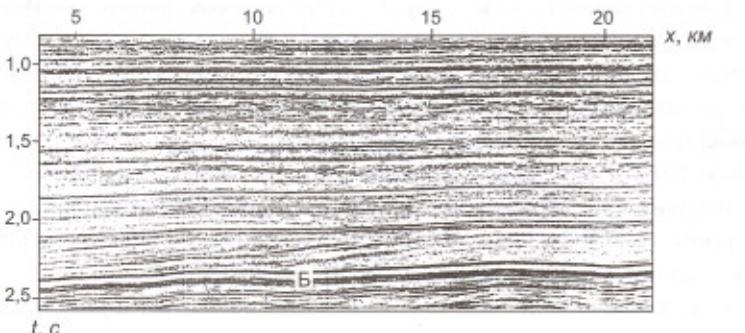


Рис. 16.24. Фрагмент мигрированного временного разреза МОГТ по региональному профилю в Западной Сибири

кой плиты. Нефтеносные отложения нижнего мела залегают над опорным горизонтом Б, приуроченным к битуминозным аргиллитам баженовского яруса верхней юры. Этот отражающий горизонт отличается высокой интенсивностью и выдержанностью, что характерно для осадков, формировавшихся в стабильных глубоководных условиях. Над горизонтом Б в интервале времен 2,0–2,2 с наблюдается ряд наклонных осей синфазности, отображающих систему клиноформных нижнемеловых отложений. Они последовательно образовывались на склоне шельфа, смещавшемся на запад при латеральном заполнении некомпенсированного морского бассейна обильным обломочным материалом, который сносился с востока. Отложения, одновременно формировавшиеся на поверхности шельфа, в отличие от клиноформ были отсортированы волновой энергией и образовали пласти хороших коллекторов. Последние трассируются пологими осьми синфазности, перекрывающими клиноформный комплекс. Детальное изучение этих отложений сейсморазведкой в комплексе с ГИС позволяет обнаруживать в них структурные и литологические ловушки, перспективные на нефть.

Известные ограничения сейсмостратиграфического анализа обусловлены его субъективно-качественным характером и недостатком количественных критериев в характеристиках волновой картины. Этот недостаток стремится преодолеть в подходах структурно-формационной интерпретации (СФИ). Для нее геологический разрез есть иерархически организованная система разномасштабных геологических тел надпородного уровня, называемых формационными объектами. Распространенными формационными объектами упорядоченной структуры являются циклиты. Они характеризуются закономерными изменениями мощности и литологии составляющих слоев, а следовательно – акустических свойств отражающих пачек. Различают трансгрессивные и регressive серии морских отложений, известные как проциклиты и рециклиты соответственно. Сейсмическая волновая картина отображает направленность изменения свойств циклитов и их связь с перерывами седиментации. Последние характеризуются более или менее резкой сменой состава и свойств отложений либо выдержаными маломощными прослоями – породно-слоевыми ассоциациями.

Согласно концепции СФИ, следует отказаться от случайной модели импульсной сейсмограммы типа «белого шума» и выявлять скрытую закономерность в распределении коэффициентов отражения по исследуемому разрезу. С этой целью предложен метод спектрально-

временного анализа (СВАН), основанный на детальном частотном сканировании волновой картины. Она может быть представлена одной трассой временного разреза или его небольшим фрагментом протяженностью несколько сот метров. Волновую картину фильтруют рядом нуль-фазовых полосовых фильтров с короткими временными операторами. Их частотные характеристики имеют треугольную форму и с небольшими сдвигами смещаются по оси частот в пределах спектрального диапазона регистрируемых колебаний. Таким путем получают набор из многих вариантов фильтрации исходной волновой картины, называемый **СВАН-колонкой**. С ее помощью выявляют систематические изменения со временем спектрального состава отраженных волн.

В пределах циклита происходит направленное изменение гранулометрического состава и характера слоистости отложений, что сказывается на их сейсмоакустических свойствах. В проциклитах тонкозернистость и тонкослоистость осадков возрастают по разрезу снизу вверх и в этом же направлении, т. е. с уменьшением времени прихода соответствующих отраженных волн увеличивается преобладающая частота их спектров. Для рециклитов, отличающихся противоположными направлениями изменения свойств осадков, характерна обратная закономерность в спектральном составе наблюдаемых отраженных волн. Перерывы в осадконакоплении и наличие породно-слоевых ассоциаций между циклитами проявляются на СВАН-колонках нарушениями плавности изменения во времени спектров отражений и присутствием колебаний, устойчивых к вариациям фильтрации.

На рис. 16.25 показан пример спектрально-временного анализа фрагмента временного разреза. По СВАН-колонке, содержащей 16 вариантов фильтрации (вместе с исходным разрезом), выделены проциклиты и рециклиты. На этом основании построена кривая вертикальных движений осадочного бассейна, которая хорошо сопоставляется с геологическими данными.

Имеющийся опыт свидетельствует о том, что количественные оценки спектрально-временного анализа служат объективной основой построения структурно-формационной модели разреза на базе историко-геологического подхода к интерпретации сейсморазведочных данных.

При нефтепоисковых работах СВАН в комплексе с ГИС применяют для районирования исследуемых площадей по степени прогнозной продуктивности целевых отложений терригенного и карбонатного состава. С этой целью по СВАН-колонкам эталонных трасс времен-

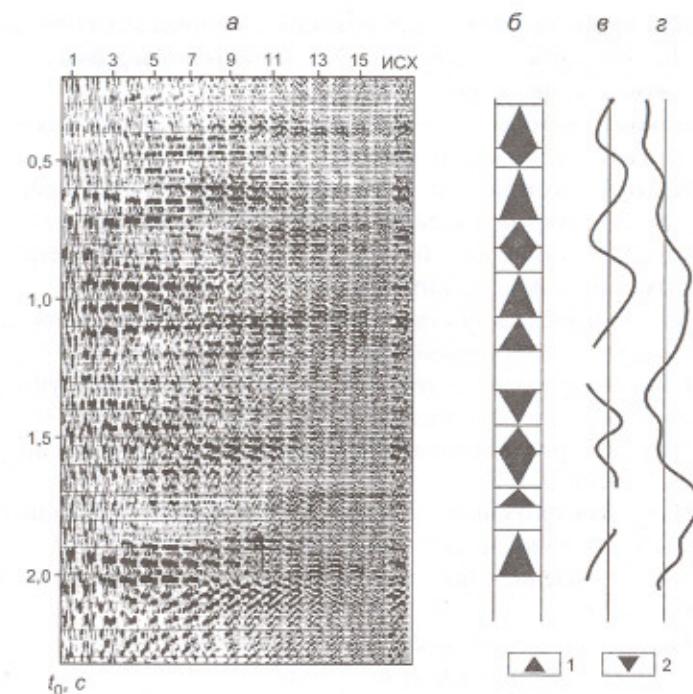


Рис. 16.25. СВАН-анализ:
а – СВАН-колонка по участку временного разреза; б – схема последовательности сейсмоциклитов (1 – проциклиты, 2 – рециклиты); в, г – графики изменения уровня осадочного бассейна по данным СВАН и геологическим, соответственно

ного разреза, полученных вблизи глубоких скважин, вычисляют количественные показатели, называемые **спектрально-временными параметрами** (СВП). Их значения сопоставляют со степенью продуктивности соответствующих отложений, вскрытых скважинами. На этом основании по сейсмическим данным выполняют прогнозирование нефтеносности целевых горизонтов на межскважинных участках.

Контрольные вопросы

1. Каким геологическим границам могут соответствовать отражающие горизонты?

2. Как производится стратификация сейсмических горизонтов?
3. По какой причине сейсмические разрезы подвергают нуль-фазовой деконволюции?
4. Какими эффектами могут проявляться на сейсмических разрезах разрывные нарушения?
5. Каковы способы обнаружения многократных отражений по данным наземной и скважинной сейсморазведки?
6. Из каких соображений выбирают сечение изолиний структурных карт сейсмических горизонтов?
7. Как соотносятся внутренние и внешние оценки точности сейсмических построений?
8. Какова характерная относительная погрешность структурных построений в сейсморазведке МОВ и МПВ?
9. Что такое разрешающая способность МОВ по вертикали и как она оценивается?
10. Что такое разрешающая способность МОВ по горизонтали и как она оценивается?
11. Какое значение имеет миграция для разрешающей способности МОВ?
12. Перечислите основные факторы, влияющие на интенсивность регистрируемой отраженной волны.
13. Что такое обработка с сохранением относительных амплитуд и каким образом она выполняется?
14. Как изменяются петрофизические свойства осадочных отложений в области скопления углеводородов?
15. Какими сейсмическими эффектами проявляются залежи углеводородов?
16. Объясните физическую основу динамической интерпретации сейсмических разрезов по методу яркого пятна.
17. Как получают и используют мгновенные динамические характеристики сейсмического разреза?
18. В чем заключается идея псевдоакустического каротажа и какова методика построения временных разрезов ПАК?
19. От чего зависит диапазон мощностей слоев, пластовые скорости которых определяются путем амплитудной инверсии отраженных волн?
20. В чем заключаются особенность и достоинство амплитудной инверсии методом эффективных коэффициентов отражения?

21. В чем состоит идея метода амплитудных вариаций отражений и какова методика построения временных разрезов АВО?
22. Что такое сейсмические атрибуты и как выполняется атрибутивный регрессионный анализ на основе парных и множественных коэффициентов корреляции?
23. В каких обстоятельствах метод атрибутивных нейронных сетей имеет преимущество при динамической интерпретации отраженных волн?
24. В чем состоит сущность сейсмической стратиграфии и ее элементов – сейсмокомплекса и сейсмофации?
25. Какие схемы несогласий отражающих горизонтов наблюдаются на границах сейсмокомплексов и в каких геологических условиях они образуются?
26. Каким образом и с какой целью строят палеосейсмические разрезы?
27. В чем сущность структурно-формационной интерпретации и как в ней используется спектрально-временной анализ волнового поля?

Глава 17. Основные области применения сейсморазведки

Сейсморазведка является составной частью единого геологоразведочного процесса, в котором применяют комплекс геофизических методов. Из-за относительно высокой стоимости сейсморазведки ее обычно применяют в тех случаях, когда поставленные геологические задачи с необходимой глубинностью, детальностью и точностью не решаются другими, менее затратными методами разведочной геофизики.

17.1. Глубинные исследования земной коры [11, 39]

С их помощью изучают внутреннюю структуру земной коры и прилегающую часть верхней мантии до глубин порядка 100 км. Глубинные исследования решают следующие задачи:

- разграничение областей коры с существенно различным внутренним строением, разделенных глубинными разломами;
- изучение взаимосвязи структур низов земной коры, кристаллического фундамента и осадочного покрова;
- выявление закономерностей размещения рудоперспективных и нефтегазоперспективных площадей в связи с региональной структурой земной коры;
- исследование строения подкоровой части верхней мантии и ее связи со структурами земной коры.

На протяжении многих десятилетий основную информацию о строении земной коры доставляет глубинное сейсмическое зондирование. В ГСЗ регистрируют преломленные и закритически отраженные волны по системам непрерывного и пунктирного профилирования или точечных зондирований. Дистанции наблюдений составляют от 50–100 до 300–500 км и более. Для возбуждения колебаний используют мощные взрывные источники с массой зарядов, достигающей 2–3 тонн. В ГСЗ выполняют низкочастотную регистрацию в диапазоне 3–15 Гц, применяя высокочувствительную аппаратуру различной канальнойности.

В настоящее время при ГСЗ используют отечественную аппаратуру Дельта-Геон – комплект автономных цифровых регистрирующих

устройств с дистанционным управлением и контролем. Каждое устройство обеспечивает в одной точке трехкомпонентную запись колебаний от естественных (землетрясения) или искусственных (взрывы) источников. Десятки таких аппаратов заранее расставляют по профилю с шагом 5–10 км, установив их в режим ожидания. В нужное время аппаратуру переключают в режим записи посредством специального сигнала, передаваемого по радиоканалу с центрального пункта управления. Запись в точках приема всех трех компонент упругих колебаний позволяет использовать при интерпретации различные типы волн – продольные, поперечные, обменные.

По наблюдениям ГСЗ строят наиболее устойчивые преломляющие границы в земной коре и определяют соответствующие граничные скорости. Прослеживают поверхность кристаллического фундамента ($v_{\text{тр}} = 6 \text{ км/с}$), границу Конрада – условную внутрикоровую границу ($v_{\text{тр}} = 7 \text{ км/с}$), границу Мохоровичича (Мохо) – подошву земной коры ($v_{\text{тр}} = 8 \text{ км/с}$). Последняя на континентах располагается на глубинах 30–75 км, максимально погружаясь под наиболее высокими горными хребтами. Удаётся наблюдать также менее устойчивые внутрикоровые границы и спорадические границы в верхней мантии. Океаническая земная кора имеет мощность до 10 км и в целом является более высокоскоростной. Геологическая природа глубинных сейсмических границ в земной коре и верхней мантии пока достоверно не известна.

В ГСЗ, как правило, не удается выполнять непрерывную фазовую корреляцию волн на большие расстояния. Поэтому реализуют групповую корреляцию, при которой волны отождествляют по совокупности их кинематических и динамических особенностей. Средняя погрешность построения границы Мохо оценивается величиной около 1–2 км.

На рис. 17.1 изображен сейсмический разрез земной коры по субширотному профилю ГСЗ в Сибири протяженностью 1500 км.

В последние годы глубинные сейсмические исследования стали проводить с использованием докритических отраженных волн, регистрируя их по методике многократных перекрытий и суммируя полевые записи по общим глубинным точкам. Такие работы методом ОГТ называют сверхглубинными (СГ-ОГТ). Они позволяют получать более полное представление о сложном, неоднородном строении земной коры. В ней выявлены контрастные структуры, нередко отличающиеся сравнительно крутым залеганием, которые прежде, при традиционных исследованиях ГСЗ, вовсе не обнаруживались.

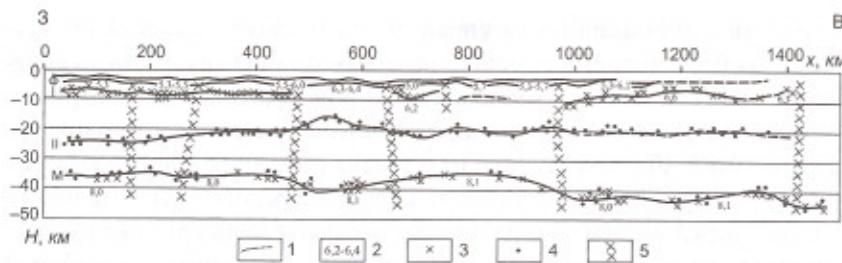


Рис. 17.1. Разрез ГСЗ по профилю Ханты-Мансийск – Усть-Илимск:
1 – сейсмические границы; 2 – граничные скорости (км/с); глубины границ, определенные по волнам; 3 – преломленным, 4 – отраженным; 5 – зоны глубинных разломов; Ф – поверхность складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты; I, II – внутрикоровые границы; М – подошва земной коры (Мохо)

Примером работ СГ-ОГТ является 500-километровый профиль Уралсейс, который пересек Южный Урал в широтном направлении по линии Стерлитамак–Николаевка. Регистрация отраженных волн выполнялась 360-канальной расстановкой длиной 18 км (шаг каналов 50 м) с группированием 12 сейсмоприемников на канал. Колебания возбуждались двумя типами источников – вибрационными и взрывными, что позволило получить два варианта сейсмического разреза.

Группа из 5 вибраторов располагалась в центре расстановки и перемещалась по профилю с шагом 150 м. Система наблюдений обеспечивала 60-кратное перекрытие при максимальных дистанциях 9 км. Длительность свип-сигнала составляла 30 с в диапазоне частот 10–60 Гц при 10 синхронных накоплениях. Продолжительность регистрации составляла 55 с, что обеспечивало длину полезной записи (коррелограммы) 25 с.

Взрывные источники располагались на обоих флангах той же расстановки приемников и следовали по профилю с шагом 3 км, обеспечивая 6-кратное перекрытие при максимальных дистанциях 18 км. Заряд массой 80 кг размещался в двух скважинах на глубине 30 м. Длительность записи достигала 65 с.

Обработка полевых материалов профиля Уралсейс выполнялась в основном обычными программными средствами, применяемыми в МОГТ. На рис. 17.2 показаны два варианта сейсмического разреза,

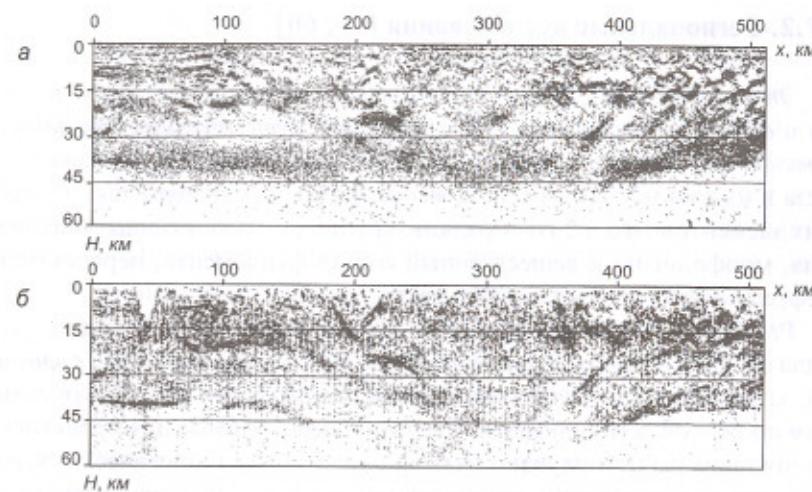


Рис. 17.2. Сейсмические разрезы земной коры по профилю Уралсейс, полученные:
а – с вибрационными источниками; б – с взрывными источниками

полученные при вибрационных и взрывных источниках. Подошва земной коры – граница Мохо проявляется как последнее из наиболее контрастных и плотных скоплений отражающих элементов на глубинах около 40 км. «Вибрационный» вариант отличается лучшей разрешенностью волновой картины в верхней части разреза – до глубин около 20 км, что можно объяснить весьма высокой кратностью перекрытия. На «взрывном» варианте, наоборот, лучше разрешена волновая картина в нижней части коры. Причина, по-видимому, заключается в том, что здесь вдвое больше величина дистанций, т. е. сильнее эффект направленности суммирования ОГТ, особенно важный для выделения самых глубоких отражений с очень пологими гидографами. Интерпретация сейсмической волновой картины на таких больших глубинах сопряжена с немалыми трудностями и, естественно, не может быть однозначной. Вместе с тем материалы профиля Уралсейс доставили много принципиально новой информации по геологической истории и современному строению региона, что весьма ценно для перспективного планирования поисков рудных месторождений.

17.2. Региональные исследования [39, 60]

Эти исследования имеют целью общее геологическое изучение региона и выявление особенностей его строения, существенных для постановки последующих поисковых работ. Изучают структурные этажи разреза в их взаимосвязи, расположение, размеры и формы тектонических элементов 1-го и 2-го порядков, крупные дизъюнктивные нарушения, морфологию и вещественный состав фундамента, перспективы нефтегазоносности осадочного чехла.

Рассматриваемые исследования обычно включают две стадии: сначала отрабатывают отдельные *региональные рекогносцировочные профили*, затем переходят к систематическим *региональным площадным съемкам* по редкой сети профилей. Сведения, необходимые для проектирования таких работ, получают из мелкомасштабных геологических карт, глубинных сейсмических зондирований, региональных гравиметрических и магнитометрических съемок. В первую очередь это сведения о направлении простирации крупных структур, их предполагаемых размерах и мощности осадочной толщи. Протяженность региональных сейсмических профилей измеряется сотнями километров. В сложных топографических условиях, препятствующих непрерывному профилированию, выполняют системы *пунктирных наблюдений* и *точечных сейсмозондирований*, используя доступные участки таежной, заболоченной или гористой местности. Профили прокладывают *вкрест простирации основных структур*, стремясь пересечь наиболее интересные области крупных аномалий гравитационного и магнитного полей, известные или предполагаемые поднятия и прогибы, линии разломов и т. п.

При региональных работах проектное положение профиля в случае необходимости можно изменять в пределах полосы шириной в несколько километров, что позволяет наилучшим образом приспособиться к неблагоприятным условиям местности. По возможности, профиль должен иметь минимальное число изломов. Площадные исследования выполняют по системе профилей, расстояния между которыми составляют десятки километров. Отчетные материалы по этим работам представляют в масштабах 1:1 000 000, 1:500 000, 1:200 000.

Региональные исследования выполняют преломленными и отраженными волнами. Для изучения кристаллического и складчатого фундамента применяют МПВ: поверхность фундамента является опорной преломляющей границей, а его вещественный состав характеризуется

величиной v_{rp} . Во многих случаях наряду с картированием фундамента удается прослеживать преломляющие горизонты внутри осадочной толщи. Ее целенаправленное изучение и выяснение перспектив нефтегазоносности проводят отраженными волнами методом ОГТ, который обеспечивает получение высоконформативных динамических разрезов. Их тщательная геологическая интерпретация с применением сейсмостратиграфического анализа, опирающаяся на данные глубокого бурения и ГИС, дает ценные сведения о тектонических условиях осадкообразования, генезисе и литологии нефтегазопрерспективных отложений. По этим результатам ориентируют последующие поисковые работы. Фрагмент временного разреза МОГТ по региональному профилю в Западной Сибири был представлен ранее на рис. 16.24.

Рис. 17.3 показывает фрагмент временного разреза МОГТ по профилю, отработанному в пределах Туапсинского прогиба на акватории Черного моря, где его глубина составляет около 2 км. Здесь хорошо видны крупноамплитудные диапирсы, прорывающие и деформирующие осадочные отложения пологого залегания.

Рис. 17.4 на схематическом примере иллюстрирует стадии развития сейсморазведочных исследований нефтегазового направления: от региональных – через поисковые – к детальным. На рис. 17.4, а в пределах планшета А дана схема строения фундамента масштаба 1:500 000,

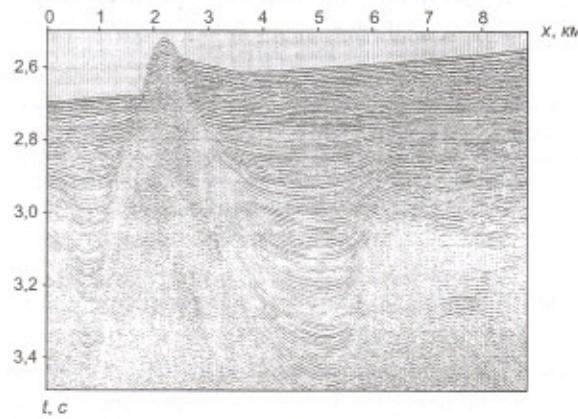


Рис. 17.3. Временной разрез МОГТ по профилю на акватории Черного моря

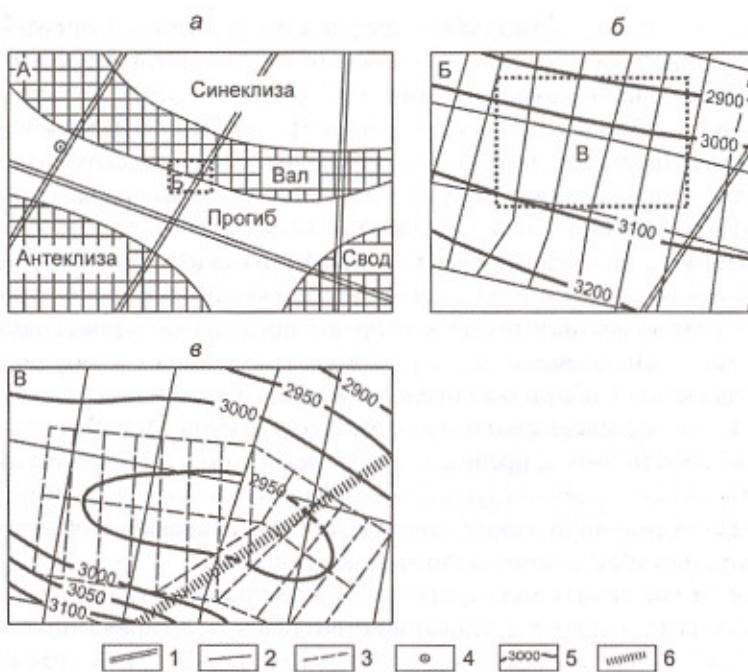


Рис. 17.4. Схематичный пример последовательных стадий сейсморазведочных работ МОГТ в нефтегазоперспективном районе:
а – схема строения фундамента и сеть региональных профилей ($M 1:500\ 000$);
б – структурная схема по отражающему горизонту V и сеть поисковых профилей ($M 1:50\ 000$); в – структурная карта по отражающему горизонту V и сеть детализационных профилей ($M 1:25\ 000$); сейсмические профили – региональные (1), поисковые (2), детализационные (3); 4 – скважина;
5 – изогипсы горизонта V (м); 6 – разрывное нарушение, выявленное при поисковых работах

отображающая пространственное расположение положительных (Антеклиза, Свод, Вал) и отрицательных (Синеклиза, Прогиб) структур I и II порядков. С учетом этих данных проложена сеть региональных сейсмических профилей МОГТ. Она включает ряд основных профилей вкrest простирации структурных элементов фундамента и связующий профиль. Один из профилей проходит возле глубокой опорной скважины. В результате региональных сейсморазведочных работ по-

строена структурная схема по опорному отражающему горизонту V , приуроченному к нефтегазоперспективным отложениям в низах осадочного чехла на глубине около 3000 м. Часть этой структурной схемы в рамках планшета Б показана на рис. 17.4, б. На ее основе здесь, на южном склоне Вала, ставятся поисковые работы.

17.3. Поисковые работы [28, 39, 47]

Задача поисковых работ – обнаружение и оконтуривание геологических объектов, благоприятных для нахождения целевых полезных ископаемых. При поисках нефтегазовых месторождений такими объектами могут быть антиклинальные складки и купола, зоны выклинивания пластов и их смещения вследствие разрывных нарушений, рифовые и баровые постройки, русловые и дельтовые отложения и др. Площади, перспективные для поисков, устанавливают на основании предшествующих исследований, которыми выявлены области флексур и перегибов перспективных отложений, их регионального выклинивания и фациального замещения, зоны рифогенеза и т. п.

Временный разрез МОГТ на рис. 17.5 служит примером того, как на волновой картине поискового профиля проявляется нефтегазоперспективное рифогенное тело. Облекающие его отложения хорошо трацируются наклонными осями синфазности в диапазоне времен $0,6–0,7$ с на интервале профиля $x = 1,5–3,0$ км. При последующем бурении скважина 6, в отличие от скважин 5 и 7, дала промышленный приток нефти.

Поисковую сейсморазведку обычно проводят по *квазипрямоугольной сети, образуемой основными и связующими профилями*. Плотность сети профилей определяется размерами целевых объектов. Для их надежного обнаружения необходимо, чтобы в любом случае потенциальный объект был пересечен хотя бы двумя основными профилиями. Поэтому интервал между ними не должен превышать $1/3$ от размеров по простиранию минимальных искомых объектов. Расстояния между связующими профилиями делают в 2–3 раза больше. Такая площадная сеть обеспечивает при корреляции полезных волн их систематическую увязку по замкнутым контурам.

Поисковые сейсморазведочные работы обычно выполняют в масштабах $1:100\ 000$ или $1:50\ 000$ по сети размерами $2\div5 \times 5\div15$ км. Разумеется, при переносе проектных профилей в натуру неизбежны отклонения.

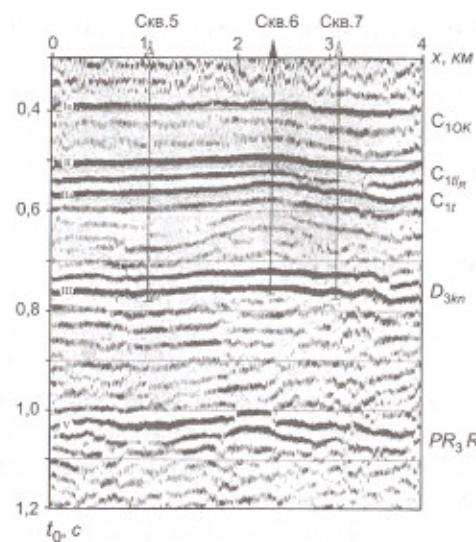


Рис. 17.5. Временной разрез, выявляющий нефтеносный риф в Соликамской впадине

нения от ортогональной схемы, которые, однако, должны быть, по возможности, минимальными.

По материалам оперативной обработки сейсмических записей – еще до завершения полевых работ – проектная сеть поисковых профилей может быть скорректирована или дополнена новыми линиями наблюдений. Такое гибкое управление поисками повышает их результативность и ускоряет решение поставленной геологической задачи. По окончании полной обработки полевых материалов решается вопрос о целесообразности перехода к детализации перспективных объектов, выявленных на опорированной площади.

На рис. 17.4, б представлен фрагмент сети поисковых профилей М 1:50 000 в границах планшета Б. Основанием для проектирования послужила структурная схема по опорному отражающему горизонту V с сечением изогипс 100 м, составленная в результате предшествующих региональных исследований (рис. 17.4, а). Итогом поисковых работ явилась структурная карта по этому же горизонту с сечением изогипс 50 м, на которой выявлено и оконтурено локальное поднятие, расположенное в пределах планшета В.

17.4. Детальные работы на нефть и газ [12, 28, 38]

На стадии детализации подробно изучают особенности геологического строения ранее выявленной структуры с целью ее подготовки к поисково-разведочному бурению. Это – наиболее дорогостоящий вид геофизических работ, требующий серьезного обоснования. Наблюдения выполняют 2D сейсморазведкой по плотной сети профилей или 3D сейсморазведкой по всей исследуемой площади, когда требуется предельная детальность и точность результатов. При средней и большой глубине изучаемых объектов их детализацию выполняют в масштабах 1:50 000 или 1:25 000.

Расположение детализационных профилей определяется формой и размерами исследуемого объекта. При вытянутой структуре систему основных профилей размещают вкрест ее простирации (рис. 17.6, а). Расстояние между профилями зависит от размеров и сложности стро-

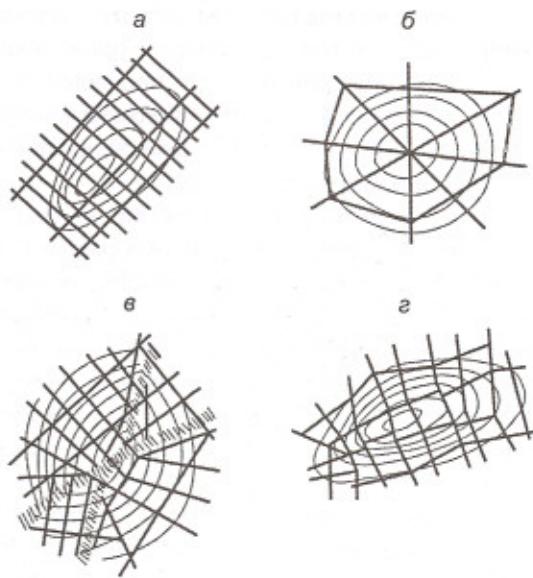


Рис. 17.6. Сети профилей 2D сейсморазведки при детализации антиклинальных поднятий:

а – вытянутой формы; **б** – изометрической формы; **в** – разбитого на крупные блоки; **г** – в неблагоприятных поверхностных условиях

сния и обычно составляет 1–2 км, иногда уменьшаясь до 0,5–0,3 км. По простиранию структуры прокладывают два-три связующих профиля. Совместно с основными профилями они образуют сеть замкнутых контуров, используемую для контроля за правильностью корреляции волн. Связующий профиль не всегда целесообразно прокладывать по самому своду структуры, так как нередко качество волновой картины здесь бывает неудовлетворительным из-за повышенной трещиноватости и разуплотненности пород.

Разведку структуры изометрической формы можно проводить радиальной сетью основных профилей со связующими профилями, расположенными по периметру объекта (рис. 17.6, б). Если структура разбита на крупные блоки, положение которых приблизительно известно, рекомендуется детализационную сеть строить для каждого из них отдельно: в пределах одного блока профили должны образовывать замкнутые контуры (рис. 17.6, в).

Когда линии детальной съемки расположены близко друг к другу и возможности их перемещения на местности ограничены, поверхносные сейсмогеологические и топографические условия играют особенно большую роль при формировании сети профилей. В сложных случаях приходится отказываться от создания геометрически правильной сети, используя ломаные профили, по возможности равномерно расположенные на площади работ (рис. 17.6, г).

Вернемся к рис. 17.4, который схематически иллюстрирует стадийность нефтегазопоисковых сейсморазведочных работ. На рис. 17.4, в в пределах планшета В изображена проектная сеть профилей М 1:25 000 для детального изучения локального поднятия. Оно обнаружено предшествующими поисковыми работами масштаба 1:50 000 и оконтурено изогипсой 2950 м на структурной карте отражающего горизонта IV. Детализационные профили запроектированы в соответствии с известной конфигурацией структуры и с учетом выявленного здесь разрывного нарушения.

Рис. 16.9 предыдущей главы демонстрирует фрагмент реальной структурной карты по одной из площадей Бузулукской впадины. Карта построена по опорному отражающему горизонту, приуроченному к кровле карбонатных отложений верхнего девона. В результате детализационных работ МОГТ на глубине более 3 км выявлены и подготовлены к нефтепоисковому бурению два локальных поднятия амплитудой около 50 м.

Обстоятельства, влияющие на формирование сетей площадных съемок 2D сейсморазведки, также существенны и для съемок 3D сейсморазведки. В частности, приемные линии крестообразных систем наблюдений следует ориентировать поперек простирации целевых горизонтов. При разведке крупных куполовидных структур целесообразно использовать радиальные системы площадных наблюдений. В сложных поверхностных и глубинных условиях необходимо планировать нерегулярные системы наблюдений, которые менее технологичны, но зато более результативны, поскольку могут обеспечить равномерную плотность изучения целевых объектов отраженными волнами.

Рис. 17.7, а показывает схему реализованной 3D съемки на основе крестообразной системы наблюдений с приемными линиями вдоль оси х и линиями источников вдоль оси у. Как видно, на некоторых участках планшета нарушена регулярность расположения пунктов возбуждения из-за ограничений доступа туда сейсмических источников. При планировании съемки с учетом этих ограничений были назначены нерегулярно расположенные пункты возбуждения, с помощью которых удалось выдержать проектное 48-кратное перекрытие на всем съемочном планшете, естественно, – за исключением обычных краевых зон набора кратности (рис. 17.7, б).

При изучении нефтегазовых ловушек и решении задач ПГР методика детальных работ ориентирована на получение полевых материалов наилучшего качества с тем, чтобы достичь при обработке высокого отношения сигнал/помеха, необходимого для динамической интерпретации. Для повышения эффективности детальных нефтепоисковых работ используют возможности многоволновой сейсморазведки, регистрируя, наряду с продольными волнами, также поперечные и обменные волны.

Два временных разреза получены по одному профилю на территории Западно-Кубанского прогиба, где проводились поиски ловушек углеводородов в терригенных отложениях миоцен (рис. 17.8). Профиль отработан с обычным взрывным источником при регистрации колебаний вертикальными и горизонтальными x-приемниками. По этим записям построены разрезы МОГТ по продольным (PP) и обменным (PS) отраженным волнам, причем времена последнего приведены к уровню времен первого для удобства их сопоставления. Были вычислены отношения $\gamma = v_s/v_p$ для оценок интервальных скоростей между целевыми сейсмическими горизонтами IIкр – В и В – IVa. В обоих интервалах разреза обнаруживается возрастание параметра γ на своде

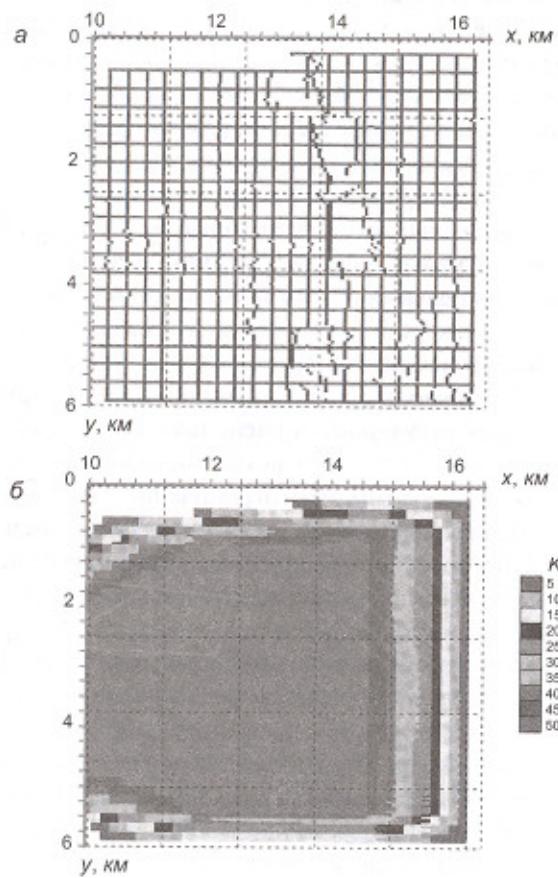


Рис. 17.7. Реализация 3D съемки в неблагоприятных
поверхностных условиях:
а – расположение линий приемников и источников; б – распределение
кратности перекрытия

антиклинального поднятия из-за уменьшения скорости v_p при замещении углеводородами пластовых вод в песчаных коллекторах.

На рис. 17.9 представлены материалы детальных работ 2D сейсморазведки на площади одного из нефтяных промыслов Западной Сибири, где продуктивность эксплуатационных скважин оказалась чрезвы-

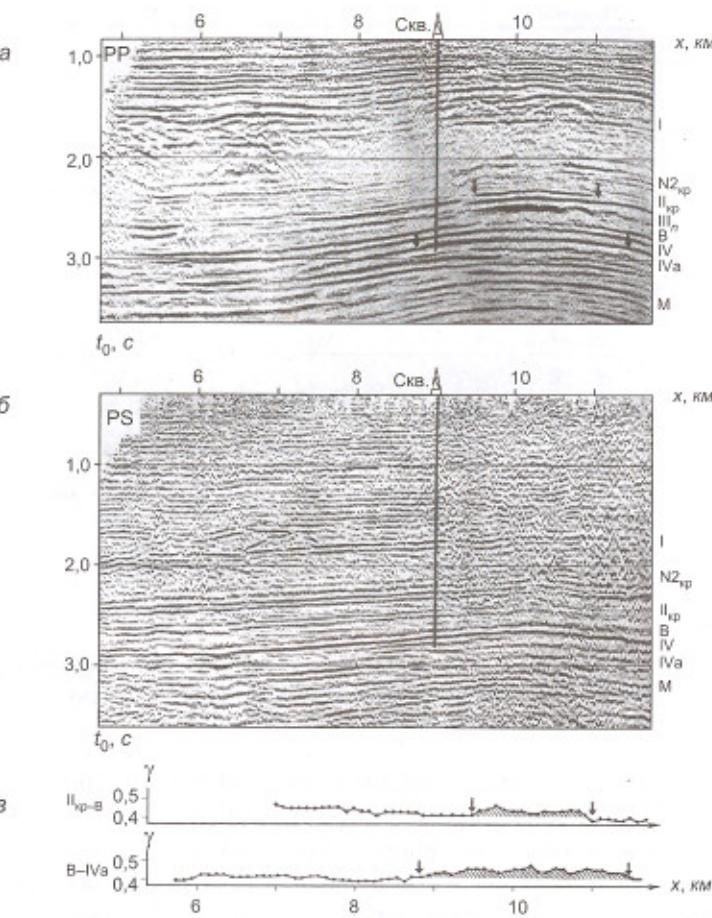


Рис. 17.8. Материалы многоволновой сейсморазведки:
а, б – временные разрезы МОГТ по продольным (PP) и обменным (PS) волнам;
в – графики отношения скоростей $\gamma = v_S/v_P$ для двух интервалов разреза

чайно изменчивой в пределах даже небольших участков. Мигрированные временные разрезы получены по ряду параллельных профилей, расположенных на расстоянии около 2 км друг от друга. Показанные фрагменты волновой картины соответствуют 600-метровой толще отложений, которая включает продуктивную тюменскую свиту.

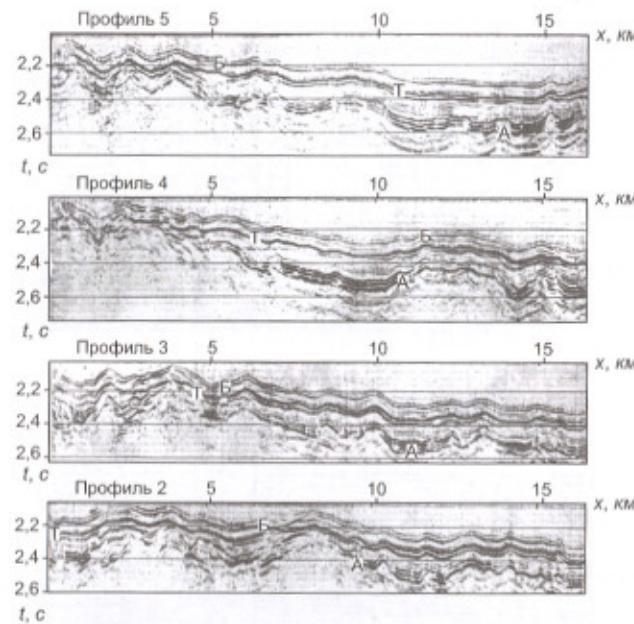


Рис. 17.9. Временные разрезы по параллельным профилям детальной 2D сейсморазведки в Западной Сибири

Интервал разреза между опорными отражениями Б (кровля баженовской свиты верхней юры) и Т (кровля тюменской свиты средней юры) хорошо выдержан по мощности и рисунку волновой картины, поскольку он образовался в стабильных морских условиях. Продуктивный интервал разреза между горизонтами Т и А (кровля фундамента) непостоянен по мощности отложений и динамике отражений, что типично для условий континентального осадконакопления. На сейсмических разрезах в сложном рельфе продуктивной толщи выявляются палеовозвышенности и палеодолины, которые настолько изменчивы, что почти не коррелируются даже по соседним профилям. В таких условиях без детальных исследований 3D сейсморазведки, основываясь только на разведочном бурении, невозможно построить удовлетворительную модель нефтяного месторождения, пригодную для его успешной разработки. Совместная интерпретация сейсмических и скважинных материалов позволила здесь выявить и

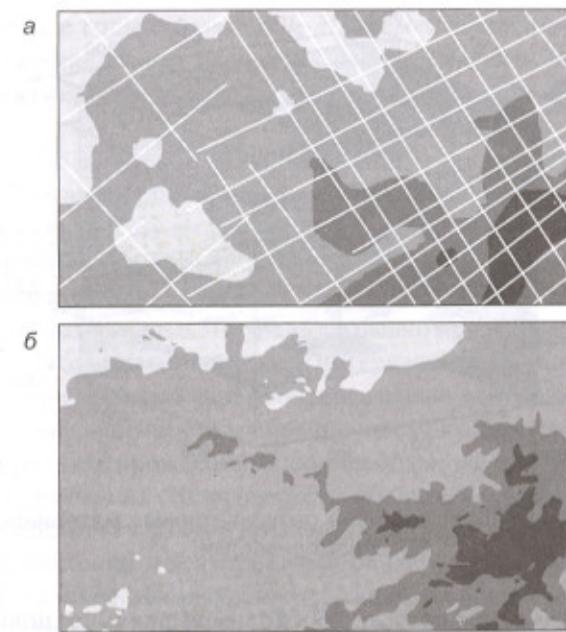


Рис. 17.10. Сопоставление структурных карт сейсмического горизонта, построенных по данным сейсморазведки:
а – 2D; б – 3D

закартировать несколько типов потенциальных коллекторов – древнюю кору выветривания на сводах палеоподнятий, делювиально-пролювиальные песчаники на их склонах, речные песчаники палеодолин, зоны увеличенной мощности базального песчаника на границе морских и континентальных отложений.

Детальные исследования сложных объектов нефтегазовой геологии площадными системами 3D наблюдений обеспечивают наиболее точные построения структурных планов с максимально возможным учетом сейсмического сноса. На рис. 17.10 сопоставлены карты рельефа сейсмического горизонта, построенные на одной и той же площади по данным профильной и площадной сейсморазведки. Как видно, несмотря на плотную сеть профилей, весьма сложный рельеф антиклинальной структуры не получил достаточно точного отображения при 2D съемке. Только по данным 3D съемки исследуемая структура оха-

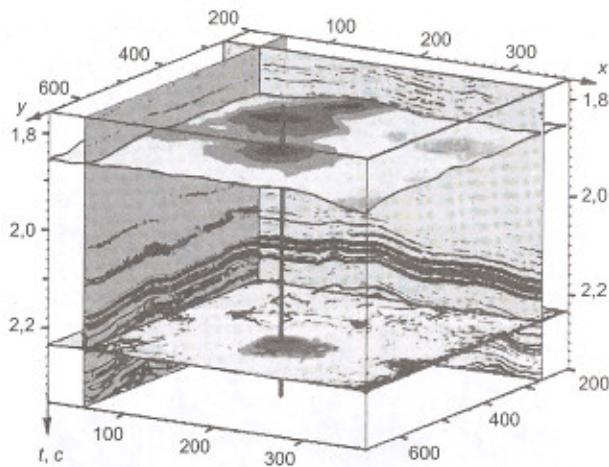


Рис. 17.11. Представление результативных материалов 3D сейсморазведки

рактеризована с детальностью, необходимой для постановки нефтепоискового бурения.

Наряду с традиционными структурными картами, результативные материалы 3D сейсморазведки для увеличения их наглядности представляют в виде изометрических проекций рельефа целевых горизонтов, которые могут сочетаться с вертикальными и горизонтальными сечениями сейсмического куба по наиболее интересным поверхностям (плоскостям). Такого рода комбинированное изображение материалов детальных нефтепоисковых работ представлено на рис. 17.11. В изометрической проекции показан пологий рельеф отражающего горизонта на времени около 1,83 с, а под ним дан горизонтальный срез временного куба для момента $t = 2,218$ с. На обоих изображениях в центральной части планшета обнаруживается локальное поднятие, через которое проведена вертикальная прямая, указывающая возможное расположение поисковой скважины. Здесь же построено вертикальное сечение сейсмического куба, проходящее вдоль оси x через точку $y = 255$. В перпендикулярном направлении вдоль оси y через точку $x = 50$ построено другое вертикальное сечение, выполненное по кубу псевдоакустической жесткости. Следует иметь в виду, что в подлиннике рассматриваемая конструкция является многоцветной и легко читаемой.

В последние годы сейсмические 3D съемки нередко ставят на действующих нефтегазовых промыслах для доразведки эксплуатируемых месторождений. Эти работы могут давать большой экономический эффект.

Материалы детальной сейсморазведки, с опорой на скважинные данные, используют для прогнозных оценок запасов нефти и газа по категориям D и C. Результаты объемной сейсморазведки находят также применение при гидродинамическом моделировании залежей углеводородов, на основании которого проектируют их разработку.

Высокоточные записи 3D сейсморазведки при неизменной системе наблюдений могут периодически, с интервалами в несколько месяцев, повторяться на промысловой площади с целью контроля за изменением нефтегазонасыщенности и обводненности коллекторов в процессе эксплуатации месторождения. Такие работы, осуществляющие сейсмический мониторинг геологического объекта, называют 4D сейсморазведкой, поскольку фактор времени служит здесь четвертым измерением. Сейсмический мониторинг выполняют также на естественных подземных газохранилищах для отслеживания процессов их заполнения и последующей откачки газа.

17.5. Инженерная, гидрогеологическая, геэкологическая, угольная и рудная сейсморазведка [19, 32, 35]

Сейсморазведку активно применяют при изысканиях, связанных с проектированием и строительством крупных инженерных сооружений – железных и шоссейных дорог, мостов, трубопроводов, туннелей, плотин, электростанций, подземных хранилищ, высотных зданий и пр. Для инженерной сейсморазведки характерна глубина исследований до 50–100 м. Работы проводят на преломленных, рефрагированных и отраженных волнах, используя наряду с продольными также поперечные и даже поверхностьные волны.

С помощью инженерной сейсморазведки решают следующие геологические задачи:

- определение глубины залегания и формы поверхности коренных скальных пород;
- детальное литолого-фациальное расчленение отложений верхней части разреза;

- определение положения уровня грунтовых вод;
- выявление тектонических трещиноватых и разуплотненных зон;
- картирование зон многолетней мерзлоты и таликов;
- обнаружение участков развития суффозионно-карстовых процессов;
- оценка модулей упругости горных пород в их естественном залегании;
- определение напряженного состояния пород в присутствии горных выработок;
- обнаружение и картирование подземных сооружений и археологических объектов;
- диагностика состояния фундаментов, плотин, тоннелей, дорожных покрытий и т. п.;
- микросейсморайонирование территорий для установления уровня их сейсмической опасности и др.

Ввиду повышенных требований к детальности исследований при малоглубинной сейсморазведке точки регистрации колебаний располагают по профилям с небольшим шагом от 1–2 до 5–10 м. Для возбуждения колебаний часто используют удары механических устройств или ручной кувалды, в том числе – разнонаправленные боковые удары для возбуждения поперечных волн типа *SH*. Отраженные волны этого типа позволяют изучать самые мелкие сейсмические границы, которые не удается прослеживать по продольным колебаниям из-за наложения сильных релеевских волн-помех. Небольшие глубины исследований во многих случаях делают возможной регистрацию полезных волн на сравнительно высоких частотах – до 200–300 Гц и более. При подземных исследованиях наблюдения часто проводят на малых дистанциях, используя значительно более высокие частоты, вплоть до акустических, превышающих тысячу герц.

При инженерно-геологических изысканиях ослабленные зоны в коренных породах могут быть выявлены по характеру распределения сейсмических скоростей и динамическим особенностям записей. Целесообразно изучать затухание как продольных, так и поперечных волн, поскольку последние обычно сильнее ослабляются в зонах трещиноватости. Совместное наблюдение волн обоих типов позволяет определять модули упругости пород. Вычисляемые по данным сейсморазведки, эти модули называются *динамическими* – в отличие от *статических модулей упругости*, определяемых методами механики грунтов. В настоящее время достаточно подробно изучена связь между динамическими и статическими модулями упругости, что позволяет

надежно прогнозировать механические параметры грунтов по сейсмическим наблюдениям.

В инженерной сейсморазведке разработаны методы изучения *напряженного состояния горных пород* в выработках, применяемые для локализации участков, опасных в отношении *горных ударов*, и для прогнозирования последних. Здесь с помощью высокочастотных приемников регистрируют самопроизвольные колебания, возникающие в горных породах, которые являются их естественной *акустической эмиссией*. Эти данные, наряду с записями колебаний от искусственных источников, позволяют обнаруживать ослабленные зоны и пустоты вблизи стенок горных выработок.

Изучение массивов горных пород на стадии детальных инженерно-геологических исследований может осуществляться методами *сейсмической томографии*. Они основаны на регистрации проходящих сквозь массив волн при весьма плотной системе наблюдений, когда объект пересекается большим количеством лучевых траекторий со всевозможными сочетаниями пунктов возбуждения и приема колебаний. Специальная обработка кинематических и динамических параметров регистрируемых волн на основе решения обширных систем линейных уравнений позволяет установить пространственное распределение неоднородностей упругих свойств изучаемой среды – скоростей распространения и коэффициентов поглощения сейсмических колебаний.

Сейсморазведку МПВ часто используют для картирования неровной, шероховатой поверхности коренных пород под рыхлыми отложениями. Пример такого рода по 500-метровому профилю приведен на рис. 17.12. Годографы прямой волны $t_1(x)$ получены по наблюдениям из пяти ПВ, расположенных на профиле с шагом 125 м. Встречные годографы преломленной волны $t_{\text{пр}1}$ и $t_{\text{пр}2}$, относящиеся к крайним ПВ, увязаны во взаимных точках на времени T . На графике показаны также производные годографы – нормальных времен $t'_0(x)$ и разностный $\theta(x)$, по которым построен сейсмический разрез. Под рыхлыми отложениями на глубине 5–15 м залегают порфиры, образующие резкую преломляющую границу. Сейсморазведкой установлено положение погребенного русла реки и определена граничная скорость в порфирах $v_{\text{гр}}$.

Сейсморазведку успешно применяют для решения гидрогеологических задач, поскольку изменение водонасыщенности горных пород существенно сказывается на скорости продольных волн. Рис. 17.13 по-

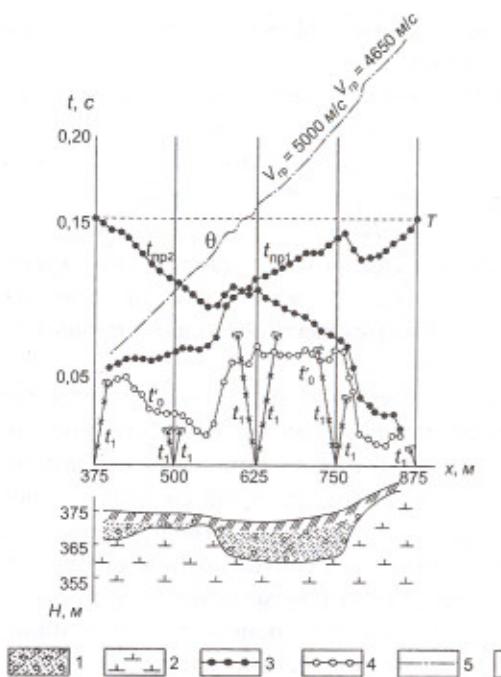


Рис. 17.12. Обнаружение сейсморазведкой МПВ погребенного русла в коренных породах:

1 – рыхлые песчано-глинистые отложения с дресвой; 2 – порфириты;
3 – годографы преломленной волны; 4 – годограф t'_0 ; 5 – разностный
годограф θ ; 6 – годографы прямой волны

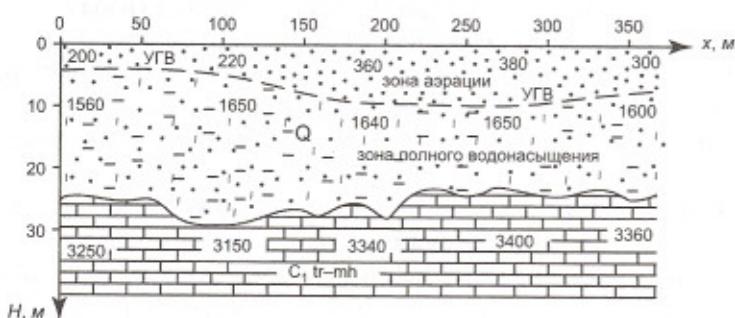


Рис. 17.13. Определение уровня грунтовых вод сейсморазведкой МПВ

казывает результаты профилирования МПВ при гидрогеологических изысканиях. Сейсмический разрез построен по наблюдениям прямой волны, распространяющейся в зоне аэрации – зоне малых скоростей, и двух преломленных волн – от границы зоны полной водонасыщенности – уровня грунтовых вод (УГВ) и от кровли нижележащих известняков. На разрезе указаны значения пластовых скоростей, определенные по этим волнам. Вдоль профиля глубина УГВ изменяется от 4 до 10 м. Поверхность сильно эродированных карбонатов расположена на глубине 25–30 м.

Малоглубинная сейсморазведка находит эффективное применение в геоэкологических изысканиях. Последние особенно актуальны на городских территориях, застроенных жилыми и промышленными объектами. Здесь нередко проявляются интенсивные суффозионно-карстовые процессы в приповерхностных отложениях, что бывает обусловлено неотектоническими зонами их нарушения и разуплотнения. Эти процессы приводят к разрушениям зданий и сооружений, крупным авариям в туннелях, трубопроводах, кабельных сетях и т. п. Поэтому необходимо своевременно прогнозировать потенциально опасные участки, на которых пока отсутствуют внешние признаки разрушительных подземных процессов. Существует ряд других геоэкологических проблем, в частности – подтопление территорий, оползневые подвижки грунтов, в решении которых участвует сейсморазведка.

Рис. 17.14 показывает фрагмент временного разреза однократного непрерывного профилирования (ОНП), выполненного в пойме реки

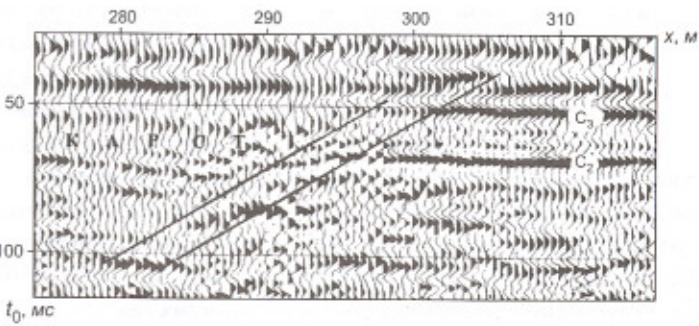


Рис. 17.14. Проявление закарстованности известняков в долине реки Москвы на временном разрезе ОНП

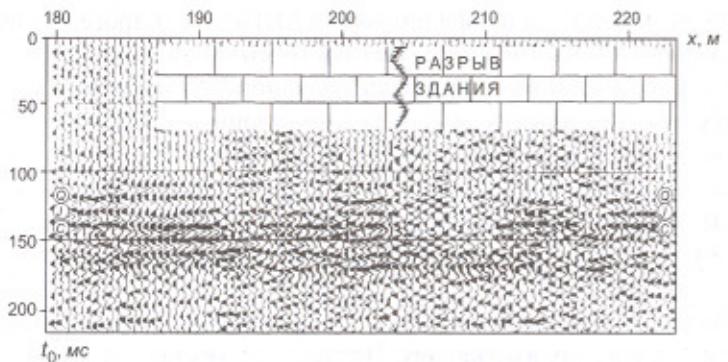


Рис. 17.15. Обнаружение малоглубинной сейсморазведкой супфозионно-карстовой воронки под аварийным зданием

Москвы с целью детального исследования карстоопасных участков городской территории. Упругие колебания возбуждались ударами кувалды и принимались одиночными высокочастотными ($v_0 = 100 \text{ Гц}$) сейсмоприемниками на дистанциях 40–60 м с шагом каналов 1 м. Получен временной разрез на видимых частотах отраженных волн около 200 Гц. Закарстованные известняки обнаруживаются нарушениями прослеживаемости и деформациями отражающих горизонтов C_3 и C_2 , приуроченных к карбонатным отложениям каменноугольного возраста, которые залегают на глубинах от 35 м и более.

Другой пример успешного применения высокочастотного ОНП для выявления локальных зон нарушения пород верхней части разреза приведен на рис. 17.15. Сейсмический профиль проходит вдоль пятиэтажного жилого дома, оказавшегося в аварийном состоянии из-за разрыва кирпичной кладки его стены у пикета $x = 204$ м. Профиль отработан по непродольной системе наблюдений: пункты возбуждения (ударами ручной кувалды) и приема (100-герцовыми приборами) расположены на параллельных линиях по обе стороны здания таким образом, что линия точек отражения проходит по его оси. На временном разрезе к месту разрыва стены приурочен локальный участок потери прослеживаемости пачки отражающих границ, соответствующих песчано-глинистым четвертичным осадкам (Q), юрским глинам (J), кровле карбонатной толщи (C) и прослойям в ее верхах. Тем самым обнаруживается узкая (менее 10 м) и глубокая (до 70 м) зона супфозионно-карстовых наруше-

ний, вызвавшая деформацию здания. Следует отметить, что ранее проведенные здесь геолого-геофизические работы, включавшие бурение контрольной скважины вблизи здания и 18-кратные наблюдения МОГТ по тому же непродольному профилю (с использованием мощного ударного источника ГСК-6 и обычных сейсмоприемников), не смогли обнаружить каких-либо аномалий в строении верхней части разреза.

Напомним, что в предыдущей главе, когда обсуждался вопрос о выявлении сейсморазведкой дислокационной тектоники (п. 16.1.2), был дан пример обнаружения с помощью высокочастотного ОНП неотектонических зон разуплотнения приповерхностных отложений (рис. 16.7).

На рис. 17.16 представлены материалы детальных сейсмических наблюдений, выполненных по четырем профилям на берегу Печорской губы Баренцева моря на участке развития оползневых явлений. Здесь верхний слой многолетнемерзлых песчано-глинистых пород подвержен периодическому сезонному оттаиванию. В результате на крутом береговом склоне в этом активном слое развиваются ослабленные зоны, по которым впоследствии происходят отрывы больших грунтовых масс. Подготовка этого события внешне не заметна, однако изменения напряженного состояния покровных отложений сказываются на их упругих свойствах, что фиксируется сейсмическими наблюдениями. На рисунке даны две карты коэффициентов анизотропии – для скорости продольных волн и для коэффициента Пуассона. Эти данные получены путем измерения скоростей v_p и v_s во взаимно ортогональных направлениях – вдоль профилей и перпендикулярно к ним. Аномально низкие значения измеренных коэффициентов анизотропии выявляют на склоне две ослабленные зоны. Первая из них проходит у самой кромки склона вдоль нее. Вторая зона, менее контрастная, уходит от берега почти перпендикулярно к нему.

Угольная сейсморазведка участвует в поисковых и разведочных работах с целью изучения продуктивных толщ, обнаружения и прослеживания угольных пластов, прогнозирования зон их выклинивания, изменения мощностей и разрывных нарушений. Последнее особенно важно для обеспечения нормальной работы угледобывающих комплексов. Выявление и трассирование малоамплитудных (до 5 м) разрывных нарушений на угольных месторождениях является очень важной и весьма трудной задачей детальных сейсмических съемок, проводимых на дневной поверхности. Эти работы комплексируют с

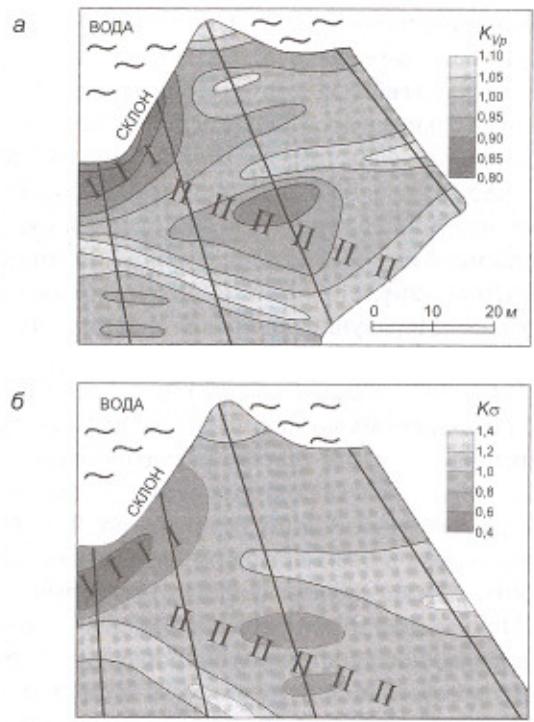


Рис. 17.16. Прогнозирование оползня по сейсмическим наблюдениям на берегу Печорской губы; карты анизотропии:
а – скорости продольных волн; б – коэффициента Пуассона

наблюдениями в скважинах и шахтах. Наряду с традиционными методами сейсморазведки, здесь используют *волноводные явления*, возникающие в угольных пластах благодаря их низкоскоростным свойствам, по сравнению с вмещающими породами. В местах резких изменений геометрии угольного пласта – его разрыва, изгиба или утончения – происходит повышенное излучение в окружающую среду упругой энергии, переносимой вдоль пласта волноводными (каналовыми) колебаниями. Этот эффект используют в **шахтной сейсморазведке** для прогнозирования условий залегания угольных пластов.

Временной разрез МОГТ, изображенный на рис. 17.17, получен на одном из угольных месторождений Приморья. На разрезе показан

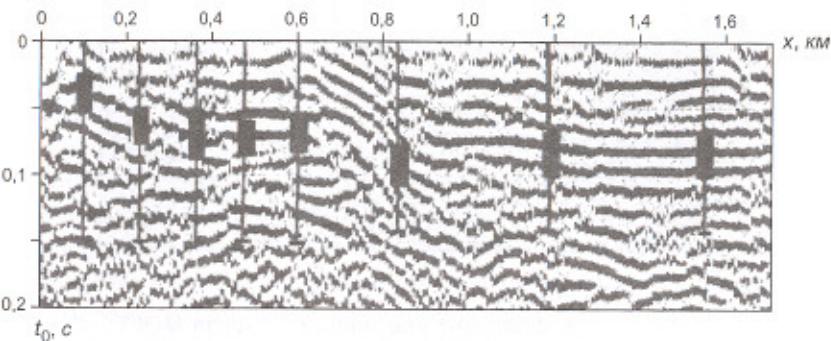
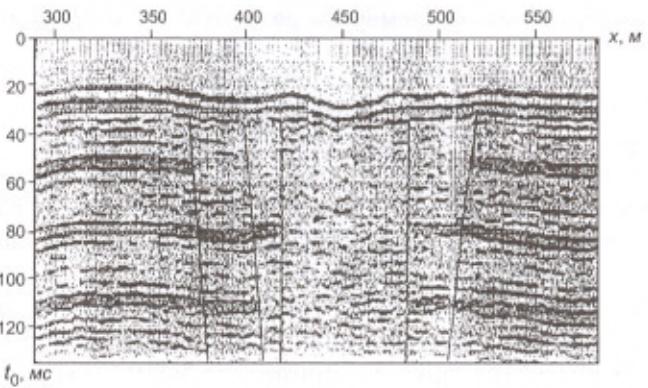
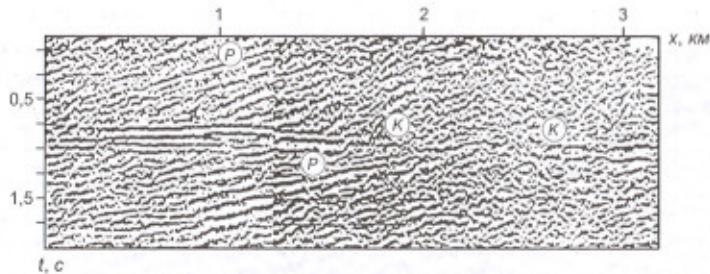


Рис. 17.17. Прослеживание угленосных отложений и выявление их нарушений на временном разрезе МОГТ в Приморье

интервал угленосных отложений, установленный по результатам бурения серии скважин вдоль сейсмического профиля. Несмотря на высокую плотность бурения, без данных сейсморазведки трудно изучить поведение угольных горизонтов и, главное, – выявить их разрывные нарушения, которые плохо фиксируются по скважинным данным, но хорошо видны на временном разрезе.

Рудная сейсморазведка первоначально занималась главным образом картированием коренных пород под наносами и определением мощности последних, для чего применяли МПВ. Такое положение объясняется тем, что рудовмещающие изверженные и метаморфические породы имеют сложное гетерогенное строение, при котором прежде сравнительно редко удавалось проследивать устойчивые сейсмические границы во внутренних частях кристаллических массивов. Теперь, когда методика многократных наблюдений МОВ достигла существенных успехов, все большее значение приобретают сейсмические исследования, направленные на изучение геолого-структурной обстановки в рудоперспективных районах. Для исследования рудоконтролирующей тектоники и оконтуривания крупных рудовмещающих структур проводят детальные работы МОГТ высокой кратности, достигая глубины исследований 2–3 км и более.

Сейсморазведочные работы выполнялись при поисках хромитовых руд в Кемпирсайском интрузивном массиве гипербазитов (Мугоджары). Оруденение локализуется в дунитовых серпентинитах, преиму-



щественно – в узлах пересечения разрывных нарушений различной ориентировки. На рис. 17.18 приведен временной разрез МОГТ, где четко прослеживаются пологие горизонты *K*, приуроченные к подошве зон серпентинизации на глубине около 2 км, и наклонные отражения *P* от контрастных зон разломов, расположенных как выше, так и ниже этого уровня.

Рис. 17.19 показывает временной разрез, построенный по детальным наблюдениям МОВ, которые были выполнены в Якутии при поисках алмазоносных кимберлитовых трубок. Профиль выполнен в области многолетнемерзлых пород по методике высокочастотного ОНП с двух-

метровым шагом каналов. Колебания возбуждались взрывами детонаторов в пятиметровых скважинах. Прием осуществлялся одиночными 100-герцовыми сейсмоприемниками. Полученный разрез освещает строение ВЧР до глубины 150 м на видимых частотах около 200 Гц. Профиль проходит над кимберлитовой трубкой диаметром 60 м, которая прорывает слоистую структуру карбонатного цоколя и перекрыта терригенными отложениями 30-метровой мощности. На разрезе хорошо виден эрозионный характер кровли трубы и достаточно четко выявляются сопровождающие ее крутопадающие разрывные нарушения.

По мере развития теории, методики и техники сейсморазведки возрастают ее геологоразведочные возможности и непрерывно умножаются примеры успешного использования метода при решении разнообразных задач.

Контрольные вопросы

1. Перечислите геологические задачи, решаемые сейсморазведкой при глубинных исследованиях земной коры.
2. Какие волны и на каких дистанциях регистрируют при глубинных сейсмических зондированиях?
3. В чем заключаются особенности методики полевых работ при сверхглубинных исследованиях методом ОГТ?
4. Укажите геологические задачи и стадии их решения при региональных сейсмических исследованиях.
5. Каковы принципы построения сетей поисковых профилей в нефтегазовой сейсморазведке и каковы характерные параметры таких сетей?
6. В чем особенность построения детализационных сетей сейсмических профилей по сравнению с поисковыми сетями?
7. В чем состоит преимущество 3D съемок, по сравнению с 2D съемками, при детализационных сейсморазведочных работах?
8. В каких случаях целесообразна постановка 3D съемки на стадии поисковых сейсморазведочных исследований?
9. В каких условиях планирование 3D съемок трудно осуществить без использования специальных компьютерных программ?
10. Перечислите задачи, решаемые инженерной сейсморазведкой, и укажите особенности ее методики и техники.

11. Приведите примеры использования сейсморазведки для решения гидрогеологических и геоэкологических задач.
12. Какова специфика условий применения сейсморазведки при решении задач угольной и рудной геологии?

Предметный указатель

Акселерометр	269
Акустическая жесткость	17, 49, 651
Алгоритм обработки	375
адаптивный	376
оптимальный	375
эвристический	376
Аляйсинг	239, 519
Амплитуд коррекция	486
модификация	378, 485
нормировка	485
регулировка	225, 487
отражений инверсия (ПАК, ЭКО)	396, 651, 655
сохранение (восстановление)	642
спектрально-временной анализ (СВАН)	398, 678
Амплитудные вариации отражений (АВО)	397, 658
Аналого-цифровой преобразователь	225, 241
Анизотропии коэффициент	101, 705
Аномально высокое пластовое давление (АВПД)	110
Апертура	586
Аподизационный множитель	585
Атрибут сейсмический	397, 662, 665
Атрибутный нейронный анализ (АНА)	398, 669
регрессионный анализ (АРА)	397, 665
 Баранова-Кюнца алгоритм	214
Белый шум	220, 459, 466, 468
Бенидорфа закон	142
Берлаге импульс	221
Бин, бинирование	314
Брюстера угол	58
Буровые работы	355
 Верхняя часть разреза (ВЧР)	108, 200
Взаимности принцип	27, 136
Взаимные точки	27, 548
Взаимных влияний коэффициент	237, 275, 283
Взвешивание поразрядное	241

Взрыва сейсмический эффект	121
Взрывная машинка	285, 356
Взрывная скважина	321, 355
Взрывпункт	285, 355
Взрывчатое вещество (ВВ)	284
Вибратор сейсмический	124, 286
Виброграмма	125, 327
Волна абсолютно регулярная	372
головная	61, 174, 178, 188, 195
граничная	81
дифрагированная	68, 163, 583
звуковая	131
зеркально-отраженная	68
интерференционная	86, 207
кабельная	351, 538
каналовая	90
квазипоперечная	101
квазипродольная	101
коническая	61
Лява	87
монотипная	45, 61
незеркально-отраженная	68
нерегулярная	131, 207, 218
обменная	45, 61, 171
объемная	76
отраженная многократная	84, 170, 202, 630
однократная	44, 84, 146, 161, 201, 425, 622, 642
опорная (маркирующая)	438
подэкранная	93, 186
отраженно-преломленная	85, 202
плоская	24
неоднородная	55
однородная	25
поверхностная	76, 131, 200, 388, 435
полезная	131, 219
помеха	131
поперечная (сдвига)	15, 22, 56
преломленная	61, 174
преломленно-отраженная	85, 202

преломленно-рефрактированная	98, 197
продольная (сжатия)	15, 19
проходящая	44, 179
прямая (падающая)	144, 180
псевдорелеевская	86
регулярная	131, 207, 218
Релея	77
рефрактированная	97, 195
случайная	207
спутник	84
Стоунли	81
сферическая	17, 22, 58
трубная	538
Волновод	90
Волновое сопротивление	49
уравнение	15
число	492
Волны вступление	22
период (видимый, преобладающий)	21
поляризация	20, 442
профиль	20
тыл	19
фаза	20
фронт	19
энергия	32
Временная мощность	555
Временное поле локальное	138
частное	138
Время вертикальное	285, 406
отражения вертикальное	380, 599
нормальное	149, 154, 420
Выпадение слоя	189
Вычитание волн	515, 532
Вязкого трения теория	35
Газогидрат	111
Гамильтона уравнение	33
Гильberta преобразование	484, 509, 649
Годограф вертикальный	141, 180, 537

встречный	141, 446, 546
динамический	448
исправленный	445
линейный	138, 150, 156, 163
наблюденный	445
нагоняемый	141
нагоняющий	141
непродольный	141, 152, 158
общей глубинной площадки	175
средней (глубинной) точки	139, 153, 165, 170
точки возбуждения	138, 144, 169, 186
отражения	141, 159
приема	139
поверхностный	138, 144, 149, 153, 163, 166, 447
продольный	141, 145, 157, 174
равных дистанций	140
разностный	446, 547
сводный	447
сглаженный	445
составной	446
Горизонт сейсмический	622
опорный (маркирующий)	132, 438
целевой	132
Граница сейсмическая	42, 112
гладкая	114
криволинейная	66, 161
плоская	42, 50
шероховатая	68, 114
отражающая	50, 113
сильная	114
слабая	114
преломляющая	62, 115
скоростная	50
Граничные условия	43, 590
Граф обработки	377
Группирование источников	323, 332, 524
сейсмоприемников	336, 522
Гука закон	13
обобщенный	34
Гюйгенса-Френеля принцип	31, 566

Деконволюция	457
добротности	477
поверхностно-согласованная	475
по форме сигнала	480
прогностическая	457, 467, 471
сжатия	457, 464, 474
спектрально-выравнивающая	479
стратиграфическая	480
частотно-пространственная	507
Детонирующий шнур	325
Деформация упругая	13
Децибел	452
Диаграмма лучевая	193
Диапазон динамический естественный	204
мгновенный	229
общий	235
полный	227
частотный	232
Дискретизация интервал (шаг)	235, 338
частота	238, 244
Дисперсии уравнение	594
Дисперсия скорости	36, 88
Дистанций спектр	320
Дистанция	138, 297
Дифракционное преобразование	581
Дифракция	68
Длина волны	29
видимая (преобладающая)	20
кажущаяся	46
сейсмической записи	236
Длительность волны	22
Добротность	35, 477
Задание (геологическое, техническое)	360
Задача обратная	8, 369
динамическая	371
кинематическая	370
прямая	7
Задержка начала записи	236

Замещение слоя	419
Запись волны	21
колебаний аналоговая	224, 226
цифровая	224, 227
Заряд ВВ	119, 284
Затухания коэффициент	18, 257
Зона малых скоростей (ЗМС)	118, 200, 404
мертвая	174
неполной кратности перекрытия	299, 312, 693
пониженных скоростей	118
прослеживаемости волны	303, 315
растяжения	20
сжатия	20
Зондирование волновое	205, 306
глубинное сейсмическое (ГСЗ)	682
зоны малых скоростей	307, 406
общей глубинной площадки	306
точечное	296
Идентичность каналов амплитудная	237
фазовая	237
Изохрона	135
дифракции	586
отражения	564
Инверсия динамическая	371, 651
кинематическая	370
Интерпретация	373
динамическая	371, 641
кинематическая	370, 621
структурно-формационная	677
Интерференционная система	513
для неплоских волн	527
для плоских волн	516
Интерференционной системы КНД	515
характеристика направленности	514, 518, 528
статистическая	333, 337, 516
Интерференция волн	435, 440
Источник взрывной	119, 321, 355
мнимый	148, 169

невзрывной	122
вибрационный	124, 287, 327
импульсный	123, 326
пневматический	125, 289
электроискровой	126, 349
сферических поперечных волн	22
продольных волн	17
типа сосредоточенной силы	25
Источника коэффициент затухания	18, 23
невзрывного тротиловый эквивалент	327
собственная частота	18, 23
собственные колебания	19, 23
характеристика временная	19, 23
направленности	26, 77
частотная	18, 22
эпицентр	144
Кабель телеметрический	343
Кадр цифровой сейсмограммы	249
Канал открытый	233
Каротаж акустический (АК)	351, 539
микросейсмический (МСК)	351, 406
псевдоакустический (ПАК)	651
сейсмический (СК)	350, 537
Карта изопахит	633
доверительной вероятности	638
изохрон	140, 633
скоростей	561, 634
структурная	632, 688, 697
Каустика	67, 161
Квазианизотропия	99, 112
Кепстр	481
Кирхгофа интеграл	28
Кнотта-Цеппритца уравнение	48
Колмогорова-Винера уравнение	460, 498
Компонентность наблюдений	295
Конверсии коэффициент	53
Конрада граница	683
Контакт почва-сейсмоприемник	231, 336

Корректность обратной задачи	371
Коррекция кинематических поправок	392, 426
остаточных фазовых сдвигов	393, 416
статических поправок	392, 409
автоматическая	410
полуавтоматическая	410, 414
Коррелограмма	125, 328
Корреляция волн	379, 433, 437, 440, 621
групповая	683
позиционная	435
поляризационно-позиционная	444
транспозиционная	435
фазовая	434
Коса сейсмическая	342
буксируемая	345
донная	348
плавающая	349
Котельникова теорема	239
Краевой эффект миграции	586
фильтрации	474
Кратность перекрытия	296
полная	313
поперечная	312
продольная	312
Критическая точка	61
Критический угол	54
Куб сейсмический временной	379, 569
мигрированный	380, 576
глубинный	380, 576
скоростной	380, 561
Ламе постоянные	14, 661
уравнение	14
Линейность аппаратуры	229
преобразователя	17
Линия боевая	285, 356
отражения	149
приведения	404
Локальности свойство	31

Луч	19, 136
начальный	62
нормальный	50, 72, 420
центровой	300
Луча параметр	47
Лучевая трубка	32
Лучевой метод	32, 64
Лэмба задача	76
Мгновенные динамические характеристики	649
Медленность	511, 517
Методы сейсморазведки	127
Миграция	380, 575
временная	578
частичная	597, 605
глубинная	578
двумерная	576
до суммирования	395, 579
конечноразностная	589
по Кирхгофу	582
после суммирования	395, 579
спектрально-частотная	593
трехмерная	576
Микросеймы	131, 207
Мода нормальная	87
просачивающаяся	87
Моделирование волн	208
математическое	209, 398
физическое	208
Модель сейсмогеологическая	7, 209, 371, 396
сейсмограммы	216, 373
сверточно-аддитивная	219
сейсмостратиграфическая	672
среды горизонтально-слоистая	200, 210
слоисто-градиентная	210
слоисто-однородная	210, 372
толстослоистая	210
тонкослоистая	210
эффективная сейсмическая (ЭСМ)	211, 655

Модуль сдвига	14
Модуляция дельта-сигма	243
импульсно-кодовая	240
Мониторинг сейсмический	295, 349
Мохоровичча (Мохо) граница	683, 685
Мьютинг начальный	390, 425
растяжения	425
Найквиста частота	239, 494
Накапливание синхронное	327, 331
Напряжение упругое	13
Нарушение разрывное	626
Начальная точка	173
Нейронные сети	669
Нелинейных искажений коэффициент (КНИ)	230
Несогласия схема	673
Нормальное падение (отражение)	50, 147
Обработка данных	369, 374, 386
интерактивная	377
начальная	391
оперативная	381
основная	385
пакетная	377
по методу ОСТ (ОГТ)	386, 527
предварительная	390
специальная	385
стандартная	385
Обработки процедуры	378
средства	400
Октава	452
Организация работ	360
Ось синфазности	434
Отметка момента возбуждения	285, 356
Отражение опорное (маркирующее)	438
Отражения коэффициент	48, 213, 642, 651, 659
эффективный	655
Отчет о работах	363
Охрана среды	358

Палеореконструкция	675
Параметрическая развертка отображений (ПРО)	605
Партия сейсмическая	363
Перекрытие многократное	298, 303, 310
Периоды работы партии	363
Персептрон	670
Планирование съемки	361, 693
Петля годографа	161, 574
Плоскость лучевая	147
обобщенная	300
Плотность породы	104
потока энергии	32
Площадка отражающая эффективная	73, 640
Поглощения декремент	35, 116
коэффициент	34, 11
эффективный	117
Поисковые исследования	689
Поле времен	135
обобщенное	136
Поля времен градиент	137, 142
уравнение	33
функция	135
Поправка за фазу	408
кинематическая	222, 379, 392, 420
дифферентная	597
нормальная	422
обратная	533, 604
статическая	222, 379, 404
априорная	392, 404
корректирующая	409
Пористость породы	107
Построение границ	563
отражающих	563, 569, 575
преломляющих	611, 617
Потеря полуволны	49
Прогнозирование геологического разреза (ПГР)	644
Проект технический	360
Проникание первого рода	179
второго рода	98, 197

Просвечивание сейсмическое	129, 417
Протяженность колебаний	20
Профилирование вертикальное сейсмическое (ВСП)	129, 350, 541
непрерывное	296
однократное (ОНП)	299
сейсмоакустическое (НСАП).....	129, 334, 349
непродольное	296, 308
продольное	296, 302
Профиль основной	309, 689
параметрический	542
развернутый	300
связующий	309, 689
широкий	308
Прохождения коэффициент	48, 642
Пуассона коэффициент	14, 104, 659, 705
Пузырева импульс	221
Пункт возбуждения	294, 297, 310
приема	294, 297, 310
Пьезоэффект	261
Радиогеодезические системы	355
Радона преобразование	508
Разрез временной	379, 569
атрибутов АВО	662
динамический	379
кинематический	379
мгновенных амплитуд	650
фаз	650
частот	650
мигрированный	576
общей глубинной площадки (ОГП)	616
средней (глубинной) точки	386, 394
точки возбуждения	414
приема	414
ПАК	652
палеосейсмический	674
синтетический	216
ЭКО	657
глубинный	576
скоростной	380, 559

Разрешающая способность МОВ	638
Разрешенность записи амплитудная	454
временная	455
Рассеяние волн	117
Расстановка приемная	297
Растяжения коэффициент	425
Расхождение фронта геометрическое	20
Расхождения радиус	64
эффективный	65
Реверберация	470
Региональные исследования	686
Регистратор	225
Регулировка усиления автоматическая (АРУ)	225
мгновенная (МАРУ)	241
программная (ПРУ)	225
ступенчатая	234
Регулируемое направленное излучение (РНИ)	526
Регулируемый направленный прием (РНП)	525
Регуляризация фильтра	466, 468
Редактирование сейсмограмм	382, 390
Режим обработки	377
Рефракция	97, 195, 617
Риккера импульс	221
Свип-сигнал	124, 330
ЛЧМ	124, 327
Сглаживание данных	558
Сейсмика геометрическая	32
Сейсмическая стратиграфия	672
томография	417, 701
фация	675
Сейсмический комплекс	673
Сейсмогеологические условия	132
Сейсмограмма импульсная	212
дистанционная	662
накопленная	426, 430
общей средней (глубинной) точки	140, 391
точки возбуждения	140, 388
отражения	602

приема	140
полярная	442
равных дистанций	140
синтетическая	212
угловая	662
цифровая	248
Сейсмоприемник	225, 265
индукционный	251, 267
пьезоэлектрический	261, 268
Сейсмоприемника коэффициент затухания	256
собственная частота	256, 335
собственные колебания	255
характеристика временная	256
направленности	264
частотная	259
чувствительность	255, 268
Сейсморазведка	5, 682
1D, 2D, 3D, 4D	295
вибрационная	327
высокоразрешающая	129
геологическая	703
гидрогеологическая	701
глубинная	686
детализационная	691
инженерная	699
многоволновая	693
морская	344
наземная	341
нефтегазовая	687
поисковая	689
региональная	686
рудная	707
скважинная	350
угольная	705
шахтная	706
Сейсмогеологический канал	7, 217
Сейсмообрабатывающий канал	7
Сейсморазведочный канал	6
Сейсморегистрирующий канал	7, 224, 227

Сейсмостанция	236
донная автономная	350
линейная	236, 271
телеметрическая	236, 276
Сеть профилей	309, 689, 691
Синфазности критерий	427
ось	434
Синхронизация возбуждения	285
Система наблюдений	294
встречная	298
линейная	294, 315
нерегулярная	296
однонаправленная	298
площадная	310, 319, 693
регулярная	296
управления вибраторами	288
Скоростей обобщение	380, 559
определение	379
погрешности	550
сканирование	432
спектр	426, 430
вертикальный	429, 549
горизонтальный	431
Скорости градиент	192
инверсия	98
индикатриса	99
Скоростная колонка	561
Скоростной анализ	426
закон	548
Скорость граничная	174, 380
групповая (лучевая)	39, 99
интервальная	539
истинная	540
кажущаяся	45
лучевая средняя	552
эффективная	552
пластовая	380, 538, 557
поперечной волны	16, 106
продольной волны	15, 105

средняя	537, 563
фазовая (нормальная)	36, 99
эффективная	379, 544
ОГТ (среднеквадратическая)	157, 422, 426, 548
пределальная	423, 556
Слой сейсмический	82, 210, 538
градиентный	210
однородный	210
толстый	90
тонкий	93
Слоя тонкого частотная характеристика	94
Снеллиуса закон	47
Снос сейсмический	570
Сопротивление волновое	49
Спаркер	126
Спектрально-временной анализ (СВАН)	678
Спектр частотный	203, 453
двумерный	492, 500
Сплайн	558
Спутниковое позиционирование	348, 352
Среда абсолютно упругая	13
анизотропная	99
горизонтально-слоистая	184, 187
градиентная	97, 192, 196
изотропная	14
квазианизотропная	99, 112
линейно неупругая	34
мутная	118
неоднородная	42
непрерывная (сплошная)	13
однородная	14
поглощающая (диссилативная)	33
трансверсально-изотропная	99
Среднего времени уравнение	107
Средних скоростей метод	563
Срез временной	636
Стационарность волнового поля	497
Стоимость сейсморазведки	365
Стратификация горизонта	623

Суммирование окончательное	394
оптимальное взвешенное	499
предварительное	391
Суммомента РНП	526
Суммотрасса	526, 531
Суперпозиции принцип	16, 450
Схема структурная (горизонта)	633
Тестирование процедур	390, 393, 463
Техника безопасности	357
Топогеодезические работы	352
Точности оценка внешняя	637
внутренняя	637
Трасса атрибутов	664
импульсная	212
комплексная	649
модельная (эталонная)	411
синтетическая	212
Тротиловый эквивалент	327
Угол выхода	142
отражения	46
падения	42
прохождения (преломления)	46
наклона истинный	146
кажущийся	149
Удар повторный	126, 335
Упругого последействия теория	34
Уровень приведения	222
Урупова-Дикса формула	557
Усилитель записи	225, 234
Условия возбуждения	119, 321, 524
приема	335, 522
Фазовость максимальная	472
минимальная	453, 472, 483
нулевая	452, 462, 482, 624
Ферма принцип	31
Физическое наблюдение	344

Фильтр антиалайсинговый	233, 240, 275
веерный	502
верхних частот (ФВЧ)	232, 284, 451
дереверберационный	471
записи	225, 274, 283
зеркальных частот (ФЗЧ)	233, 240, 275
когерентный	505
линейно-фазовый	453
минимально-фазовый	453
нижних частот (ФНЧ)	232, 274, 451
нуль-фазовый	452
оптимальный	456
воспроизведения	456, 461, 474, 499
корректирующий	457, 468
многоканальный	495
обнаружения	456, 458, 474
обратный прогностический	457, 467, 471
скатия	457, 464, 474
скоростной	498
переменный во времени	453
полосовой (ФП)	451, 462, 468
поляризационный	444
режекторный (ФР)	232, 282, 451
рекурсивный	462
согласованный	457
стационарный во времени	453
фазово-частотный	595
физически неосуществимый	452, 462
осуществимый	452, 483
частотный линейный	451
Фильтрация многоканальная	378, 492
в т-р области	508
одноканальная	378, 450
Флюид-фактор	661
Фокусировка лучей	68, 161
Формат записи сейсмический	248
демультиплексный	249
мультиплексный	249
Формационный объект	677

Френеля зона	29, 73, 640
Фурье-преобразование	258, 451, 454, 462, 492
Циклит	677
Частота видимая (преобладающая)	21
временная	493
пространственная	493
Эйкоала уравнение	33
Эйри фаза	88
Экранирование	92
Электродetonатор	284, 351
Электромеханической связи коэффициент	252
Этикетка (паспорт) сейсмограммы	381
Эхо-глубина	146
Юнга модуль	14, 104
Яркое/тусклое пятно	644

Список литературы

1. Авербух А. Г. Интерпретация материалов сейсморазведки преломленными волнами. М.: Недра. 1975. 224 с.
2. Авербух А. Г. Изучение состава и свойств горных пород при сейсморазведке. М.: Недра. 1982. 232 с.
3. *Альгин Л. М., Даев Д. С., Каринский А. Д. Теория полей, применяемых в разведочной геофизике. М.: Недра. 1985. 407 с.
4. Берзон И. С. Сейсмическая разведка вертикально-слоистых сред фундамента. М.: Недра. 1977. 320 с.
5. *Бондарев В. И. Основы сейсморазведки. Екатеринбург: Издательство УГГГА. 2003. 332 с.
6. Воскресенский Ю. Н. Изучение изменений амплитуд сейсмических отражений для поисков и разведки залежей углеводородов. М.: Издательство РГУ нефти и газа. 2001. 68 с.
7. Гальперин Е. И. Поляризационный метод сейсмических исследований. М.: Недра. 1977. 280 с.
8. Гальперин Е. И. Вертикальное сейсмическое профилирование. М.: Недра. 1982. 344 с.
9. Гамбурцев Г. А. Основы сейсморазведки. М.: Гостоптехиздат. 1959. 378 с.
10. Глаголев В. А. Спутниковое навигационно-геодезическое обеспечение геолого-геофизических исследований. СПб.: ВИРГ-Рудгеофизика. 2000. 116 с.
11. Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс), 2001 / Под ред. А. Ф. Морозова. Тверь: Издательство ГЕРС. 286 с.
12. Гогоненков Г. Н. Изучение детального строения осадочных толщ сейсморазведкой. М.: Недра. 1987. 221 с.
13. Гольдин С. В. Интерпретация данных сейсмического метода отраженных волн. М.: Недра. 1978. 344 с.
14. Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах, 1962 / Под ред. И. С. Берzon. М.: Издательство АН СССР. 512 с.
15. Инструкция по сейсморазведке. Л.: Недра. 1986. 80 с.

* Издания, имеющие гриф учебника или учебного пособия

16. Интерпретация данных сейсморазведки: Справочник, 1990 / Под ред. О. А. Потапова. М.: Недра. 448 с.
17. Казаков А. Т. Методика и техника взрывных работ при сейсморазведке. М.: Недра. 1987. 296 с.
18. Калишин А. В., Калинин В. В., Пивоваров Б. Л. Сейсмоакустические исследования на акваториях. М.: Недра. 1983. 204 с.
19. Караев Н. А., Рабинович Г. Я. Рудная сейсморазведка. М.: ЗАО ГеоИнформмарк. 2000. 366 с.
20. Кауфман А. А., Левшин А. Л. Введение в теорию геофизических методов. Часть 3. Акустические и упругие волновые поля в геофизике. М.: ООО Недра-Бизнесцентр. 2001. 519 с.
21. Кауфман А. А., Левшин А. Л., Парнер К. Л. Введение в теорию геофизических методов. Часть 4. Акустические и упругие волновые поля в геофизике. М.: ООО Недра-Бизнесцентр. 2003. 661 с.
22. Клаэрбоут Д. Ф. Сейсмическое изображение земных недр. М.: Недра. 1989. 407 с.
23. Козлов Е. А. Распознавание и подавление многократных волн в сейсморазведке. М.: Недра. 1982. 248 с.
24. Козлов Е. А. Миграционные преобразования в сейсморазведке. М.: Недра. 1986. 247 с.
25. Кондратьев О. К. Сейсмические волны в поглощающих средах. М.: Недра. 1986. 176 с.
26. Кострыгин Ю. П. Сейсморазведка на сложных сигналах. Тверь: Издательство ГЕРС. 2002. 416 с.
27. Мак-Куиллин Р., Бекон М., Барклай У. Введение в сейсмическую интерпретацию. М.: Недра. 1985. 308 с.
28. Методические рекомендации по применению пространственной сейсморазведки 3D на разных этапах геологоразведочных работ на нефть и газ. М. 2000. 64 с.
29. Мешбей В. И. Сейсморазведка методом общей глубинной точки. М.: Недра. 1973. 152 с.
30. Мешбей В. И. Методика многократных перекрытий в сейсморазведке. М.: Недра. 1985. 264 с.
31. Мушин И. А., Корольков Ю. С., Чернов А. А. Выявление и картирование дизьюнктивных дислокаций методами разведочной геофизики. М.: Научный мир. 2001. 120 с.
32. Палагин В. В., Попов А. Я., Дик П. И. Сейсморазведка малых глубин. М.: Недра. 1989. 210 с.

33. Петрашень Г. И., Нахамкин С. А. Продолжение волновых полей в задачах сейсморазведки. Л.: Наука. 1973. 170 с.
34. Потапов О. А. Организация и технические средства сейсморазведочных работ. М.: Недра. 1989. 260 с.
35. Применение сейсмоакустических методов в гидрогеологии и инженерной геологии; Под ред. Н. Н. Горяинова. М.: Недра. 1992. 264 с.
36. Применение эффективной сейсмической модели. Н. И. Берденникова, Г. В. Голикова, А. В. Гроссгейм и др. М.: Недра. 1985. 184 с.
37. Притчет У. Получение надежных данных сейсморазведки. М.: Мир. 1999. 448 с.
38. Птецов С. Н. Анализ волновых полей для прогнозирования геологического разреза. М.: Недра. 1989. 135 с.
39. Пузырев Н. Н. Методы и объекты сейсмических исследований. Новосибирск: Издательство СО РАН. 1997. 301 с.
40. *Рапопорт М. Б. Вычислительная техника в полевой геофизике. М.: Недра. 1993. 350 с.
41. Ризниченко Ю. В. Сейсморазведка слоистых сред. М.: Недра. 1985. 184 с.
42. *Рябинкин Л. А. Теория упругих волн. М.: Недра. 1987. 182 с.
43. Саваренский Е. Ф. Сейсмические волны. М.: Недра. 1972. 296 с.
44. Сейсмическая разведка методом поперечных и обменных волн. Н. Н. Пузырев, А. В. Тригубов, Л. Ю. Бродов и др. М.: Недра. 1985. 277 с.
45. Сейсмическая стратиграфия; Под ред. Ч. Пейтона. М.: Мир. 1982. Т.1. 840 с., Т.2. 848 с.
46. Сейсмическая томография; Под ред. Г. Нолета. М.: Мир. 1990. 416 с.
47. Сейсморазведка: Справочник геофизика; Под ред. В. П. Номоконова. М.: Недра. 1990. Кн.1. 336 с., Кн.2. 400 с.
48. Славкин В. С., Копилевич Е. А. Моделирование природных резервуаров нефти и газа на основе структурно-литологической интерпретации данных сейсморазведки и бурения. М.: ВНИОЭНГ. 1995. 168 с.
49. Структурно-формационная интерпретация сейсмических данных. И. А. Мушин, Л. Ю. Бродов, Е. А. Козлов, Ф. И. Хатьянов. М.: Недра. 1990. 299 с.
50. Теплицкий В. А. Применение скважинной сейсморазведки для изучения структур в нефтегазоносных районах. М.: Недра. 1973. 136 с.
51. Теория и практика наземной невзрывной сейсморазведки; Под ред. М. Б. Шнеерсона. М.: Недра. 1998. 528 с.
52. Тимошин Ю. В. Импульсная сейсмическая голография. М.: Недра. 1978. 286 с.
53. Уайт Дж. Э. Возбуждение и распространение сейсмических волн. М.: Недра. 1986. 262 с.
54. Уотерс К. Отражательная сейсмология. М.: Мир. 1981. 452 с.
55. *Урупов А. К. Основы трехмерной сейсморазведки. М.: Изд. Нефть и газ РГУНГ. 2004. 584 с.
56. Урупов А. К., Левин А. Н. Определение и интерпретация скоростей в методе отраженных волн. М.: Недра. 1985. 236 с.
57. Учет неоднородностей верхней части разреза в сейсморазведке. В. С. Козырев, А. П. Жуков, И. П. Коротков и др. М.: ООО Недра-Бизнесцентр. 2003. 277 с.
58. Хэттон Л., Уэрдингтон М., Мейкин Дж. Обработка сейсмических данных. М.: Мир. 1989. 216 с.
59. Шерифф Р., Гелдарт Л. Сейсморазведка. М.: Мир. 1987. Т.1. 447 с., Т.2. 400 с.
60. Шлезингер А. Е. Региональная сейсмостратиграфия. М.: Научный мир. 1998. 144 с.
61. Yilmaz Oz., 2001, Seismic Data Analysis. Tulsa, SEG. V.1. 1000 p. V.2. 1000 p.

Оглавление

<i>Предисловие</i>	3
<i>Введение</i>	5

ЧАСТЬ I. ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Глава 1. Сейсмические волны в однородных средах	13
1.1. Волны в абсолютно упругих средах	13
1.1.1. Волновое уравнение. Продольные и поперечные волны	14
1.1.2. Сферические волны и их источники. Плоские волны	17
1.1.3. Направленность источников. Принцип взаимности	25
1.1.4. Интеграл Кирхгофа. Зона Френеля. Принципы Гюйгенса-Френеля и Ферма	28
1.1.5. Геометрическая сейсмика и уравнение эйконала	32
1.2. Волны в поглощающих средах	33
1.2.1. Свойства поглощающих сред	34
1.2.2. Распространение волн в поглощающих средах	36
<i>Контрольные вопросы</i>	40
Глава 2. Сейсмические волны в неоднородных средах	42
2.1. Среды с одной границей раздела	42
2.1.1. Отражение и прохождение плоских волн	42
2.1.2. Отражение и прохождение сферических волн. Головные волны	58
2.1.3. Криволинейные и шероховатые границы. Дифракция	66
2.1.4. Эффективная отражающая площадка	71
2.1.5. Задача Лэмба и поверхность волна Релея	76

2.2. Среды с несколькими границами раздела	82
2.2.1. Слой на полупространстве. Многократные волны	82
2.2.2. Интерференционные волны и волноводы	86
2.2.3. Многослойная среда. Толстые слои и экранирование	90
2.2.4. Тонкослоистая среда	93
2.3. Градиентные и анизотропные среды	96
2.3.1. Рефрагированные волны в градиентной среде	97
2.3.2. Волны в анизотропных средах. Квазианизотропия	99
<i>Контрольные вопросы</i>	101

Глава 3. Геологические основы и методы сейсморазведки	103
3.1. Упругие волны в горных породах	103
3.1.1. Скорости сейсмических волн	103
3.1.2. Сейсмические границы	112
3.1.3. Поглощение и рассеяние волн	116
3.1.4. Зона малых скоростей	118
3.1.5. Возбуждение упругих волн	119
3.2. Методы сейсморазведки и сейсмогеологические условия	127
3.2.1. Основные методы сейсморазведки	127
3.2.2. Полезные волны и помехи	131
3.2.3. Сейсмогеологические условия	132
<i>Контрольные вопросы</i>	133

Глава 4. Поля времен и кинематика волн в двухслойных средах	135
4.1. Теория поля времен	135
4.1.1. Поле времен	135
4.1.2. Временные поля и годографы	137
4.1.3. Кажущаяся скорость	142

4.2. Годографы прямых и отраженных волн	144
4.2.1. Прямая волна	144
4.2.2. Годографы ОТВ отраженной волны от плоской границы	146
4.2.3. Годографы ОСТ (ОГТ) и ОТО отраженной волны от плоской границы	153
4.2.4. Волны, отраженные от криволинейных границ	161
4.2.5. Дифрагированные волны	162
4.2.6. Кратные отраженные волны	168
4.2.7. Обменные отраженные волны	171
4.3. Годографы головных и проходящих волн	172
4.3.1. Головная волна от плоской границы	172
4.3.2. Головная волна от криволинейной границы. Проницание 1-го рода	177
4.3.3. Вертикальные годографы различных волн	180
Контрольные вопросы	181

Глава 5. Кинематика волн в многослойных и градиентных средах	184
5.1. Годографы волн в многослойных средах	184
5.1.1. Отраженные волны в горизонтально-слоистой среде	184
5.1.2. Головные волны в горизонтально-слоистой среде	187
5.1.3. Головные и дифрагированные волны в сложных средах	189
5.2. Годографы волн в градиентных средах	191
5.2.1. Уравнение лучей и поля времен	191
5.2.2. Головные, рефрагированные, отраженные волны. Проницание 2-го рода	194
Контрольные вопросы	198

Глава 6. Структура и моделирование волновых полей	199
6.1. Структура наблюдаемого волнового поля	199
6.1.1. Основные компоненты сейсмического поля	199

6.1.2. Интенсивность и спектральный состав волн. Естественный динамический диапазон	203
6.1.3. Волновые зондирования. Регулярные, нерегулярные и случайные волны	205
6.2. Моделирование волновых полей	207
6.2.1. Задачи и методы моделирования	208
6.2.2. Сейсмогеологические модели	209
6.2.3. Синтетические и импульсные сейсмограммы	212
6.2.4. Математическая модель сейсмограммы	216
Контрольные вопросы	222

ЧАСТЬ II. ПОЛУЧЕНИЕ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ ДАННЫХ

Глава 7. Техника полевых сейсморазведочных работ	224
7.1. Основы регистрации сейсмических сигналов	224
7.1.1. Состав сейсморегистрирующего канала	224
7.1.2. Характеристики сейсморегистрирующего канала	227
7.1.3. Принципы цифровой регистрации	238
7.2. Сейсмоприемники	251
7.2.1. Теория индукционного сейсмоприемника	251
7.2.2. Теория пьезоэлектрического сейсмоприемника	261
7.2.3. Характеристика направленности сейсмоприемника	264
7.2.4. Устройство и рабочие параметры сейсмоприемников	267
7.2.5. Сейсмические акселерометры	269
7.3. Сейсморазведочные станции	271
7.3.1. Линейные сейсмостанции	271
7.3.2. Телеметрические сейсмостанции	276
7.4. Сейсмические источники	284
7.4.1. Взрывы зарядов ВВ	284

7.4.2. Гидравлические вибраторы	286
7.4.3. Пневматические источники	289
<i>Контрольные вопросы</i>	291
Глава 8. Методика полевых сейсморазведочных работ	294
8.1. Системы наблюдений	294
8.1.1. Разновидности и параметры систем наблюдений	294
8.1.2. Линейные системы наблюдений 2D сейсморазведки	296
8.1.3. Площадные системы наблюдений 3D сейсморазведки	310
8.1.4. Выбор параметров систем наблюдений	314
8.2. Возбуждение и прием упругих волн	321
8.2.1. Применение взрывных источников	321
8.2.2. Применение невзрывных источников	326
8.2.3. Прием и запись колебаний	335
<i>Контрольные вопросы</i>	339
Глава 9. Технология, организация и экономика сейсморазведочных работ	341
9.1. Технология полевых работ	341
9.1.1. Наземная сейсморазведка	341
9.1.2. Морская сейсморазведка	344
9.1.3. Скважинная сейсморазведка	350
9.1.4. Топогеодезические работы и спутниковое позиционирование	352
9.1.5. Буровые и взрывные работы	355
9.1.6. Техника безопасности и охрана окружающей среды	357
9.2. Организация и экономика сейсморазведочных работ	359
9.2.1. Организация сейсморазведочных работ	360
9.2.2. Экономика сейсморазведочных работ	364
<i>Контрольные вопросы</i>	367

ЧАСТЬ III. ОБРАБОТКА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ ДАННЫХ	311
Глава 10. Основы обработки сейсморазведочных данных	369
10.1. Обратная задача теории сейсморазведки и ее решение	369
10.1.1. Возможности решения и корректность обратной задачи	369
10.1.2. Стадии обработки и интерпретации	374
10.1.3. Алгоритмы и режимы обработки	375
10.2. Структура обработки полевых материалов	377
10.2.1. Процедуры обработки	378
10.2.2. Оперативная и основная обработка	381
10.2.3. Обработка по методу ОСТ (ОГТ)	386
10.3. Средства обработки сейсмических данных	400
<i>Контрольные вопросы</i>	402
Глава 11. Введение поправок и корреляция волн	404
11.1. Расчет и коррекция поправок	404
11.1.1. Расчет статических поправок	404
11.1.2. Коррекция статических поправок и остаточных фазовых сдвигов	409
11.1.3. Учет неоднородностей ВЧР методами томографии и замещения слоя	417
11.1.4. Расчет и введение кинематических поправок. Мьютинг	420
11.1.5. Коррекция кинематических поправок. Скоростной анализ	426
11.2. Корреляция волн и составление гидографов	433
11.2.1. Общие принципы корреляции	433
11.2.2. Корреляция отраженных волн	437
11.2.3. Корреляция преломленных волн	440
11.2.4. Корреляция волн при трехкомпонентных наблюдениях	442

11.2.5. Составление годографов	444
<i>Контрольные вопросы</i>	448
Глава 12. Частотная фильтрация и модификация амплитуд колебаний	450
12.1. Задачи частотной фильтрации и ее разновидности	450
12.1.1. Линейные частотные фильтры	450
12.1.2. Задачи фильтрации и выбор фильтров	453
12.1.3. Оптимальные согласованные фильтры. Уравнение Колмогорова-Винера	457
12.1.4. Оптимальные обратные и корректирующие фильтры, их регуляризация	464
12.1.5. Другие виды деконволюции	474
12.1.6. Оценка формы импульса. Минимально-фазовый импульс	481
12.2. Модификация амплитуд сейсмических трасс	485
12.2.1. Нормировка амплитуд	485
12.2.2. Коррекция амплитуд	486
12.2.3. Регулировка амплитуд	487
<i>Контрольные вопросы</i>	489
Глава 13. Пространственно-временная фильтрация сейсмических колебаний	492
13.1. Основы двумерной фильтрации	492
13.1.1. Двумерный спектр волнового поля и многоканальная фильтрация	492
13.1.2. Стационарность волновых полей и оптимальные фильтры	497
13.1.3. Модель двумерного спектра и f - k фильтрация	500
13.1.4. Веерные и когерентные фильтры	502
13.1.5. Частотно-пространственная f - x деконволюция	507
13.1.6. Двумерная фильтрация в τ - p области	508
13.2. Интерференционные системы	513

13.2.1. Свойства интерференционных систем	513
13.2.2. Суммирование плоских волн	516
13.2.3. Группирование сейсмоприемников и источников	522
13.2.4. Направленный прием и направленное излучение	525
13.2.5. Суммирование неплоских волн. Метод ОСТ (ОГТ)	527
13.2.6. Вычитание волн-помех	532
<i>Контрольные вопросы</i>	534
Глава 14. Определение сейсмических скоростей	537
14.1. Прямые измерения скоростей	537
14.1.1. Обработка данных сейсмического и акустического каротажа	537
14.1.2. Вертикальное сейсмическое профилирование ..	541
14.1.3. Параметрические измерения	542
14.2. Определение скоростей по данным МОВ и МПВ	543
14.2.1. Эффективная скорость и возможности ее определения	544
14.2.2. Определение эффективной скорости по годографам	545
14.2.3. Определение эффективной скорости по волновой картине	548
14.2.4. Погрешности определения эффективной скорости	550
14.2.5. Предельная эффективная скорость и определение пластовой скорости	556
14.2.6. Обобщение данных о скоростях	557
<i>Контрольные вопросы</i>	561
Глава 15. Сейсмическое изображение геологических сред	563
15.1. Сейсмическое изображение по данным МОВ	563
15.1.1. Построение отражающих границ по годографам	563

15.1.2. Временные разрезы и кубы. Сейсмический снос	569
15.1.3. Основы сейсмической миграции	575
15.1.4. Миграция по Кирхгофу	582
15.1.5. Конечно-разностная миграция	589
15.1.6. Миграция в частотной области	593
15.1.7. Частичная временная миграция – дифферентные кинематические поправки	597
15.2. Сейсмическое изображение по данным МПВ	610
15.2.1. Построение преломляющих границ по продольным профилям. Метод общей глубинной площадки	611
15.2.2. Построение границ с учетом рефракции преломленных волн	617
Контрольные вопросы	618

**Глава 16. Интерпретация сейсморазведочных
данных** 621

16.1. Кинематическая интерпретация.....	621
16.1.1. Прослеживание и стратификация сейсмических границ	621
16.1.2. Выявление разрывных нарушений	626
16.1.3. Обнаружение многократных отражений	630
16.1.4. Составление и анализ сейсмических карт и схем	632
16.1.5. Точность и разрешающая способность сейсморазведки	636
16.2. Динамическая интерпретация	641
16.2.1. Возможности амплитудного анализа данных МОВ	641
16.2.2. Качественная интерпретация амплитуд – методы ЯТП, МДХ	644
16.2.3. Количественная интерпретация амплитуд – методы ПАК, ЭКО, АВО	651
16.2.4. Статистическая интерпретация сейсмических атрибутов – методы APA, AHA	664

16.2.5. Сейсмическая стратиграфия. Структурно- формационная интерпретация и СВАН	672
Контрольные вопросы	679
Глава 17. Основные области применения сейсморазведки 682	
17.1. Глубинные исследования земной коры	682
17.2. Региональные исследования	686
17.3. Поисковые работы	689
17.4. Детальные работы на нефть и газ	691
17.5. Инженерная, гидрогеологическая, геоэкологическая, угольная и рудная сейсморазведка	699
Контрольные вопросы	709
Предметный указатель	711
Список литературы	730
Оглавление	734

Г. Н. Боганик, И. И. Гурвич

СЕЙСМОРАЗВЕДКА

Издательство «АИС»

Россия, 170100, г. Тверь, ул. Новоторжская, 12 б

Лицензия ЛР № 030838 от 29 июня 1998 г.

Подписано в печать 20.06.2006. Формат 60×90 $\frac{1}{16}$.

Печать офсетная.

Усл. п. л. 46,5. Тираж 500 экз. Заказ № 1437.

Компьютерная верстка ООО «Издательство «Триада»;
Отпечатано в филиале ГУП ТО ТОТ «Ржевская типография»,
г. Ржев, ул. Урицкого, д. 91