

ББК 26.21
С 28
УДК 550.843 + 551.7

Спасский Б.А.

С 28 Сейсмостратиграфия: учеб.-метод. пособие /
Б.А.Спасский, И.Ю.Герасимова; Перм. ун-т. – Пермь, 2007. -
267 с.: ил.

ISBN 5-7944-0780-8

В данном пособии рассмотрены особенности технологий современной кинематической и динамической интерпретации данных сейсморазведки отраженными волнами при проведении геолого-разведочных работ на нефть и газ. Изложены общие идеи таких направлений, как прогнозирование геологического разреза, сейсмостратиграфическая и структурно-формационная интерпретация. Показана необходимость использования параметров волновых полей отраженных волн (атрибутов) для уточнения геолого-геофизических моделей месторождений и прогноза содержания углеводородов в породах.

Предназначено для студентов геологических специальностей вузов, в первую очередь студентов специальности 011200 «Геофизика».

Печатается по постановлению редакционно-издательского совета Пермского государственного университета

Рецензенты: кафедра геологии нефти и газа Пермского государственного технического университета (зам. зав. кафедрой, д-р геол.-мин. наук, проф. А.В.Растегаев); д-р геол.-мин. наук, проф. В.М.Прворов (КамНИИКИГС).

Данное пособие является победителем конкурса, проведенного Пермским государственным университетом в ходе реализации инновационной образовательной программы «Формирование инновационно-коммуникационной компетентности выпускников классического университета в соответствии с потребностями информационного общества в рамках приоритетного национального проекта «Образование».

ББК 26.21
УДК 550.843 + 551.7
ISBN 5-7944-0780-8 © Спасский Б.А., Герасимова И.Ю., 2007

Введение

Сейсмическая разведка методом отраженных волн (МОВ) широко используется при поисках и разведке месторождений нефти и газа. На начальном этапе развития ее роль заключалась в основном в построении геометрии отражающих границ, что позволяло выявлять перспективные объекты антиклинального типа. Но поскольку по мере освоения территорий основных нефтегазоносных провинций открытие крупных месторождений углеводородов (УВ) антиклинального типа становится маловероятным, изучение только структурных планов объектов является недостаточным для эффективного проведения геолого-разведочных работ (ГРП).

Поэтому главной задачей «нефтяной» сейсморазведки в современных условиях является создание модели изучаемого объекта, адекватной геологическому строению, которая позволит корректно оценить ресурсы УВ на этапе поисков и объективно подсчитать объем запасов по промышленным категориям на завершающих стадиях разведки. При этом, получаемая с учетом сейсморазведки геологическая модель должна обеспечить решение задач проектирования технологии разработки месторождения.

Часто при разработке месторождений возникают проблемы, связанные с тем, что свойства продуктивных пород в значительной степени изменяются по площади. Приток УВ из каждой следующей скважины становится плохо предсказуемым. Результаты интерпретации данных сейсморазведки часто лишь уточняют геометрию залежи, но не всегда дают ответ на вопрос о характере изменения фильтрационно-емкостных свойств пород-коллекторов, поскольку определение связей между параметрами волнового поля и геологическими и гидродинамическими характеристиками реальной среды необычайно сложны.

Именно поэтому (в условиях ограниченной промыслово-геологической информации, получаемой по редким скважинам) возникла необходимость создания новых технологий количественной интерпретации сейсмической информации, позволяющих проводить в межскважинном пространстве определение внутренней структуры среды, ее физических и

геологических свойств: плотности, пористости, глинистости, карбонатности, давления, проницаемости и т.п. Несмотря на то, что решение этой задачи часто является не простым, а иногда и математически не корректным, новые сейсмические технологии все шире используются для уточнения параметров реальных сред.

Большинство методов интерпретации основаны на поисках эмпирических зависимостей между сейсмическими параметрами и физическими свойствами пород. Опыт последних лет показывает, что применение мощной вычислительной техники, использование новых систем наблюдений и регистрирующей аппаратуры, не позволяют увеличить коэффициент удачи при бурении поисковых и разведочных скважин. Лишь работа с максимально возможной совокупностью характеристик, а не с единичными параметрами, дает возможность более корректно решать такие сложные задачи, как определение свойств геологической среды с помощью изучения характеристик волнового поля и скважинных данных.

В последние годы новые технологии интерпретации данных сейсморазведки методом отраженных волн, геофизических методов исследований скважин и бурения постоянно развиваются, появляется новая терминология, которая не всегда однозначно толкуется различными специалистами - геологами и геофизиками. Данное учебное пособие, составленное на основе лекций, прочитанных студентам геологических специальностей Пермского государственного университета в последние годы, - это попытка описать основные тенденции этого процесса. А название пособия должно указывать студентам-геофизикам, по мнению авторов, на необходимость учета при современных способах интегрированной интерпретации как геофизических, так и геологических данных. А студенты-геологи должны учитывать, что параметры волновых полей позволяют (при их правильном использовании) решать многие тонкие геологические задачи.

1. ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ НА НЕФТЬ И ГАЗ И РОЛЬ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ ОТРАЖЕННЫМИ ВОЛНАМИ В ЭТОМ ПРОЦЕССЕ

1.1. Этапы и современные особенности геолого-разведочных работ на нефть и газ

С момента появления сейсмического метода отраженных волн (МОВ) в комплексе поисково-разведочных работ на нефть и газ его основная роль заключалась в картировании структурных планов отложений и обнаружении потенциальных ловушек углеводородов (прежде всего, структур антиклинального типа). Однако даже в начальный период развития было ясно, что возможности сейсморазведки позволяют изучать не только характер залегания отражающих границ, но и решать более широкий круг задач, в том числе и определять характеристики коллекторов [9; 10; 43; 88].

Как известно, залежи нефти или газа – углеводородов (УВ) – это конечный продукт ряда предыдущих геологических и химических процессов, которые до сих пор недостаточно изучены. Для возникновения залежей УВ в самом общем виде необходимы определенные геологические условия:

- развитие осадочного бассейна, в пределах которого происходит образование осадочных пород значительной мощности;

- наличие органического вещества, которое в рассеянном состоянии откладывается вместе с осадками, преобразующимися в глинистые сланцы и другие породы-неколлекторы (нефтематеринские свиты);

- отложение пористых и проницаемых пород-коллекторов (песчаников, карбонатов) и их переслаивание с плотными породами-покрышками;

- достаточно быстрое захоронение нефтематеринских пород с органикой на сравнительно большие глубины, где возникают условия, необходимые для преобразования органики в углеводороды (высокое давление и температура свыше 100°);

- большие давления, при которых созревшие УВ вместе с водой выжимаются из глин (нефтематеринских пород) в прилегающие к ним пласты-коллекторы, становящиеся продуктивными пластами. Этот процесс, который часто

называется первичной миграцией, происходит во время постседиментационного уплотнения осадков, вызывая отделение нефти и газа от окружающей среды;

- тектоническая перестройка района с образованием ловушек УВ (например, структур антиклинального или более сложного типа строения);

- вторичная миграция нефти и газа, происходящая в пластах-коллекторах благодаря плавучести нефти и газа и движению воды сквозь проницаемые породы под воздействием гидродинамических факторов;

- перемещение нефти и газа вместе с водой до участков (ловушек), где дальнейшее их движение прекращается и происходит захват мигрирующих флюидов ловушками и формирование залежей.

С учетом этих фаз формирования залежей УВ геолого-разведочные работы на нефть и газ обычно проводятся в несколько этапов. В процессе **региональных** исследований изучаются общее геологическое строение региона, местоположение возможных нефтегазоносных бассейнов, зон нефтегазонакопления, а также крупных ловушек УВ. По результатам исследований проводится регионально-зональный прогноз углеводородов, даются рекомендации по параметрическому бурению глубоких скважин.

Поисковый этап направлен на поиски ловушек углеводородов (новых месторождений или новых залежей на ранее открытых месторождениях). По результатам исследований даются рекомендации по постановке поисково-разведочных скважин на выявленных ловушках с целью подтверждения их нефтегазоносности.

Объектом **разведочного** этапа является детализация строения уже открытых месторождений (ловушек, где нефтегазоносность продуктивных горизонтов уже подтверждена скважинами). На этом этапе устанавливается тип залежи (пластовый, массивный, литологический или стратиграфически ограниченный, тектонически экранированный), проводятся геометризация и определение ее границ, эффективной мощности коллектора, значений пористости, нефтенасыщенности и других параметров залежи в межскважинном пространстве.

Результирующим этапом работ является подсчет запасов, который утверждается специальной государственной комиссией по запасам (ГКЗ), после чего разрабатывается проект эксплуатации месторождения.

В процессе **эксплуатационного** этапа проводятся добыча УВ на уже разведанных месторождениях и мониторинговые работы по его разработке.

Именно сейсморазведка методом отраженных волн оказалась наиболее развитым геологическим инструментом как для проведения региональных работ, так и для поиска, разведки и даже мониторинговых исследований месторождений нефти и газа. При сейсмических исследованиях изучаются отражающие горизонты, которые чаще всего совпадают с положением в геологическом разрезе пород различного литологического состава, т. е. с геологическими границами. Поэтому сейсмические разрезы позволяют с высокой точностью устанавливать геометрию отражающих (геологических) границ и выявлять местоположение возможных структур-ловушек углеводородов. На цветном рис. 1.1 показан фрагмент сейсмического разреза в интервале прослеживания основных отражающих границ в карбоне и девоне для условий Пермского края [64]. Характер поведения осей синфазности отражает конфигурацию геологических границ в зоне распространения палеопрогибов Камско-Кинельской системы.

Как показали геологоразведочные работы последних лет, ввиду уже достаточно высокой разведанности территорий основных нефтегазоносных провинций (Волго-Уральской, Западно-Сибирской) объектами исследований часто становятся ловушки небольших размеров, со сложно построенными резервуарами (коллекторами), что приводит к повышению риска бурения пустых скважин. Соответственно, несмотря на возрастающие требования к точности и детальности структурных сейсмических построений и понимание необходимости прогноза петрофизических характеристик среды по данным сейсморазведки, намечаются неблагоприятные тенденции при поисках и разведке углеводородного сырья, приводящие к тому, что [38]:

- годовая добыча УВ не компенсируется приростом новых

запасов;

- крайне редко открываются крупные месторождения;
- повсеместно наблюдается сложное строение залежей (изменчивость фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) коллекторов, наличие разрывных нарушений в пределах продуктивных горизонтов, литологического замещения коллекторов и т.п.);

- увеличивается доля трудноизвлекаемых ресурсов, а среднее значение коэффициента извлечения нефти не превышает 0,3.

Для преодоления этих неблагоприятных тенденций при проведении геологоразведочных работ необходимо планировать решение следующих задач:

- расширить объем проведения региональных работ с целью поисков новых нефтегазоносных провинций (например, осваивать морские шельфы России);

- проводить поиски и разведку ловушек УВ не только антиклинального типа, но и более сложного строения;

- использовать сейсморазведку не только для решения структурных задач (определение геометрии отражающих границ), но и изучения характера изменения ФЕС продуктивных пластов за счет применения при интерпретации не только времен пробега волн (кинематических параметров), но и динамических характеристик волновых полей.

Применение дополнительной информации повышает достоверность и наглядность сейсмических отображений геологических разрезов за счет выявления внутренней структуры геологических тел. А это позволяет не только определять структурные модели ловушек, но и изучать емкостные и гидродинамические особенности продуктивных горизонтов. На решение этих задач и направлены современные технологии интерпретации сейсмических данных [35; 83; 90; 97].

1.2. Планирование и технология проведения сейсморазведочных работ МОВ

Сейсморазведочные (геофизические) предприятия относятся к разряду сервисных организаций. Они выполняют по заказу государства (Геологический комитет) или нефтяных компаний геофизические работы по проведению региональных исследований, решению поисковых или разведочных задач на отдельных территориях. С этой целью часто объявляется конкурс, выиграв который геофизическое предприятие получает от заказчика деньги на производство запланированных работ. Составляется геологическое задание, где указываются целевое назначение работ, геологические задачи исследований, последовательность и основные методы решения поставленных задач, ожидаемые результаты и сроки работ.

Составляется проект на проведение полевых работ, обработку и интерпретацию материалов и смета, где подсчитываются все финансовые затраты на постановку исследований. В проекте, на основе уже изученных особенностей геологического строения территории и с учетом опыта ранее проведенных здесь исследований, разрабатывается методика постановки полевых наблюдений, намечается схема проектных профилей, планируются особенности графа обработки и интерпретации материалов. По результатам проведенных работ пишется отчет (состоящий из текста, графических и текстовых приложений), который обсуждается (защищается) на заседании научно-технического совета организации - заказчика. Отдельные экземпляры отчета (помимо организации-заказчика) отсылаются в соответствующие геологические фонды (федеральные, региональные и т.д.).

Полевые сейсморазведочные работы МОВ в последние годы проводятся обычно по методике общей глубинной точки (многократных перекрытий), которую часто сокращенно называют МОВ ОГТ или МОГТ. При их проведении от каждой точки отражающей границы регистрируют записи (трассы) отраженных волн при разных положениях пунктов возбуждения и приема. Набор трасс, выбранный для каждой точки ОГТ из всей совокупности полученных трасс по профилю или площади, составляет сейсмограмму ОГТ [1; 4; 5; 9; 91]. Количество трасс

в сейсмограмме ОГТ соответствует **кратности** наблюдений.

После соответствующей цифровой обработки (ЦО) полевых записей проводится суммирование входящих в нее записей в пределах каждой сейсмограммы ОГТ. Суммирование трасс по ОГТ осуществляется, прежде всего, **для исключения (ослабления) многократно отраженных волн**, а также ослабления других волн-помех. Чем выше кратность наблюдений, тем выше эффект подавления волн-помех. В настоящее время кратность систем наблюдения может составлять 24, 48, 96, а иногда 120 и больше. Последовательность суммарных трасс формирует суммарный (сейсмический) временной разрез (или «куб» данных), являющийся основным документом обработки (рис. 1.1).

В последние годы при постановке полевых наблюдений чаще всего используются профильные (2D) или регулярные площадные (3D) системы наблюдений. В первом случае регистрация отраженных волн проводится по сети пересекающихся профилей линейной расстановкой пунктов приема. И если вдоль каждого профиля, особенно при большой кратности наблюдений, регистрируется информация о поведении отражающих горизонтов (временах T_0) с большой детальностью, то между профилями эта информация отсутствует. Отсутствие данных между профилями (необходимость проведения интерполяции) и является основным недостатком наблюдений 2D.

При работах 3D наиболее широко [4; 5; 7; 8] используется система наблюдений типа «крест» (рис. 1.2). В этом случае полевая расстановка пунктов приема (ПП) часто состоит из нескольких активных линий приема (от 4 до 12 и больше). Вдоль каждой линии установлены 50 - 100 каналов регистрации (например, через 50 м). Расстояния между линиями приема в условиях Пермского края часто составляет 250 м. Пункты возбуждения (ПВ), которые часто следуют также через 50 м, располагаются вдоль линии, перпендикулярной линиям приема (рис. 1.2). Колебания, возбуждаемые каждым ПВ, регистрируются активными каналами всех линий приема. На рис. 1.3 показана типичная сейсмограмма, полученная при использовании 4 линий приема, изображенных на рис. 1.2.

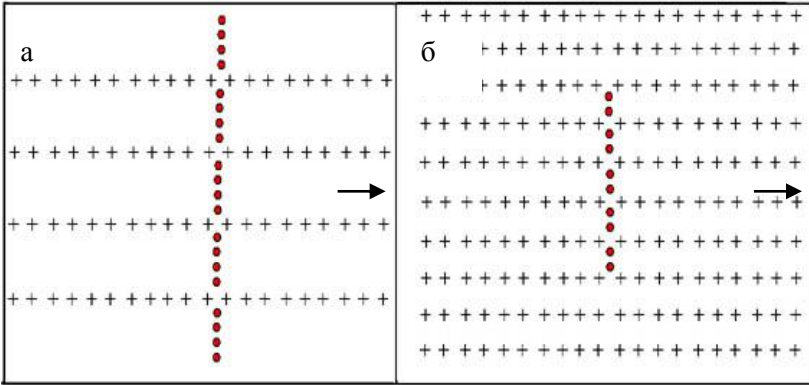


Рис. 1.2. Положение линий приема и возбуждения, при использовании расстановки типа «крест»:

● пункты возбуждения, + пункты приема, → направление смещения расстановки

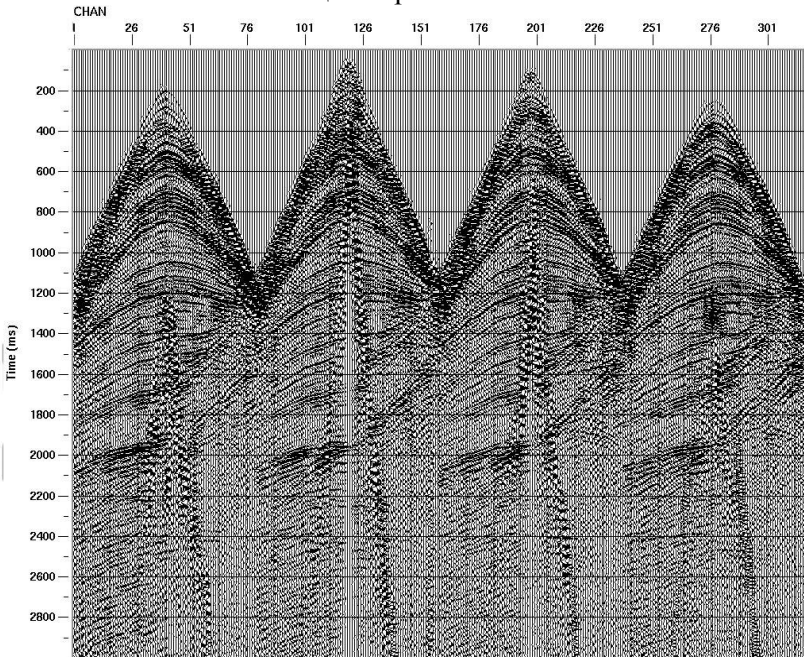


Рис. 1.3. Сейсмограмма для расстановки, изображенной на рис. 1.2, а

После отработки всех пунктов возбуждения вся расстановка передвигается на 300 м (в условиях Пермского края) и снова обрабатываются все ПВ. В такой последовательности обрабатывается одна полоса приема, затем другая и т.д. В результате работ 3D полевыми исследованиями покрывается участок местности (площадью несколько десятков квадратных километров), разбитый сеткой линий (профилей) приема и перпендикулярным им линий (профилей) возбуждения (рис. 1.4).

При цифровой обработке данных 3D вся площадь исследований разбивается на отдельные ячейки (**бины**) размером 25 на 25 м, или 25 на 50 м, или 50 на 50 м (рис. 1.5). Все сейсмические трассы, общие глубинные точки отражения которых располагаются в пределах одного бина, составляют сейсмограмму ОГТ. В этом случае трассы, относящиеся к одной сейсмограмме ОГТ, соответствуют не только разным удалениям L между пунктами возбуждения и приема, но и разным азимутам этих удалений (линий на поверхности наблюдений, соединяющих соответствующие ПВ и ПП). Затем трассы одной сейсмограммы ОГТ подвергаются цифровой обработке, суммируются и суммарная трасса относится к центру каждого бина. Таким образом, создается куб суммарных сейсмических трасс для отработанной площади. Для создания систем наблюдений 3D с заранее определенными требованиями разработано специальное программное обеспечение.

При наземных сейсмических наблюдениях в качестве источников упругих колебаний применяются взрывчатые вещества, которые помещаются в скважины глубиной 10 - 25 м, или невзрывные источники ударного или вибрационного типа, которые создают на поверхности Земли сейсмические колебания или сигналы заранее заданной формы. Упругие колебания (полезные – отраженные волны и все другие колебания, относящиеся к волнам-помехам), которые возникают при возбуждении, регистрируются сейсмоприемниками (геофонами) и цифровыми сейсморегистрирующими системами.

Если линейные станции (обычно используются при работах 2D) имеют до 120 сейсморегистрирующих каналов, то телеметрические системы способны проводить записи волн до

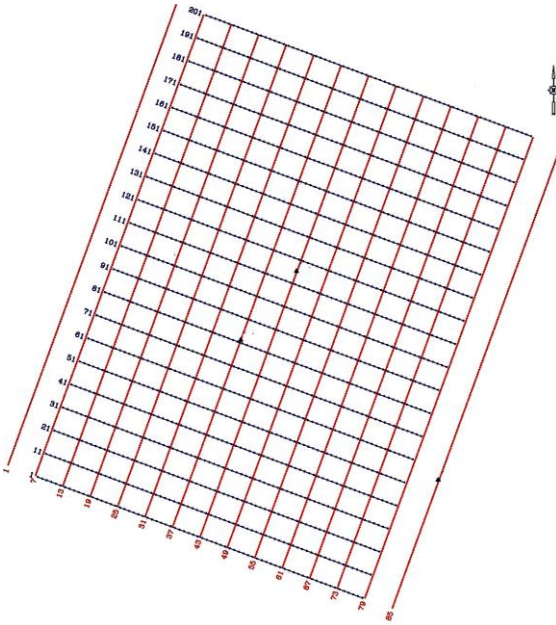


Рис. 1.4. Схема профилей возбуждения и приема при работах 3D: — линии возбуждения— линии приема

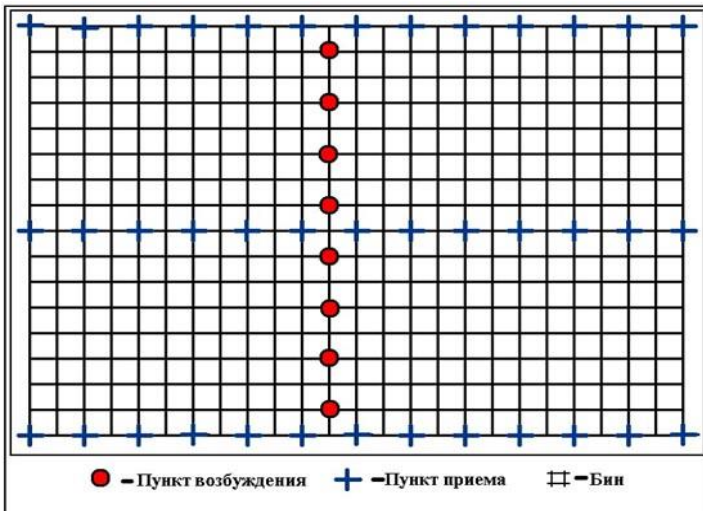


Рис. 1.5. Участок работ 3D с системой бинов

нескольких тысяч каналов одновременно. Их отличительной особенностью является то, что сейсмические сигналы преобразуются в цифровой код в специальных полевых модулях, расположенных вблизи сейсмоприемников, а трансляция этих данных в регистрирующую систему (основой которой является компьютер) осуществляется уже в цифровом виде по малопроводной связи или радиоканалу.

Работа аппаратуры контролируется в заранее установленные сроки (ежедневно, ежемесячно и т.д.) в соответствии с требованиями инструкций. По окончании полевых работ все материалы передаются соответствующему подразделению (обычно вычислительному центру) для обработки с составлением специального акта приемки.

Геофизик, работающий в полевой сейсмической партии, должен заботиться о высоком качестве полевых материалов: об отсутствии бракованных трасс на сейсмограммах, повышении соотношения сигнал/помеха, поскольку плохое качество полевых материалов едва ли позволит получить точные результаты интерпретации данных даже при применении самых современных систем обработки.

Как следует из содержания первой главы, сейсморазведка методом отраженных волн является одним из основных геофизических способов, обеспечивающих поиски объектов, перспективных на нефть и газ. В настоящее время появилась необходимость ее применения не только для обнаружения антиклинальных структур, содержащих месторождения углеводородов, но и решения более сложных геологических задач (формирование модели объекта). При этом достаточно широко сейсморазведку применяют и для картирования и изучения месторождений других полезных ископаемых. Информация об этом содержится в учебниках, имеющих в библиографическом списке [1; 2; 3; 6; 32; 42; 91].

Данные о применяемых в настоящее время технологиях проведения полевых работ, о видах и составе сейсморегирующей аппаратуры, а также системах наблюдений более детально изложены в изданиях [1; 4; 5; 91].

Вопросы для самоконтроля

Опишите геологические условия, необходимые для возникновения залежей УВ.

Дайте классификацию этапов сейсморазведочных наблюдений при работах на нефть и газ.

Каковы цели поискового и разведочного этапов геолого-разведочных работ?

Изложите основные этапы планирования сейсморазведочных работ.

Какие системы наблюдений применяются в сейсморазведке МОВ ОГТ?

Поясните основные отличия технологии работ сейсморазведки 2D и 3D.

Какие виды полевых аппаратурных устройств широко используются при регистрации сейсмических записей?

Почему методика ОГТ широко применяется при сейсморазведочных работах?

2. МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЦИФРОВОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

2.1. Особенности обработки сейсмических данных

При возбуждении упругих колебаний (обычно продольных волн), осуществляемом искусственным путем в сейсморазведке, эти колебания распространяются в реальных средах во все стороны от источника. Часть энергии отражается от акустически жестких (отражающих) границ и возвращается к поверхности. Часть энергии идет на образование волн других типов (поперечных) и классов (преломленных, поверхностных, звуковых, многократно отраженных и т.д.). В сейсморазведке МОВ полезными сигналами являются однократно отраженные волны. Все прочие колебания относятся к разряду ПОМЕХ или ШУМОВ.

К помехам относятся не только волны, генерируемые источниками, но идущие по пути, отличному от пути полезного сигнала (однократно отраженных волн), но и колебания, существующие независимо от источника (например, микросейсмы, наводки от линий электропередач), а также помехи, добавляемые к сейсмическому сигналу за время регистрации и обработки.

Основная цель сейсмических исследований - получение максимального количества полезной информации, позволяющей наилучшим образом и с наименьшими затратами решать поставленные геологические задачи, например, детализацию геологического строения какого-либо объекта. Поэтому общей задачей обработки сейсмических данных является подавление помех и извлечение из полученных сейсмограмм полезного сигнала (однократно отраженных волн) с наименьшими искажениями или, иначе, обеспечение максимального отношения сигнал/помеха и качественное соответствие (визуальное сходство) временного или глубинного разреза с исследуемым строением недр [42; 87; 91; 94].

Эта задача решается на всех этапах проведения сейсмических работ. В полевых условиях для этого используются интерференционные системы при возбуждении и регистрации сигналов, подбираются специальным образом система наблюдений и условия возбуждения, осуществляется

аппаратурная фильтрация колебаний, направленная на подавление наиболее сильных помех. При цифровой обработке задача подавления шумов решается более углубленно: подбираются параметры суммирования колебаний и фильтрации для максимального ослабления всех помех, что позволяет добиваться наилучшего прослеживания отражающих горизонтов на временных разрезах. При этом основным критерием выбора оптимальных параметров обработки является, как правило, визуальное изучение записей и разрезов, т.е. качество получаемых на различных этапах данных оценивается геофизиком. Поэтому весь цикл обработки разбивается на ряд этапов, последовательность всех этапов составляет граф обработки.

Машинная обработка предполагает использование алгоритмов, которые выводятся из применяемой математической теории обработки. При обработке сейсмических данных считается, что полевые записи являются случайными функциями, а каждая сейсмическая трасса - это одна из реализаций случайного волнового процесса, регистрируемого на данном участке площади. Соответственно, при обработке используется подход, основанный на теории связи, которая предполагает, что любая система связи содержит источник полезной информации, канал передачи (канал связи) и приемник. Под каналом связи при этом понимают математическую схему, созданную для описания реальных линий передачи полезной информации с точки зрения их статистических свойств. Канал связи описывает все факторы, которые влияют на возбуждаемый источником сигнал от момента его возникновения до регистрации. Поэтому канал связи характеризуется случайным процессом на входе и распределением вероятностей преобразования входных сигналов в выходные, отражающим характер возможных искажений.

При телефонной связи используется проволочный канал, в радиосвязи - воздушный или вакуумный. Аналогично, процесс распространения сейсмических волн можно рассматривать как процесс связи, когда входным воздействием является импульс $\delta(t)$, образующийся при взрыве, а в качестве канала связи

используется модель среды, преобразующая начальный импульс в сейсмическую трассу $y(t)$.

Математическая теория обработки строится для четко определенной формализованной модели обрабатываемого материала. Основным смыслом модели заключается в математической формулировке связей между наблюдаемым материалом и искомыми параметрами среды. Чем проще используемая модель, тем она меньше похожа на реальную, тем больше возникает ошибок, получаемых в конечных результатах обработки. Очень сложная модель, наоборот, требует больших затрат времени на обработку, тогда как достигаемая в этом случае точность не всегда соответствует затратам. Поэтому необходимо использовать достаточно простую модель, которая давала бы достаточную точность результатов.

Рассмотрим основные факторы, оказывающие наибольшее влияние на особенности изменения характеристик начального импульса, в качестве которого в теории обычно выступает единичный импульс $\delta(t)$, характеризующийся малой протяженностью во времени и широким спектром частот. По мере распространения этого импульса в среде он преобразуется в сейсмическую трассу $y(t)$, которая представляет собой суммарную запись однократно отраженных волн и различных волн-помех.

2.2. Факторы, влияющие на характеристики отраженных волн

Геометрическое расхождение фронтов волн

Предположим, что упругие колебания, возникшие в точке O (рис. 2.1, *a*), распространяются в идеально упругой среде. Если в среде выделить сферический луч (лучевую трубку), то можно утверждать, что внутри луча распространяется некоторая постоянная доля энергии источника. Очевидно, что количество энергии, отнесенное к единице площади сечения данного луча плоскостью, нормальной лучу, на разных расстояниях от точки O будет уменьшаться. В соответствии с этим уменьшается и амплитуда прямых падающих и отраженных волн (рис. 2.1, *б*). В слоистой среде форма сферического луча будет более сложной, так как она изменяется в соответствии со скоростным строением

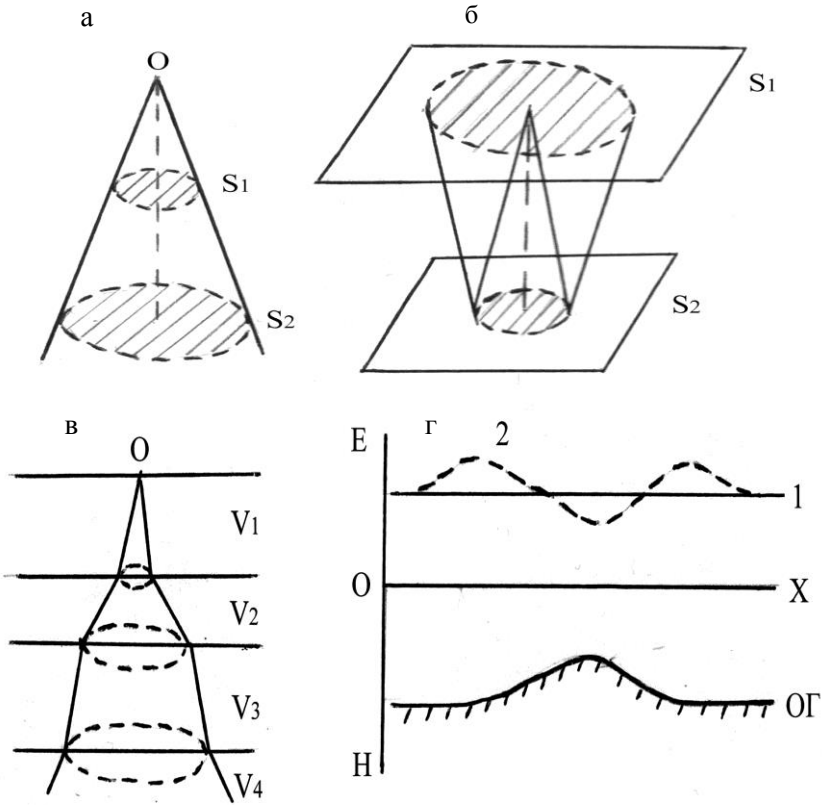


Рис. 2.1. Учет геометрического расхождения

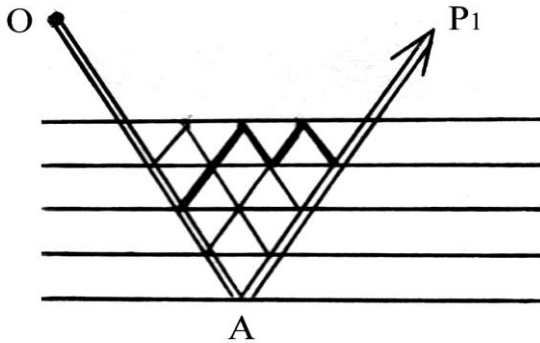


Рис. 2.2. Учет тонкой слоистости

среды (рис. 2.1, в). С учетом этого даже в идеально упругих средах амплитуда прямых (падающих), отраженных и других классов волн уменьшается с расстоянием [1; 32; 91].

Аналогично величина геометрического расхождения (амплитуда отраженных волн) будет меняться при изменении кривизны отражающей или промежуточной преломляющей границы. Отражаясь от вогнутых участков отражающих границ ОГ (за счет фокусировки лучей), амплитуда или энергия E отраженного сигнала относительно фонового значения (линия 1 на рис. 2.1, г) будет увеличиваться (пунктирная линия 2), а при отражении от выпуклых границ – уменьшаться.

Поглощение и рассеяние энергии

В неидеально упругих средах амплитуда колебаний при их распространении уменьшается с расстоянием в связи с явлением поглощения. Это происходит за счет преобразования упругой энергии волны в другие виды - тепловую и энергию изменения внутренней структуры сред. Это обусловлено трением между слагающими скелет породы частицами при распространении волны, а также между скелетом и заполняющим поры флюидом, неидеальной упругостью на контактах частиц скелета, неоднородностью деформаций контактирующих зерен, отличающихся друг от друга упругими свойствами и т.п. [10; 87; 91]. Считается, что амплитуда прямой волны A_X в точке X пространства отличается от амплитуды A_0 колебаний в точке возбуждения в соответствии с уравнением

$$A_X = A_0 \cdot e^{-\alpha r}.$$

Здесь α - коэффициент поглощения, r - расстояние (по лучу) между точками O и X . Поскольку величина поглощения α зависит от частоты распространяющегося сигнала, то уменьшение амплитуд с расстоянием для низкочастотных сигналов будет меньше, чем для высокочастотных.

Помимо поглощения энергии за счет неидеальной упругости, в реальных осадочных толщах наблюдается эффект ее рассеяния на неоднородностях, размер которых меньше длины распространяющихся волн.

На практике при обработке сейсмических данных

стремятся одновременно устранить влияние всех трех факторов (затухания) на амплитуды отраженных волн – геометрического расхождения, поглощения и рассеяния, заменяя их действие некоторой функцией $C(t)$.

Перераспределение энергии на отражающих границах

Как известно [1; 12; 28; 87], величина коэффициента отражения R_{0k} , который определяет амплитуду отраженной волны при нормальном ее падении на k -ю границу двух сред со скоростями V_k и V_{k-1} и плотностями ρ_k и ρ_{k-1} , определяется выражением

$$R_{0k} = \frac{V_k \rho_k - V_{k-1} \rho_{k-1}}{V_k \rho_k + V_{k-1} \rho_{k-1}} = \frac{g_k - g_{k-1}}{g_k + g_{k-1}}. \quad (2.1)$$

Здесь величина $g = V \cdot \rho$ называется акустической жесткостью (импедансом). Отсюда следует, что чем больше различие акустических жесткостей на границе, тем больше амплитуда волны отраженной от этой границы.

Коэффициент прохождения B , т.е. доля энергии колебаний, проходящих в нижнюю среду, будет равен соответственно

$$B_k = \frac{2g_{k-1}}{g_k + g_{k-1}}. \quad (2.2)$$

*Влияние неидентичности условий возбуждения
и приема колебаний*

Поскольку возбуждение и регистрация упругих колебаний проводятся вблизи или на поверхности Земли, то из-за различия литологического состава, степени уплотнения и обводненности пород спектр возбуждаемых и регистрируемых сигналов (а соответственно и форма колебаний на сейсмограммах) в значительной степени может изменяться на разных участках профиля [42; 74; 91; 95]. Наиболее благоприятные условия возбуждения (интенсивный, короткий во времени высокочастотный импульс с широким спектром) создаются в глинистых породах. Менее благоприятными (низкочастотный сигнал слабой интенсивности) являются сухие песчаные

породы, торфяные болотистые участки, а также наличие вблизи поверхности карбонатных (обычно выветрелых и трещиноватых) пород, которые способствуют созданию фона помех высокой интенсивности.

Чтобы уменьшить неидентичность условий возбуждения и приема колебаний при использовании взрывных источников, используют одну и ту же глубину взрыва и группирование 10 – 12 сейсмоприемников на один канал. При использовании невзрывных источников проводится синхронное возбуждение колебаний группой вибраторов (3 - 5 штук), располагающихся на базе протяженностью порядка 50 м. Основная корректировка записей за условия возбуждения и приема проводится уже в процессе их обработки.

Тонкая слоистость геологического разреза

Как показали геофизические исследования скважин, реальные геологические среды, изучаемые сейсморазведкой МОВ, являются тонкослоистыми. Мощность отдельных пластов составляет единицы, и даже доли метров. На практике обычно считается, что к тонким относятся пласты, для которых соблюдается условие

$$2\Delta H/V = \Delta T_0 \leq 0,1 T,$$

где ΔH - мощность пласта, V - скорость пробега упругих колебаний в пласте, ΔT_0 - двойное время пробега волны в пласте, T - период колебаний.

В тонкослоистых средах одновременно с однократно отраженной волной, соответствующей лучу, обозначенному двойной линией (рис. 2.2), на каждой границе возникают частично кратные отражения [51]. Путь одной из них показан жирной линией. Все эти колебания, имеющие разные траектории пути, характеризуются в тонкослоистой пачке пород примерно равными временами пробега. С небольшими временными сдвигами относительно однократной волны эти колебания возвращаются к поверхности наблюдения в виде одного суммарного (интерференционного) волнового пакета.

С учетом этого при наличии тонкослоистой структуры среды отмечается дуалистический (двойственный) характер ее

проявления: с одной стороны в разрезе выделяются устойчивые опорные горизонты, а с другой – присутствует невыдержанная по площади тонкая слоистость. Такое наличие медленно изменяющейся (регулярной) и быстроменяющейся (нерегулярной) составляющих скоростного строения приводит к необходимости различать в волновом поле, регистрируемом на сейсмограммах, детерминированную и случайную компоненты. К первой относятся однократные отраженные волны и отдельные кратные волны, связанные с опорными отражающими горизонтами, для которых можно указать определенный путь распространения.

Именно такие волны рассматриваются в рамках толстослоистой модели среды, концепция которой хорошо удовлетворяет интерпретации кинематических особенностей отдельных простых волн. Однако концепция толстослоистой скоростной модели не позволяет объяснить экспериментальные изменения динамических характеристик и сложность структуры реально наблюдаемых волновых полей, а также причины большого разнообразия форм записи отражений от границ (пачек тонких пластов), сложность и изменчивость спектрального состава и формы колебаний на соседних участках профилей и т.д.

В рамках тонкослоистой модели среды в формировании восходящих (отраженных) волн принимает участие целая серия (10 - 20) пропластков с коэффициентами отражения в основном 0,02-0,05 (редко превышающих величину 0,1). Отраженные от таких пачек волны являются суммарными (интерференционными), форма колебаний формируется всей системой локальных неоднородностей, с образованием серии «однократных» и частично кратных отраженных волн (рис. 2.2).

В процессе распространения начальный (падающий) импульс теряет часть своей энергии на образование отраженных волн от всех пропластков. С другой стороны, восходящие «отраженные» (суммарные) волны подпитываются энергией вторичного поля, за счет чего происходит «перекачка» энергии из начальных фаз колебаний в последующие. При этом считается, что волны, дошедшие с больших глубин через тонкослоистую толщу пород до поверхности наблюдений,

способны донести информацию о структуре отражающего горизонта и его свойствах [10; 74; 83].

Изменения условий возбуждения (амплитудно-частотного спектра колебаний) или внутренней структуры опорных горизонтов (пачек слоев) оказывают влияние на форму регистрируемых записей, особенно при их регистрации на больших удалениях от пунктов возбуждения. В этом случае (из-за изменений времен запаздывания волн от разных пропластков) волновой пакет рассыпается на отдельные составляющие, поэтому условия их интерференции и форма колебаний меняются. При этом форма такой интерференционной (суммарной) отраженной волны (экстремальные фазы) формируется либо отдельными, резко выраженными скоростными неоднородностями разреза, либо системой локальных элементов [51]. Характер изменения экстремальных фаз обусловлен дифференциальными характеристиками среды и, несмотря на наличие большого числа границ в тонкослоистом разрезе, всегда контролирует поведение его некоторых наиболее ярких особенностей.

Поэтому, используя при кинематических расчетах толстослоистые скоростные модели сред, необходимо помнить, что **каждый импульс, который мы считаем однократно отраженным от той или иной границы, является интерференционным (суммарным). Этот импульс формируется в реальности не одной границей, а серией тонких пластов.**

Наложение волн-помех

Как уже было показано выше, в тонкослоистых средах возникает бесчисленное множество частичнократных и полнократных отраженных волн, а также большое число других классов волн-помех, которые регистрируются одновременно, накладываясь на однократно отраженные. С учетом этого кинематические и особенно динамические характеристики полезных (однократно отраженных) волн могут претерпевать значительные искажения. Поэтому перед проведением интерпретации данных сейморазведки эти волны-помехи должны исключаться при обработке полевых материалов.

2.3. Математическая модель сейсмической трассы

В теории цифровой обработки считается, что при возбуждении колебаний образуется импульс упругих напряжений, форма которого близка к единичному импульсу δt [91; 94; 101]. При прохождении через горные породы, его отражении от акустически жестких границ, а также за счет наложения многочисленных волн-помех импульс при регистрации меняет свою форму. Поэтому сейсмическую трассу $y(t)$ можно представить как сумму большого числа волн, часть из которых является однократными $q(t)$, а все остальные - помехами $n(t)$

$$y(t) = q(t) + n(t). \quad (2.3)$$

Такая модель называется аддитивной. Если же воздействие помехи на сигнал сводится к умножению комплексной огибающей амплитуд сигнала на комплексную огибающую некоторого случайного процесса, то такую помеху называют мультипликативной.

Каждая однократно отраженная волна (полезный сигнал) от k -й границы характеризуется амплитудой A_k , формой сигнала $s_k(t)$ и временем вступления T_{0k} (при нормальном падении волны на границы). Поэтому, если предположить одинаковость формы однократных отражений от всех границ, сигнальную часть сейсмограммы $q(t)$ можно представить как сумму всех однократно отраженных волн

$$\sum_k q_k(t) = \sum_k A_k s_k(t - T_{0k}).$$

Поскольку амплитуда однократных волн на каждой k -й границе зависит от произведения коэффициента отражения R_k и коэффициента C_k , величина которого характеризует суммарное влияние геометрического расхождения фронта волны, неупругого поглощения и рассеяния, то для всего разреза будем иметь

$$\begin{aligned} q(t) &= \sum_k A_k s_k(t - T_{0k}) = s(t) * \sum_k C_k R_k \delta(t - T_{0k}) = \\ &= s(t) * [C(t) \cdot R(t)]. \end{aligned} \quad (2.4)$$

При этом будем считать, что коэффициенты отражения R_k рассчитываются по формуле (2.1) в предположении, что

сейсмический луч перпендикулярен границе (угол падения $\alpha=0$). Поэтому величина коэффициентов отражения не зависит от угла падения и можно считать, что $R_k = R_0$. График $R_k(t)$ распределения коэффициентов отражения R_k вдоль оси времен (импульсная трасса) обычно представляется в виде временного ряда со случайными значениями коэффициентов отражений, величины которых меняются в пределах 0,02 - 0,25. Их математическое ожидание во времени близко к нулю, а функция автокорреляции импульсной трассы при достаточно большой длительности близка к единичному импульсу.

Значения функции $C(t)$ характеризуют плавный спад энергии сигнала со временем, на фоне которого проявляются отдельные экстремальные значения, соответствующие значениям коэффициентов отражений на границах.

Компонента помех $n(t)$ объединяет все остальные (кроме однократно отраженных) классы волн, среди которых необходимо отметить многократные $n_m(t)$, поверхностные $n_{нов}(t)$, микросейсмь и случайные волны $n_c(t)$. Каждая компонента характеризуется (в том числе и однократно отраженные волны) своим частотным составом, соответствующей формой сигнала $s(t)$, являющейся импульсной реакцией среды на импульс $\delta(t)$. При этом для каждого вида помех можно указать закон, характеризующий степень изменения энергии и частотного состава колебаний.

Регистрирующая цепь (аппаратура) также искажает все сигналы и характеризуется своей импульсной характеристикой $s_{рег}(t)$. Поэтому модель одиночной сейсмической трассы на уровне приведения (без учета верхней части разреза) можно представить в виде

$$y(t) = \left\{ [C(t) \cdot R(t)] * s(t) + n_M(t) + n_{нов}(t) + n_c(t) \right\} * S_{рег}(t). \quad (2.5)$$

Для учета верхней части разреза (толщи между линией приведения и поверхностью наблюдения, характеризующейся изменчивыми по X и Z параметрами) необходимо включить некоторый дополнительный фильтр, изменяющий частотный состав проходящих колебаний и характеризующийся

импульсной реакцией $s_{вчр}(t - \Delta t_{ст})$. Задержка $\Delta t_{ст}$ соответствует сумме времен пробега волн по вертикали от точки возбуждения колебаний до линии приведения (поправка за пункт возбуждения $\Delta t_{пв}$) и от линии приведения до поверхности наблюдения (поправка за пункт приема $\Delta t_{пп}$) и называется статической поправкой. Математическая модель трассы будет иметь вид [1; 5; 6; 91; 94; 95]

$$y(t) = \{ [C(t) \cdot R(t)] * s(t) + n_{пов}(t) + n_m(t) + n_c(t) \} * S_{вчр}(t - \Delta t_{ст}) * S_{рег}(t). \quad (2.6)$$

Чтобы создать модель сейсмограммы, состоящей из нескольких трасс при разных расстояниях L между пунктами возбуждения и пунктами приема, необходим ввод двух пространственных координат: X - координата (номер) точек профиля и L - расстояние пункт возбуждения - пункт приема.

Если допустить, что форма полезной компоненты не изменяется во времени и в пространстве при разных L , то полезный сигнал (при отсутствии помех) с учетом толщи выше линии приведения имеет вид

$$q_x(t, L) = a(L) \cdot [C_x(t, L) \cdot R_x(t - T_{ок} - \Delta t_{кин})] * S_{рег}(t) * S_{вчр}(t - \Delta t_{ст}), \quad (2.7)$$

где $\Delta t_{кин}$ - кинематический сдвиг (поправка), равный нулю при $L = 0$. При значениях L , не равных нулю, кинематическая поправка позволяет преобразовать наблюдаемое время T_L регистрации однократно отраженной волны во время T_0 , $a(L)$ – это коэффициент, описывающий неидентичность условий возбуждения и приема колебаний. Блок-схема этого процесса изображена на рис. 2.3. Хорошо видно, что помимо помех, возникающих за счет источника упругих колебаний (многократные, поверхностные волны и др.), существуют (независимо от источника) и такие виды колебаний, как микросейсмические, технические шумы. Чтобы выделить полезный сигнал (коэффициенты отражения однократных волн), нужно исключить при обработке все другие элементы схемы.

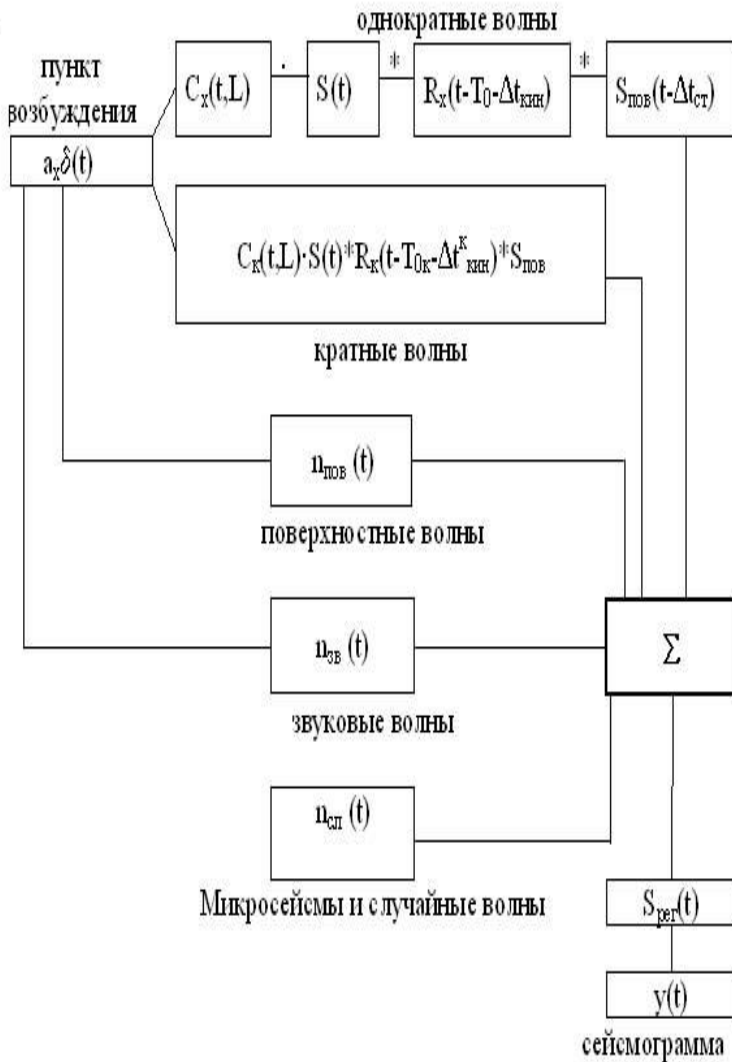


Рис. 2.3. Модель формирования сейсмической трассы

2.4. Моделирование волновых полей

В настоящее время моделирование волновых полей стало одной из ключевых технологий решения ряда интерпретационных задач в сейсморазведке [8; 48; 56; 61].

Моделирование начинается с расчета импульсных сейсмических трасс, т.е. зависимостей $R_k(T_0)$ величин коэффициентов отражения всех акустически жестких границ от времени T_0 их регистрации. Для этого вначале формируется детальная скоростная модель $V(H)$ среды (обычно по данным акустического каротажа) для всего разреза скважины либо ее части, соответствующей интересующему нас промышленному интервалу. В этот интервал включается толща отложений самой залежи и вмещающих пород, расположенных выше и ниже нее, где формируются отраженные волны, которые могут накладываться на колебания в интересующем нас интервале разреза. Именно поэтому большое значение имеет правильный выбор интервала разреза, для которого проводится расчет импульсных трасс (коэффициентов отражения).

Если имеется возможность, то для этого же интервала глубин формируется и детальная плотностная модель среды по данным ГГКп или путем пересчета скоростей в плотности по имеющимся аналитическим зависимостям. В случае отсутствия кривых АК и ГГКп акустические свойства пластов могут рассчитываться на основе данных ГИС.

Как показали экспериментальные расчеты, в условиях Пермского края при наличии высокоскоростного типа разреза неучет плотностей при расчете коэффициентов отражения не вносит больших искажений в модельные волновые поля [48].

Полученные пластовые модели скоростей и плотностей позволяют рассчитать величины акустической жесткости отдельных пластов. На их основе производится расчет коэффициентов отражения, которые вначале формируются в виде зависимости от глубины $R(H)$, а затем пересчитываются во временной масштаб $R(T_0)$.

Эта зависимость величин коэффициентов отражения, взятых с соответствующим знаком (положительный знак возникает при переходе волны через границу от меньшего волнового сопротивления к большему, отрицательный – при

переходе от большего к меньшему) от времени T_0 прихода отраженной волны $R(T_0)$ и является импульсной трассой. Для получения синтетических записей достаточно затем провести процедуру свертки данной импульсной трассы с сигналом, форма которого характеризует однократную отраженную волну. Амплитуда каждого импульса при свертке пропорциональна величине коэффициента отражения (рис. 2.4 [44]). Понятно, что в формировании такой трассы не участвуют никакие волны-помехи, а амплитуда колебаний зависит лишь от величин коэффициентов отражения, но не зависит от геометрического расхождения, поглощения или рассеяния.

Для включения в модель кратно отраженных волн от каких-либо границ необходимо на импульсной трассе на соответствующих временах T_0 (временах прихода этих кратных волн) поместить единичные импульсы, по величине равные коэффициентам отражения данных кратных волн. В этом случае при свертке импульсной трассы с выбранным сигналом получим синтетическую запись однократных и многократных волн. Можно для однократных и многократных волн использовать разную форму сигнала при моделировании. В зависимости от целей решаемых задач импульсные трассы могут строиться без учета или с учетом эффекта геометрического расхождения и поглощения энергии волн, с наличием или отсутствием многократных волн и т.д.

Используя расчет синтетических трасс, можно формировать сейсмические записи для любых обстановок осадконакопления. Для этого достаточно задать необходимую скоростную и плотностную модели разреза (продуктивного горизонта и, хотя бы частично, вмещающих сверху и снизу пород), рассчитать импульсную трассу для данного интервала и, выбрав наиболее подходящую форму сигнала, провести его свертку с импульсной трассой. Подбор формы сигнала осуществляется либо на основе теоретических предпосылок, либо по реальным сейсмическим записям. В этом случае по функции автокорреляции сейсмических трасс находят амплитудно-частотный спектр сигнала. А затем подбирают соответствующий фазовый спектр. В последнее время в качестве такового чаще используются нуль-фазовые спектры.

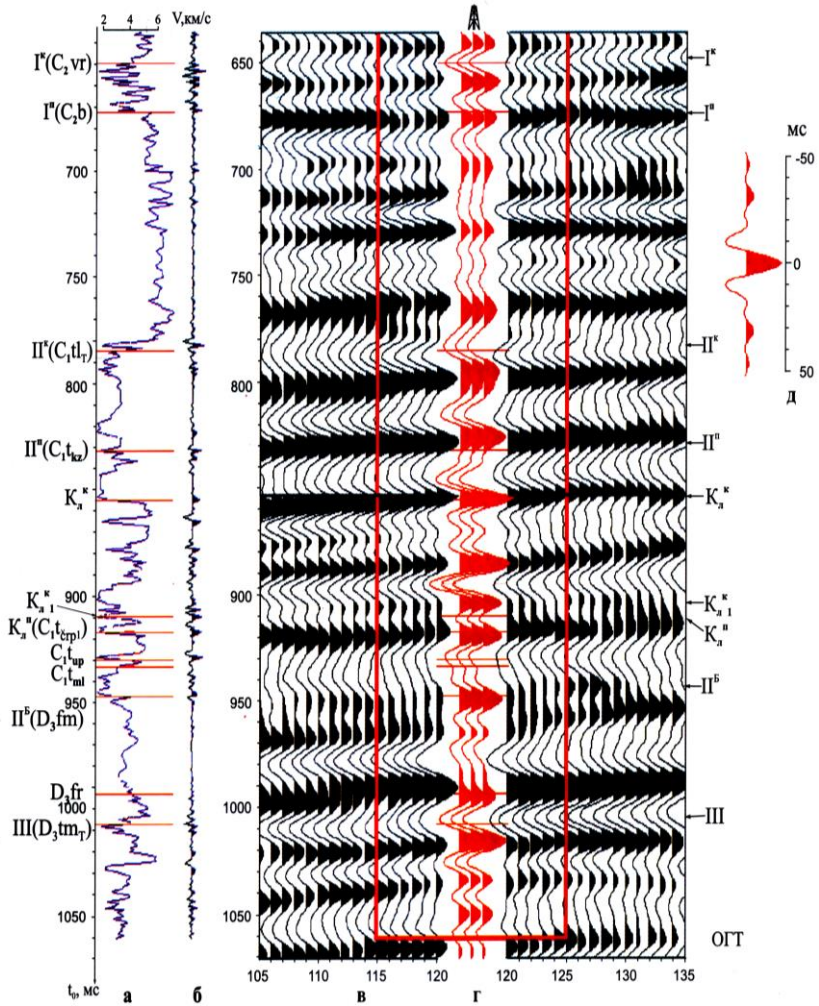


Рис. 2.4. Синтетические трассы, рассчитанные по данным акустического каротажа, и стратиграфическая привязка отражений на временном разрезе:
a – акустическая модель; *б* – коэффициенты отражений; *в* – сейсмические трассы; *г* – синтетические трассы; *д* – импульс свертки, рассчитанный по сейсмическим данным

Импульсы, соответствующие нулевому фазовому спектру, являются самыми короткими во времени из всех, амплитудно-частотные спектры которых одни и те же.

Построение синтетических сейсмограмм позволяет правильно оценить влияние тех или иных факторов на особенности волн. В настоящее время особое значение моделирование имеет при **стратиграфической привязке** отражающих горизонтов. Анализ реальных примеров привязки отражений наглядно свидетельствует о том, что ни одну из экстремальных или иных фаз отраженных волн нельзя относить к какой-либо конкретной геологической границе. Экстремальные фазы однократных отражений формируются либо отдельными, резко выраженными скоростными неоднородностями разреза, либо системой из нескольких локальных элементов разреза. Эти фазы обусловлены дифференциальными характеристиками среды и, несмотря на наличие большого числа границ в тонкослоистом разрезе, всегда контролируют поведение его некоторых наиболее ярких особенностей.

Поиск этих наиболее ярких особенностей можно осуществить путем «вычеркивания» отдельных границ в разрезе. Для этого на импульсной трассе исключают ту или иную границу с пониженной или повышенной скоростью (жесткостью), заменяя два пласта однородным слоем со скоростью окружающей среды и мощностью, подбираемой таким образом, чтобы в слое суммарная задержка во времени не изменялась. Более простой способ состоит в приравнивании нулю некоторой части коэффициентов отражения. Для интервалов разреза, в которых акустические свойства пород имеют вид ступенчатого перехода от среды с меньшей скоростью к среде с большим волновым сопротивлением или наоборот, применяется прием «подчеркивания» границы перехода путем приписывания ей коэффициентов отражения, равных единице и с соответствующим данной границе знаком.

Сеймостратиграфическую привязку (совмещение масштабов времен и глубин) геологических границ к отражениям, прослеживаемым по материалам наземных сейсмических наблюдений, проводят на скважинах, где есть

данные АК, (желательно и наличие ГГКп), которые используются для построения синтетической трассы. Наилучшие результаты (как будет показано ниже) получают, если дополнительно на скважине проведено вертикальное сейсмическое профилирование. Достоинством ВСП (в меньшей степени сейсмокаротажа) является уверенное отождествление временных интервалов (отражающих горизонтов) наземной сейсмической трассы с соответствующими интервалами глубин (геологическими или стратиграфическими границами). А моделирование позволяет сделать привязку самих границ к волновому полю (трассам). Рассчитав синтетическую трассу, ее сравнивают с реальными сейсмическими трассами, полученными при наземных наблюдениях. Достаточно высокое подобие формы обеих трасс (реальной и синтетической) свидетельствует о правильности исполнения всех этапов моделирования и соответствии глубинного масштаба скважинных данных временному масштабу сейсмических трасс. Если же трассы различаются, процесс расчета следует подкорректировать. Степень подобия реальных и синтетических записей зависит от правильности выбора скоростной модели среды и учета всех факторов, определяющих волновое поле (рис. 2.4 [44]).

После того как сходство реальной и синтетической трасс достигнуто (проведено совмещение глубинного и временного масштабов), проводят собственно привязку отражений. Для этого геологические границы, положение которых точно установлено во временном масштабе по данным ГИС и бурения, переносят на сейсмические трассы и сопоставляют с экстремальными фазами отражений (максимумами или минимумами), по которым проводится корреляция отражающих границ. Величина и знак отклонения положения границы от экстремальной фазы во времени является фазовой поправкой. Фазовые поправки, которые являются индивидуальными для каждой отражающей границы, в дальнейшем учитывают при расчете глубин отражающих горизонтов.

Необходимо отметить большую роль моделирования при **выборе наиболее характерных особенностей динамических характеристик** волнового поля для разных геологических

ситуаций, которые могут дать наилучший результат при атрибутом анализе. Выбор интервалов для последующего динамического анализа волнового поля должен осуществляться исходя из критерия достижения наилучшей корреляции атрибутов с петрофизическими свойствами коллектора, а не из критерия соответствия границ интервала анализа границам продуктивного пласта.

2.5. Псевдоакустические преобразования (сейсмическая инверсия)

Как подчеркивается в литературе [1; 4; 6; 9; 10; 28; 83], скорость пробега упругих колебаний связана с геологической и петрофизической характеристиками осадков – литологией, пористостью и т.п., а также с напряженным состоянием пород, давлением, температурой. С другой стороны, скорость играет ключевую роль при формировании не только фронта волны (т.е. связана с кинематическими особенностями отраженных волн), но и формы отраженного сигнала, которая определяет динамические особенности колебаний. Поэтому изучение скоростей в сейсморазведке – это важная составляющая процесса интерпретации сейсмических данных.

Однако имеющиеся в практике способы расчета скоростей (пластовых, средних, эффективных, интервальных, скоростей ОГТ) по результатам наземных наблюдений или скважинной сейсморазведки СК или ВСП дают возможность получить лишь «толстослоистую» скоростную модель среды (обычно для пластов толщиной свыше 50 - 100 м). Детальные сведения о зависимости $V(H)$ или $V(T_0)$ дает лишь акустический каротаж, для производства которого нужно наличие глубокой необсаженной скважины.

Одной из методик, позволяющей получить детальную скоростную модель разреза, является **псевдоакустический каротаж** [27; 28; 91]. Как было показано выше, процесс моделирования сейсмических трасс начинается с создания детальной скоростной (акустической) модели, которая затем преобразуется в импульсную трассу и далее - в сейсмическую запись отраженных волн. Может проводиться и обратный процесс, когда сейсмическую трассу преобразуют в кривую

распределения пластовых скоростей (акустических импедансов), подобную запись получаемой в процессе акустического каротажа (рис. 2.5). Такое преобразование и называется псевдоакустическим каротажом (ПАК).

В результате процедуры расчета кривой ПАК мы переходим от волновых полей к оценкам параметров среды: коэффициентов отражения или акустических жесткостей (скоростей). И каждый экстремум этих параметров имеет четкий физический смысл: экстремумы коэффициентов отражения соответствуют границам слоев, а значения акустических импедансов - эффективной акустической жесткости. После проведения ПАК геофизик видит уже не волновое поле временного разреза, а некую модель параметров среды, увязанную с параметрами ГИС.

На цветном рис. 2.6 приведены результаты ПАК для типичных условий Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Хорошо видно, что терригенные породы пермского возраста (выше горизонта «К»), среднего и нижнего карбона (ниже горизонтов I^к и II^к) и девона (ниже горизонта III) характеризуются сравнительно небольшими скоростями (синий цвет). Карбонатные породы нижнепермского и верхнекаменноугольного возраста отмечаются более высокими скоростями (белый цвет). А для карбонатов средне- и нижнекаменноугольного возраста характерны самые высокие значения скоростей (розовый цвет).

В последнее время результаты применения ПАК-преобразования для решения геологических задач часто называют **сейсмической инверсией** [1; 7; 46; 93]. Это связано с тем, что «прямыми» параметрами, характеризующими продуктивные объекты, являются нефтенасыщенность, пористость и другие, определяющиеся в скважинах. А косвенными являются числовые значения сейсмических атрибутов (скоростей ПАК, амплитуд, частот и т.п.), которые характеризуют отраженные от глубинных границ волны. Одной из основных задач динамической интерпретации является **нахождение связей** между прямыми и косвенными параметрами в точках скважин (например, нахождение связей между скоростью ПАК и пористостью пород - коллекторов) и

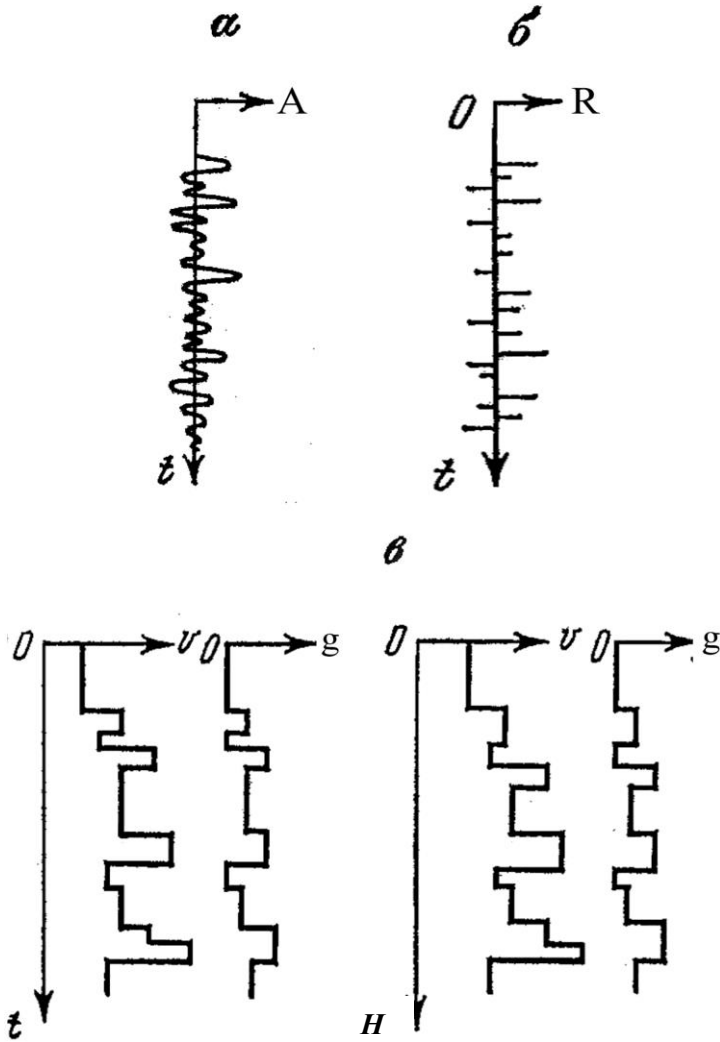


Рис. 2.5. Схема проведения ПАК:
a – сейсмическая трасса; *б* – импульсная трасса; *в* – кривые зависимости скоростей и акустических жесткостей от времени или глубины регистрации

распространение этих связей на все сейсмические данные (в межскважинном пространстве) на изучаемом объекте. Такой общий процесс преобразования сейсмических трасс или любых атрибутов записей **в параметры среды** получил название **инверсии сейсмических данных.**

Поэтому процедура расчета скоростей по сейсмическим трассам - псевдоакустический каротаж и получила очень широкое распространение в сейсморазведке. Поскольку при производстве ПАК именно амплитуды колебаний преобразуются в скорости (акустические жесткости), то этот процесс часто стали называть **амплитудной инверсией.**

При моделировании волновых полей необходимо иметь данные о детальном распределении скоростей (обычно по данным АК) и плотностей пород (данные ГГКп) в разрезе. Затем формируется тонкослоистая модель акустических импедансов ($g = V \cdot \rho$), по которой по формуле (2.1) рассчитываются коэффициенты отражения R_0 на каждой границе и строят импульсную $R_0(T_0)$ трассу (распределение величин коэффициентов отражения от времени T_0). Проводя свертку импульсной трассы с импульсом $s_0(t)$, соответствующим однократно отраженному сигналу, получают синтетическую или модельную трассу.

При производстве ПАК все делается в обратном порядке. Берется сейсмическая трасса $s(t)$. Путем тщательной цифровой обработки из нее устраняют кратные и другие волны-помехи. Проводя динамическую обработку, исключают из значений амплитуд колебаний влияние таких факторов, как геометрическое расхождение, поглощение и рассеяние; с помощью деконволюции уменьшают длительность во времени каждого экстремума сигналов. Иначе, путем обработки трасса преобразуется к виду, при котором амплитуда A_k любой фазы колебаний становится пропорциональной коэффициенту отражения.

Как следует из теории [91; 94], сейсмическая трасса $s(t)$ может быть представлена выражением

$$s(t) = k \cdot R_0(T_0) * s_0(t).$$

Если длительность сигнала $s_0(t)$ стремится к единице (в

идеальном случае сейсмическая трасса должна преобразоваться в импульсную трассу), то получаем, что амплитуды будут пропорциональны коэффициентам отражения

$$A_i(T_0) \approx k \cdot R_0(T_0). \quad (2.8)$$

Здесь k – коэффициент пропорциональности (масштабный множитель). Этот коэффициент определяют в точках скважин, где имеются в идеальном случае как сейсмические полевые наблюдения (амплитуды A_i), так и акустический каротаж (рассчитываются R_0).

Целью ПАК является получение изображений акустической жесткости $g(t)$ или (при известной плотности пород) распределения интервальных скоростей $V(t)$.

Преобразование импульсной трассы в акустическую или скоростную кривую осуществляется инверсией формулы (2.1) коэффициента отражения при нормальном падении луча [7; 87]

$$R_{PPO} = \frac{g_{P2} - g_{P1}}{g_{P2} + g_{P1}} = \frac{1}{2} \frac{\Delta g_P}{g_P},$$

или в общем случае

$$R_0 = \frac{g_2 - g_1}{g_2 + g_1} = \frac{1}{2} \frac{\Delta g}{g}. \quad (2.9)$$

Отсюда следует рекуррентная или пошаговая формула определения значений импедансов, когда, зная первое значение (g_1 или V_1), определяем второе, определив второе, получаем третье и т.д.

$$g_2 = V_2 \rho_2 = g_1 [(1 + R_{O1}) / (1 - R_{O1})]$$

или

$$g_m = g_1 \prod_{j=1}^{m-1} [(1 + R_{Oj}) / (1 - R_{Oj})].$$

Здесь g_1 - акустическая жесткость (импеданс) в верхнем слое, покрывающем первую границу, g_m - в m -м, покрывающем m -ю границу. Если скорость связана с плотностью выражением $\rho = aV^b$, где b – множитель, зависящий от литологии, то

$$V_m = V_1 \prod_{j=1}^{m-1} [(1 + R_{Oj}) / (1 - R_{Oj})]^{1/(1+b)}. \quad (2.10)$$

Если определить по СК или по другим каким-либо данным скорость V_1 (или акустический импеданс g_1), а по формуле (2.9) – на основе амплитуд отраженных волн распределение коэффициентов отражения, то можно по формуле (2.10) рассчитать скорости (акустические жесткости) всех других границ.

При этом считается, что сейсмическая трасса несет в себе информацию лишь о той части модели среды, которой соответствует среднечастотная область, ограниченная диапазоном частот Δf , в котором сосредоточена практически вся энергия сейсмического импульса. Более высокие частоты принципиально не могут быть восстановлены, а более низкие должны специально задаваться в качестве дополнительной информации.

Большинство способов инверсии можно разделить на два типа [46]:

- программы *волновой инверсии*, основанные на пересчете сейсмических трасс в псевдоакустические кривые (ПАК), подобные тем, которые получаются при проведении акустического каротажа, или трассы псевдоакустических (волновых, сейсмических) импедансов (цветной рис. 2.6);

- программы *пластовой инверсии*, основанные на восстановлении слоистой модели среды с помощью оптимизационного подхода к решению обратной динамической задачи, которые часто называют программами подбора модели среды (ПМС).

Программы первого типа позволяют преобразовывать трассы сейсмических разрезов и кубов в соответствующие трассы (разрезы) скоростей (импедансов) и тем самым решать обратную динамическую задачу (но только в полосе частот сейсмических колебаний). Общей особенностью таких программ является недостаточная вертикальная разрешающая способность метода, принципиальная невозможность получить удовлетворяющую реальности слоистую модель среды.

Результатом работы программ ПСМ является модель,

которая, с одной стороны, учитывает априорную геолого-геофизическую информацию о слоистой структуре среды, а с другой, обеспечивает максимальное сходство синтетических и сейсмических трасс, т.е. оптимально использует сейсмические данные. Для этого на основе анализа имеющихся данных бурения строится исходная тонкослоистая (одномерная или двумерная) модель среды. Затем для нее рассчитывают синтетическую трассу или разрез, после чего путем случайного перебора параметров тонкослоистого разреза среды добиваются максимального подобия синтетической трассы или разреза сейсмическому аналогу.

Опыт применения этих комплексов показал, что подбор модели среды нередко оказывается эффективным средством определения близких к реальным значений акустических параметров, несмотря на чисто эвристический подход, используемый для перебора параметров при поиске решения обратной задачи сейсморазведки.

Однако нужно иметь в виду, что суть эвристических алгоритмов состоит в подборе такой модели коэффициентов отражения, которая при свертке с сейсмическим импульсом обеспечит совпадение модельной трассы с суммотрассой ОГТ. В результате удастся найти лишь один из многочисленных вариантов, обеспечивающих наилучшее совпадение модельной и реальной трасс по какому-либо критерию. И главное здесь не только неоднозначность решения задачи [13], но и то, что моделируемая вертикально-неоднородная среда «генерирует» лишь простые однократные волны, а сейсмическая трасса - их простая интерференция (а это совсем не так), при этом модельный сигнал, используемый для свертки, никак нельзя зарегистрировать или выделить в чистом виде из трассы.

Из этого следует, что модельная трасса, полученная в результате свертки непонятно какого импульса со случайно подобранной последовательностью коэффициентов отражения, никак не может быть объективно сопоставлена с реальной суммотрассой, поскольку в ней присутствует большее число волн различных классов. При этом помимо волн-спутников могут регистрироваться обменные и другие типы волн.

В последние годы широко используются программы ПСМ,

основанные не на эвристических подходах к перебору параметров модели, а на применении математически строгих методов глобальной оптимизации (например, метода имитационного анилинга).

Нужно отметить также, что даже при хорошем соответствии сейсмотрассы и модели, принятой для расчетов, низком уровне шумов и отсутствии регулярных помех, полученная в результате преобразований ПАК тонкослоистая модель будет отличаться от истинной. Тем не менее разрезы и карты ПАК, несмотря на их приближенный характер, широко используются при решении интерпретационных задач.

Разрезы ПАК позволяют выделять и изучать пласты, детализировать их характеристики (цветной рис. 2.7 [49]). Изменения псевдоакустической жесткости в плане могут служить информацией об изменении вещественного состава и физического состояния пород (цветной рис. 2.8).

Еще одна проблема – правомерность использования при расчетах ПАК лучевой схемы, так как лучевой метод справедлив в высокочастотном приближении, когда длина волны существенно меньше размеров неоднородностей. В реальности этого нет, изучаются детали разреза, составляющие 0,1 - 0,2 длины волны и даже меньше. Поэтому значения акустического импеданса, рассчитанные с помощью суммотрасс ОГТ, ни в коей мере не являются количественной характеристикой среды. Их величины можно рассматривать как некоторую трансформанту волнового поля или как атрибут, который может быть использован для сейсмической интерпретации наряду с другими параметрами.

Чтобы уяснить физический смысл процедур компьютерной обработки сейсмических данных и создать математическую модель сейсмической трассы (сейсмограммы), необходимо хорошо представлять роль факторов, которые оказывают влияние на характеристики регистрируемых колебаний. Хорошо представляя себе математическую модель трассы и зная физические характеристики (скорости и плотности) отложений, можно сравнительно просто рассчитать модельные или синтетические трассы, сейсмограммы или даже временные разрезы для заданных участков разреза. На этой основе можно установить, какие же детали геологического разреза могут оказывать наибольшее влияние на сейсмические волновые поля и как построить последовательность этапов цифровой обработки для получения материалов самого высокого качества. Именно такая задача (по возможности в сжатой форме) решалась в рамках второй главы. Более детально отдельные разделы этой темы изложены в работах [1; 32; 42; 51; 56; 61; 87; 91].

Поскольку псевдоакустический картаж (ПАК) является фактически процедурой обратной моделированию, то авторы решили основные идеи технологии его проведения рассмотреть сразу после описания процесса сейсмомоделирования. Эта тематика достаточно широко освещена как в основном [1; 7], так и дополнительном [28; 42; 46 и др.] библиографических списках.

Темы сейсмического моделирования и использования результатов производства ПАК для решения различных геологических задач могут использоваться для написания рефератов по данному курсу.

Вопросы для самоконтроля

Влияет ли геометрическое расхождение на интенсивность сейсмических колебаний?

В чем заключается влияние тонкой слоистости геологического разреза на сейсмические записи?

Охарактеризуйте основные факторы, влияющие на характеристики отраженных волн.

Поясните составляющие математической модели сейсмической трассы.

Какова последовательность процедур при расчете синтетических трасс?

Изложите основные принципы моделирования волновых полей.

Каковы задачи моделирования?

Каким образом при математическом моделировании учитываются кратно отраженные волны?

Нужны ли при расчете кривых ПАК данные акустического каротажа в скважинах?

Поясните сущность сейсмической инверсии.

Поясните недостатки моделей, полученных в результате псевдоакустического каротажа.

3. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЦИФРОВОЙ ОБРАБОТКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ МОВ ОГТ

Извлечение полезной геологической информации из полевых сейсмических записей происходит в процессе обработки и интерпретации. В докомпьютерный период эти процедуры проходили в рамках одного процесса – решения обратной задачи сейсморазведки, т.е. определения геологического строения изучаемой территории по наблюдаемому полю упругих волн. Использование методики ОГТ потребовало от геофизиков (до проведения интерпретации) предварительного выполнения процедур ввода в полевые записи статических и кинематических поправок, применения к сейсмическим записям фильтрации и суммирования колебаний. Это обусловило появление двух этапов решения обратной задачи сейсмических данных: цифровой обработки (конечный продукт – сейсмический разрез или куб сейсмических трасс) и собственно интерпретации (геологического истолкования этих разрезов). Понятно, что оба этих процесса должны проходить в виде единого, осуществляемого в рамках одной идеологии. Поскольку на практике это не всегда соблюдается, поэтому при обработке (учитывая факт, что каждая процедура обработки вносит свои погрешности в исходные материалы) необходимо постоянно «оглядываться» на последующую интерпретацию.

При цифровой обработке сейсмических данных главной задачей является создание и усовершенствование алгоритмов, обеспечивающих, наряду с высоким разрешением целевых отражений, существенную степень подавления регулярных и нерегулярных волн-помех. Обработчик «вытягивает» целевые отражающие горизонты на сейсмических разрезах, применяя для этого мощные процедуры обработки данных, иногда безнадежно искажая другие части записи. Для обработчика основная задача – высокая степень корреляции целевых отражающих границ, указанных в геологическом задании и, по возможности, очищение конечного документа обработки - временного разреза (куба данных при 3D наблюдениях) от волн-помех. При этом нужно достичь максимальной разрешенности записи, сохранив высокочастотную составляющую спектра колебаний (выделяя на разрезе как можно больше отражающих

горизонтов). Но при повышении разрешенности часто ухудшается прослеживаемость горизонтов, поэтому итоговый разрез – это результат компромисса этих взаимоисключающих задач.

Сам процесс обработки обычно состоит из отдельных этапов [1; 94]. Последовательность этих этапов составляет **граф обработки**. Фактически граф обработки любой информации – это последовательность процедур математической обработки информации на компьютерах с целью уменьшения влияния множества источников неопределенности (шумов, помех, ошибок и т.п.), создающих общий уровень энтропии (неоднозначности, достоверности) полученных знаний. При этом сами математические процедуры, составляющие граф обработки, являются точными знаниями для модельных примеров, так как дают точные решения при строго определенных граничных условиях.

Различают условно два подхода к обработке данных сейсморазведки: кинематическая и динамическая обработка [2; 3; 6; 7; 72; 91].

В результате **кинематической обработки** после простейшей регулировки амплитуд получают данные по уточненным значениям статических поправок, распределение по вертикали и горизонтали скоростей суммирования ($V_{огт}$) и поведение линий $T_0(X)$ или карт изохрон $T_0(X, Y)$ по опорным отражающим горизонтам, которые необходимы для последующих структурных построений прослеживаемых отражающих границ (**определения геометрии границ объекта**).

При **динамической обработке** проводят дополнительно детальную корректировку процесса регулирования амплитуд колебаний на исходных сейсмограммах, обращая особое внимание на исключение нестабильности условий возбуждения и приема колебаний, повышение соотношения сигнал/помеха и разрешенности записей, а также на восстановление правильной геометрии отражающих границ. Это позволяет, по мере возможности, «минимизировать искажения» расчетных динамических параметров волновых полей (атрибутов), вовлечение которых в последующую интерпретацию дает

возможность решать более широкий круг геологических задач, таких как **литолого-фациальное районирование** территорий, **определение фильтрационно-емкостных свойств коллекторов** и других, необходимых **при подсчете запасов**.

Исходной информацией при стандартном графе кинематической обработки являются три группы данных:

- полевые сейсмические материалы;
- данные по изучению скоростей в верхней части разреза (начальные или априорные статические поправки);
- данные о скоростях в нижних интервалах разреза (фактически, в зависимости от задач последующей интерпретации, это данные СК-ВСП, АК, ГИС и бурения, в том числе и исследования керна).

Собственно цифровая обработка начинается с процесса ввода всей информации в ЭВМ и препроцессинга. **Препроцессинг** - проведение ряда процедур перед собственно обработкой полевых данных: присвоение геометрии профилей, редактирование трасс (обнуление бракованных трасс и участков трасс, смена полярности и т.п.). Имеется возможность провести визуализацию сейсмограмм для анализа качества материала, определения параметров волн-помех (кажущихся скоростей, периодов колебаний, интервалов их регистрации) или корреляции времен первых вступлений. Здесь происходит формирование трасс в порядке, наиболее удобном для последующей обработки.

Этап **регулировки амплитуд** (восстановления амплитуд). Основные задачи следующие:

- исключить влияние на амплитуды колебаний геометрического расхождения, поглощения и рассеивания (затухания энергии волн);
- исключить влияние на амплитуды и частотный состав колебаний (форму сигналов) неидентичности условий возбуждения и приема колебаний.

В простейшем случае проводится цифровая автоматическая регулировка амплитуд (ЦАРА), которая позволяет найти средние значения амплитуд колебаний в некотором временном окне и этот осредненный закон использовать для снятия экспоненциального фонового значения

амплитуд. При проведении детальной кинематической или динамической обработки используется набор различных программных продуктов (программы восстановления амплитуд), которые позволяют в несколько этапов (итераций) последовательно решить вышеперечисленные задачи на более высоком уровне. В итоге регулировки - амплитуды колебаний должны зависеть только от величин коэффициентов отражения (различия акустических жесткостей отдельных пластов).

Фильтрация сейсмических трасс проводится на различных этапах обработки, начиная с момента производства ЦАРА и далее после процедур восстановления амплитуд, до и после построения суммарного разреза, а также после построения окончательного разреза или куба данных (в качестве «косметической» процедуры, направленной на улучшение качества прослеживания отражающих границ). Основными задачами фильтрации являются: исключение случайных и регулярных низко- и среднескоростных волн-помех с линейной и гиперболической формой годографов, сжатие в области времени формы импульсов (расширение полосы пропускания и выравнивание амплитуд спектральных компонент), выравнивание формы сигналов на трассах и т.п.

После регулировки амплитуд и начальной фильтрации в сейсмические трассы (сейсмограммы ОГТ) вводятся начальные статические и кинематические поправки, далее в пределах каждой сейсмограммы проводится суммирование трасс. Суммирование позволяет подчеркнуть однократно отраженные волны и устранить кратные отраженные волны и другие волны-помехи. Подборка суммарных трасс по профилю представляет начальный (априорный) сейсмический разрез, получение которого дает возможность оценить качество разреза и наметить пути его улучшения. Поскольку начальные значения вводимых поправок отягощены погрешностями, то следующим шагом обработки является их коррекция.

Коррекция статических поправок. Как известно [95], приповерхностная часть геологического разреза (зона малых скоростей или ЗМС) характеризуется значительными вариациями скоростей пробега продольных волн как по глубине, так и в горизонтальном направлении. Мощность ЗМС в среднем

изменяется от 10 - 15 м до 40 - 50 м. Скорости в ЗМС варьируют от 400 - 500 м (а иногда и меньше) до 1500 - 2000 м/с [91]. Эти изменения параметров ЗМС и рельефа земной поверхности (где располагаются сейсмоприемники) приводят к неравномерному запаздыванию прихода полезных волн. **Вследствие этого гиперболическая форма годографа отраженных волн в значительной степени искажается.** Эти искажения приводят в итоге к неправильному определению времен T_0 прихода отраженных волн и ошибкам в последующих структурных построениях отражающих границ.

Для исключения этих явлений и вводятся статические поправки. Для этого под подошвой ЗМС (в зоне относительной стабилизации скоростей) выбирается уровень приведения, в качестве которого может быть использован верхний отражающий или преломляющий горизонт, или горизонтальная плоскость (например, в Пермском крае это абсолютная отметка +100 м). В МОГТ для каждого пункта возбуждения и пункта приема рассчитывается своя поправка ($\Delta t_{ПВ}$ и $\Delta t_{ПП}$). Им соответствует время пробега волны по вертикали от точки ПВ или ПП до уровня приведения. А сумма этих времен (поправок за ПВ и ПП) для соответствующих номеров пикетов и дает статическую поправку каждой сейсмической трассы

$$\Delta t_{ст} = \Delta t_{ПВ} + \Delta t_{ПП}.$$

Ввод статических поправок (их вычитание из наблюдаемых времен) как бы перемещает все пункты возбуждения и пункты приема на единый уровень приведения. Поэтому нулевое значение отсчета времени на сейсмических трассах после ввода статических поправок начинается от уровня приведения. **Форма годографов отраженных волн после ввода статических поправок становится близкой к гиперболической.**

Для изучения скоростей в ЗМС и подстилающих ее породах (для расчета статических поправок) проводятся специальные наблюдения: микросейсмокаротаж, специализированные работы МПВ или МОВ. В последнее время широко используются годографы первых вступлений прямых и преломленных (рефрагированных) волн, которые

регистрируются в начальных частях производственных сейсмограмм МОВ ОГТ [95]. Однако в любом случае эти исследования позволяют получить только приближенные значения поправок, которые обычно отягощены погрешностями.

Поэтому в процессе обработки проводят коррекцию статических поправок по годографам отраженных волн. Цель проведения процедуры – выявить и исключить эти погрешности. В зависимости от протяженности аномалий погрешностей $\Delta L_{\text{АН}}$ статических поправок (одного знака) по отношению к длине расстановки $L_{\text{МАКС}}$ (максимальное расстояние пункт возбуждения - пункт приема) различают высокочастотные ($\Delta L_{\text{АН}} < L_{\text{МАКС}}$), среднечастотные ($\Delta L_{\text{АН}} \cong L_{\text{МАКС}}$) или низкочастотные ($\Delta L_{\text{АН}} > L_{\text{МАКС}}$) компоненты. Высокочастотная компонента достаточно хорошо выявляется и устраняется при коррекции, а для устранения средне- и низкочастотных компонент ошибок статических поправок нужна дополнительная информация о скоростном строении верхней части разреза.

Именно поэтому одной из основных причин снижения точности структурных сейсмических построений (при их сравнении с данными бурения) по-прежнему является недоучет скоростных аномалий в верхней части разреза, что и отмечается в многочисленных публикациях и в «Рекомендациях по использованию данных сейсморазведки (2D и 3D) для подсчета запасов нефти и газа» [72].

Коррекция кинематических поправок. Годографы однократно отраженных волн имеют гиперболическую форму. Уравнение годографа отраженных волн при горизонтальной границе и однородной покрывающей среде со скоростью V (уравнение нормального годографа) имеет вид

$$\begin{aligned}
 t(L) &= \frac{1}{V} \sqrt{4H^2 + L^2} = \left(\frac{4H^2}{V^2} + \frac{L^2}{V^2} \right)^{1/2} = \left(T_0^2 + \frac{L^2}{V^2} \right)^{1/2} = \\
 &= T_0 \left(1 + \frac{1}{T_0^2} \frac{L^2}{V^2} \right)^{1/2}. \tag{3.1}
 \end{aligned}$$

Если разложить это выражение в ряд, то получим такое

уравнение годографа (часто называемого годографом общей точки возбуждения или ОПВ)

$$t(L) = T_0 + \frac{1}{2T_0} \frac{L^2}{V^2} + \dots = T_0 + \Delta T_{кин} + \dots, \quad (3.2)$$

где $\Delta T_{кин} = \frac{1}{2T_0} \frac{L^2}{V^2}$ - это кинематическая поправка или NMO

(normal move out) - поправка за нормальный годограф.

Из этих выражений следует, что **любое наблюдаемое время t на годографе отраженной волны** (с некоторой погрешностью) **вводом кинематической поправки можно преобразовать во время $T_0 = 2H/V$** . Именно поэтому при вводе кинематических поправок каждый годограф (однократно отраженных волн) преобразуется в «линию» времен T_0 .

Характерной особенностью годографа ОГТ (в отличие от годографа, сформированного по принципу ОПВ, определяемого формулой (3.1)) является то, что при наклонных границах не происходит смещения годографа в сторону восстания границы. Форма годографа ОГТ остается симметричной и гиперболической как при горизонтальных, так и наклонных границах (при небольших углах наклона φ границы до 10°). Но чем больше угол наклона границы φ , тем более пологой становится форма годографа, а скорость, рассчитываемая по такому годографу, увеличивается.

Обычно считается, что параметр V в уравнении (3.1) – это предельная эффективная скорость V_e . При скоростном анализе сейсмограмм ОГТ мы определяем годограф при помощи гиперболической аппроксимации по методу наименьших квадратов [1; 7]

$$t^{огт}(L) = \sqrt{T_0^2 + \frac{L^2 \cos \varphi}{V_e^2}} = \sqrt{T_0^2 + \frac{L^2}{V_{огт}^2}}. \quad (3.3)$$

Здесь скорость $V_{огт} = V_e / \cos \varphi$ называют скоростью ОГТ или скоростью *суммирования* (накапливания) или *stacking velocity*. Она является параметром гиперболы, аппроксимирующей годограф ОГТ.

Иными словами, скорость $V_{огт}$ зависит как от скоростной

модели среды, так и угла наклона границы и фактически является параметром обработки. И именно **знание скорости $V_{огт}$ позволяет наилучшим образом «спрямить» (преобразовать в линию T_0) годографы ОГТ отраженных волн, что и необходимо для последующего эффективного производства процедуры суммирования трасс в пределах сейсмограммы ОГТ.**

При этом форма годографов кратных отраженных волн (при примерном равенстве времен $T_{0\text{ одн}} \approx T_{0\text{ крат}}$) обычно является более крутой по сравнению с формой годографов однократных волн. Поэтому определяемая по ним $V_{огт\text{ кратн}}$ меньше, чем скорость $V_{огт\text{ одн}}$ (кратные волны распространяются в верхних интервалах разреза при равенстве времен T_0 , где скорости пробега волн меньше, чем в более глубоких интервалах, где возникают однократные волны). Поэтому при вводе кинематической поправки по формуле

$$\Delta T_{\text{кин}} = \frac{1}{2T_0} \cdot \frac{L^2}{V_{огт\text{ одн}}}$$

годографы однократных волн спрямляются, а годографы многократных волн остаются «недоспрямленными», т.е. имеют остаточную кривизну (в соответствии со значениями функции запаздывания). И если при суммировании трасс импульсы однократных волн после спрямления годографа суммируются синфазно (без фазовых сдвигов) и их амплитуда возрастает соответственно кратности работ, то кратные волны суммируются с фазовыми сдвигами и их суммарные амплитуды становятся значительно меньшими по сравнению с амплитудами однократных волн. Вследствие этого отношение СИГНАЛ/ПОМЕХА в значительной степени возрастает.

С учетом вышесказанного ввод кинематических поправок, рассчитанных при использовании приближенных (априорных) значений скоростей, определенных, например, по сейсмокаротажу ближайшей скважины, а также наличие погрешностей статических поправок, которые создают фазовые сдвиги между трассами, не позволяет в полной степени спрямить годограф ОГТ однократных волн для эффективного суммирования колебаний. Поэтому качество материалов на

начальном суммарном разрезе не очень хорошее. Для получения более высокого качества сейсмических разрезов необходимо знать скорости ОГТ, позволяющие наилучшим образом спрямить годографы однократных волн. Именно для **получения закона $V_{огт}(T_0)$ и проводится этап коррекции кинематических поправок.**

Коррекция кинематических поправок (получение закона $V_{огт}(T_0)$) проводится или при использовании криволинейного суммирования по годографам ОГТ (разной кривизны) трасс сейсмограмм ОГТ в небольшом временном окне с получением «спектров скоростей» (энергоанализ), либо с учетом качества прослеживаемости отражающих границ на участках суммарных разрезов, полученных с разными значениями $V_{огт}$ при вводе кинематических поправок (сканирование по скоростям). Многие из геофизиков [1; 6; 7; 21] подчеркивают, что скоростной анализ (Velocity analysis) – это не определение «истинных» скоростей сейсмических волн в среде, а определение гиперболической аппроксимации годографов однократно отраженных волн по сейсмограммам ОГТ. Эти гиперболические аппроксимации содержат параметр $V_{огт}$, имеющий размерность скорости.

Таким образом, конечным итогом этапа коррекции кинематических поправок является получение закона изменения скоростей $V_{огт}(T_0)$. При этом коррекция (уточнение) статических поправок и коррекция кинематики проводятся в итеративном режиме (в несколько этапов). Это необходимо не только для получения наилучшего спрямления годографов однократных волн, но и для повышения эффективности подавления волн-помех и подчеркивания однократных колебаний.

После уточнения статических и кинематических поправок проводится суммирование трасс в пределах каждой сейсмограммы ОГТ, а суммарные трассы формируют временные суммарные (сейсмические) разрезы или кубы суммарных трасс. Считается, что временной суммарный разрез ОГТ составлен из суммарных трасс с нулевым удалением ($L = 0$) между пунктами возбуждения и приема (как если бы и возбуждение, и прием колебаний осуществлялись в одной точке). При этом суммарные сейсмические трассы откладываются на временном разрезе

непосредственно под общей срединной точкой соответствующей подборки трасс (по вертикали).

После проведения окончательной фильтрации (по разрезам или кубам) проводится **процедура миграции**. Эта процедура направлена на устранение так называемого явления «сейсмического сноса лучей», которое возникает при наклонных отражающих границах и приводит к несоответствию изображения строения среды на временном и глубинном разрезах. Суть явления состоит в том, что при наклонных (криволинейных) отражающих границах сейсмические лучи, выходящие из точек O или O_1 , расположенных на поверхности наблюдения (рис. 3.1, *a*), падают по нормали на отражающую границу в точках M или M_1 . При построении временного разреза соответствующую сейсмическую трассу выстраивают из точек O и O_1 по нормали к поверхности наблюдения (по вертикали) и отражающая площадка оказывается в точках A и A_1 (под точками возбуждения-приема O и O_1). Величина отрезка AM (или A_1M_1) фактически и определяет величину сейсмического сноса.

Неучет этого явления приводит к искажению структурных сейсмических построений, поскольку миграция оставляет без изменения положение горизонтальных отражающих горизонтов на временных разрезах (рис.3.1 [7]), но сдвигает точки отражения от наклонных границ в сторону падения пласта. Это ведет к искажению структурных планов отражающих границ: расширению куполов антиклиналей и сужению синклинальных структур. Хорошо видно (рис. 3.1) положение антиклинальной структуры, полученной по сейсмическим данным без проведения миграции (сплошная линия) и после производства миграции (пунктирная линия). Понятно, что трехмерная миграция, осуществляемая по данным 3D сейсморазведки (по кубу данных), дает наилучшие результаты при учете сейсмического сноса. И **основным преимуществом 3D сейсморазведки по сравнению с методикой 2D как раз и является возможность производства трехмерной миграции.**

Существует достаточно большое количество алгоритмов производства миграции [1; 2; 3; 6; 7; 91]: миграция временных разрезов во временной разрез с учетом сейсмического сноса

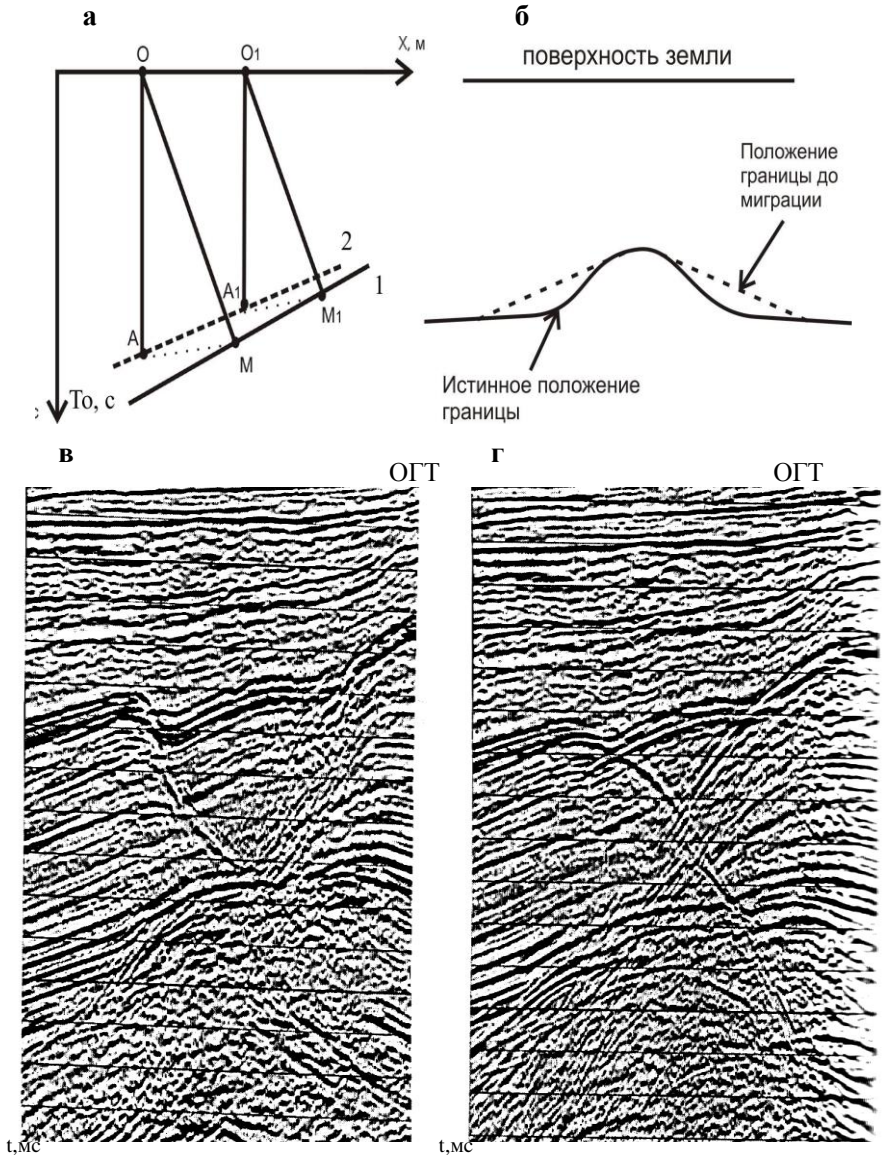


Рис. 3.1. К понятию миграции (а, б), временные разрезы до (в) и после миграции (г): 1 – истинное положение границы; 2 – фиктивное положение границы; $OA = OM$; $O_1A_1 = O_1M_1$

(который часто в литературе называют динамическим) и миграция глубинная, при которой одновременно с учетом сноса проводится преобразование оси времен T_0 сейсмического разреза в ось глубин (H). Процесс миграции может проводиться на основе дифракционных преобразований во временной или частотной области.

Широко применяется в последние годы для учета наклона границ (перед проведением миграции) процедура, получившая название «предварительное суммирование с частичной миграцией», которая обозначается в литературе как DMO или PSPM (Dip Move Out или PreStack Partial Migration). Однако наибольшее предпочтение геофизики в последнее время отдают производству миграционных преобразований до суммирования, исходным материалом для которых являются не суммарные трассы ОГТ, а начальные сейсмические трассы (до их суммирования).

Особенно широко эти процедуры используются при сложном строении геологического разреза (углы наклона границ более 10° , присутствие изменения скоростей по латерали и т.п.).

Дело в том, что динамические особенности сейсмических записей (согласно исследованиям В.А.Милашина) после их обработки зависят от многих факторов. Если предположить, что каким-то образом после ввода статических и кинематических поправок динамика осталась истинной, то после суммирования трасс динамика отраженных волн будет искаженной. Это связано с тем, что реальный годограф, по которому происходит суммирование, практически никогда не является гиперболой из-за неполного учета преломления лучей на промежуточных границах, анизотропии, неполного учета влияния ВЧР и т.д. Ввиду этих факторов аномалия динамических параметров, если она даже имеется на сейсмических трассах, как бы «размазывается» в разной степени по разрезу в зависимости от величины отличия реального годографа от гиперболы. Поэтому по суммарным трассам почти бессмысленно выполнять динамический анализ для решения тонких задач, а аномалии от крупных газовых образований видны и без всякого анализа.

При реализации глубинной миграции до суммирования процесс суммирования происходит не по гиперболе, а по

годографу, определенному в процессе создания глубинной скоростной модели путем решения прямой задачи с учетом преломления и (в последние годы) анизотропии. Это позволяет надеяться на то, что динамические особенности (сейсмические атрибуты) при производстве миграции до суммирования искажаются в гораздо меньшей степени, чем при производстве миграции по суммарным трассам.

Фактически мигрированные (динамические) временные или глубинные разрезы или кубы сейсмических трасс и являются конечным продуктом кинематической обработки данных сейсморазведки. После их получения следует этап интерпретации данных. На рис. 3.2 для сравнения даны начальные временные разрезы, полученные с априорными статическими и кинематическими поправками (фактически до обработки данных) и после цикла обработки [2]. Хорошо видно, что качество прослеживаемости осей синфазности (отражающих горизонтов) значительно улучшилось.

Таким образом, основной целью цифровой обработки данных сейсморазведки МОВ ОГТ является получение сейсмических (временных или глубинных) разрезов (кубов трасс), по которым затем проводится корреляция отраженных волн и их дальнейшая интерпретация. При любом составе графа обработки основными процедурами являются: регулировка амплитуд, коррекция статических и кинематических поправок, фильтрация трасс и миграция, а также сам процесс суммирования трасс в пределах сейсмограмм ОГТ. Детально эти этапы рассмотрены в работах [1; 2; 3; 6; 94; 101].

Одной из основных причин расхождений данных сейсморазведки и бурения часто является неточность учета скоростных неоднородностей ВЧР. Описанию методик этого процесса уделяется в литературе большое внимание [72; 95]. Предлагается использовать для расчета статических поправок данные сейсмокаротажа, отраженных и преломленных волн. Чаще всего для этого используют времена первых вступлений, имеющиеся на сейсмограммах МОВ ОГТ.

При рассмотрении особенностей коррекции кинематических

поправок нужно четко себе представлять отличия различных понятий скоростных параметров, используемых в сейсморазведке: средние, эффективные скорости, скорости ОГТ или суммирования [1; 7; 21; 91]. Важно понять, почему миграция до суммирования является предпочтительнее миграции по суммарному временному разрезу [1, 6, 91, 101].

Обработка данных 3D сейсморазведки в целом осуществляется так же, как и данных 2D. Наибольшие отличия касаются процесса миграции. Более детально обработка данных 3D описана в работах [7; 8].

Описание любого этапа или всего графа цифровой обработки может служить темой для написания реферата, особенно если это описание сопровождается конкретными примерами результатов обработки.

Вопросы для самоконтроля

Что принято называть графом обработки сейсмических данных?

Какие задачи решаются на этапе препроцессинга?

Какова цель процедур «восстановления амплитуд»?

Что исключается при коррекции статических поправок?

Какие параметры определяются в результате коррекции кинематических поправок?

В чем смысл проведения фильтрации?

Для чего используется обратная фильтрация?

Почему в последние годы широко применяется процедура нуль-фазовой деконволюции?

Для чего используется F-K фильтрация?

Какие разновидности миграции применяются в сейсморазведке?

На каком этапе обработки используется процедура миграции?

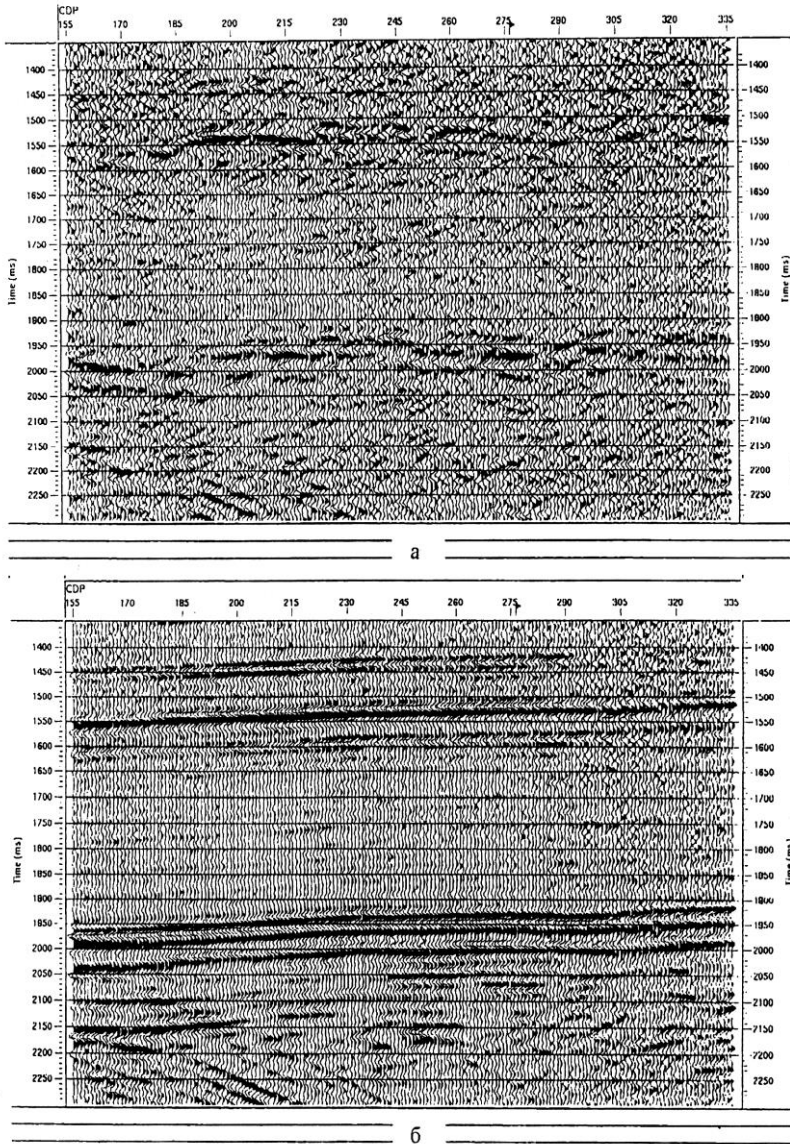


Рис. 3.2. Сравнительный вид временных разрезов, полученных:
а – только на основе априорных данных; *б* – после цикла
 цифровой обработки

4. КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

4.1. Общие сведения

При интерпретации сейсмических данных исходят из следующих допущений, достоверность которых подтверждена практикой работ [1; 2; 3; 32; 86]:

- оси синфазности однократно отраженных волн, выделяемые на сейсмограммах и сейсмических разрезах, соответствуют границам перепада акустической жесткости (отражающим границам) в разрезе;

- отражающие границы в большинстве случаев совпадают с геологическими границами;

- динамические особенности волновых полей отраженных волн сложным, но определенным образом, связаны с физико-геологическими характеристиками изучаемых толщ разреза.

Именно поэтому с момента становления и развития (40 – 60-е г.г.) сейсморазведка методом отраженных волн становится важнейшим элементом структурной геологии. Результаты сейсморазведки широко начинают использоваться для пространственной корреляции реперных горизонтов, изучения морфологии и толщин крупных геологических комплексов, а также выявления и трассирования дизъюнктивных нарушений. Измеряемые при этом параметры: глубины, толщины, углы наклона, кривизна поверхностей и другие являются объектами структурной геологии [76]. Они определяются в процессе кинематической обработки и интерпретации сейсмических данных. Как было показано в разд. 3, большинство процедур кинематической обработки направлено на достижение непрерывной корреляции отражений. Именно корреляция сейсмических разрезов и является основной интерпретационной процедурой в структурной сейсморазведке.

По крайней мере, при поисках и разведке структурных (антиклинальных) ловушек нефти и газа сейсморазведка, несомненно, сыграла решающую роль. В итоге уже более 50 лет сейсмические разрезы являются обязательными атрибутами паспортов на бурение поисково-разведочных скважин. Важнейший подсчетный параметр - **геометрия залежей УВ**, приуроченных к антиклинальным ловушкам, определяется при обязательном использовании структурных карт, построенных по

сейсмическим данным. Именно структурная сейсморазведка уже на первом этапе своего развития позволяла существенно сократить количество скважин, необходимых для картирования контуров сводовых залежей на стадиях их разведки и доразведки.

Возможности сейсморазведки по расчленению разреза на отдельные толщи оцениваются ее разрешающей способностью.

4.2. Разрешающая способность сейсморазведки МОВ

Разрешающая способность (РС) является одной из фундаментальных характеристик любого метода исследований. Для сейсморазведки МОВ она зависит от двух параметров: длины волны изучаемых колебаний (по вертикали) и размера зоны Френеля (по латерали). Однако на практике при количественных определениях полной ясности и единых позиций в оценке РС не существует. Иногда появляются технологии, обещающие запредельные возможности решения задачи, но достоверность таких обещаний не всегда реальна, поскольку любой метод натуральных исследований имеет свои физические пределы.

Обычно различают теоретическую и реальную РС, характерную для конкретного способа исследований в конкретных условиях его применения. Они связаны между собой, но поскольку конечным результатом являются конкретные детерминированные значения целевых параметров среды, реальная РС важнее. Именно она должна оцениваться количественно, исходя из теоретических представлений о физике формирования и распространения волн [52].

При определении разрешающей способности в сейсморазведке МОВ необходимо отметить два момента. Первый - при использовании одного волнового поля РС решения разных задач и даже одной задачи разными способами может быть не одинакова. Второй - РС зависит от уровня помех в этом волновом поле, поскольку даже при отличном качестве материалов следует учитывать наличие погрешностей решения конкретной задачи, обусловленных отличием идеализированных моделей разреза и цифровых записей сейсмограмм от реальной среды и связанного с ней волнового поля. В связи с чем

реальной РС сейсморазведки следует считать способность решения конкретной задачи данным конкретным способом в данных конкретных условиях с некоторой заданной точностью [52].

4.2.1. Разрешающая способность по вертикали

Основы современных представлений о разрешающей способности сейсморазведки МОВ заложены в работах И.С. Берзон, которая впервые четко сформулировала решение в рамках кинематических задач лучевого метода. Для случая слоистых сред ей принадлежит первое определение понятия РС: “Разрешающая способность сейсморазведки при изучении слоистых сред характеризуется степенью детальности, с которой может быть произведено расчленение геологического разреза, она определяется как минимальное расстояние между двумя объектами (например, границами, соответствующими кровле и подошве пласта), на котором они еще различимы как два разных объекта, а не сливаются в один“.

Вполне закономерно, что позиционные сейсмические наблюдения не позволяют получить сведения о вертикальном разрезе, сопоставимые по детальности с результатами бурения и геофизических исследований скважин. На сейсмических разрезах изображается интегральная волновая картина, формирующаяся при распространении сейсмических волн в геологической среде, и взаимное расположение пластов горных пород - лишь один из многих факторов, определяющих эту картину. В процессе регистрации, анализа и обработки сейсмических данных подавляются множество сигналов, не связанные с реальными отражениями от границ пластов. При этом нужно помнить, что каждое отражение является результатом сложной интерференции нескольких (иногда нескольких десятков) простых сигналов. Даже при наличии записей высокого качества далеко не каждое изменение формы сигнала на сейсмическом разрезе соответствует геологическим изменениям в исследуемой толще.

Современное состояние исследований по РС не вышло за рамки стадии, когда они ведутся упрощенно по координатным осям: по вертикали и по горизонтали. Поэтому длина

сейсмической волны $\lambda = V \cdot T = V/f$ (V – скорость распространения сейсмических волн, f и T – частота и период колебаний) является основным фактором, влияющим на детальность, по которой можно выделять отдельные стратиграфические единицы в обоих измерениях: по вертикали (судить о мощности пластов) и по горизонтали (оценивать их площадные размеры).

Скорости упругих колебаний в породах верхней части разреза могут составлять 1500 – 2000 м/с, а преобладающая частота отражений близка к 50 Гц, т.е. длины сейсмических волн здесь варьируют в пределах 30 - 40 м. В более глубоких частях разреза скорости возрастают до 6000 м/с, а частота колебаний отраженных волн понижается до 20 Гц. Это соответствует длинам волн 250 - 300 м. В связи с этим разрешающая способность сейсморазведки МОВ с глубиной уменьшается. Чтобы глубинные объекты были различимы на сейсмических разрезах, они должны быть значительно крупнее аналогичных приповерхностных объектов.

Увеличить разрешающую способность сейсморазведки МОВ можно путем повышения частоты используемых сигналов, что может достигаться либо аппаратным путем при возбуждении и регистрации колебаний (положительные перспективы этого пути в недалеком будущем пока не просматриваются), либо при соответствующей обработке полевых данных.

С учетом этого изучение проблемы РС сейсморазведки по вертикали была сосредоточена на изучении влияния толщины ΔH отдельного тонкого пласта, аномального по акустической жесткости ($g = V \cdot \rho$), на характер сейсмических записей. Исследования выполнялись путем построения двумерных синтетических сейсмограмм [90], когда исходный сигнал известной формы отражался от кровли и подошвы пласта. Изучались форма и амплитуда суммарного отражения при меняющейся мощности слоя ΔH (рис. 4.1). Определялся порог мощности, меньше которого отраженная волна не имеет кинематических признаков интерференции. Этот порог равен $1/8$ длины волны, а само условие называется условием Вайдса.

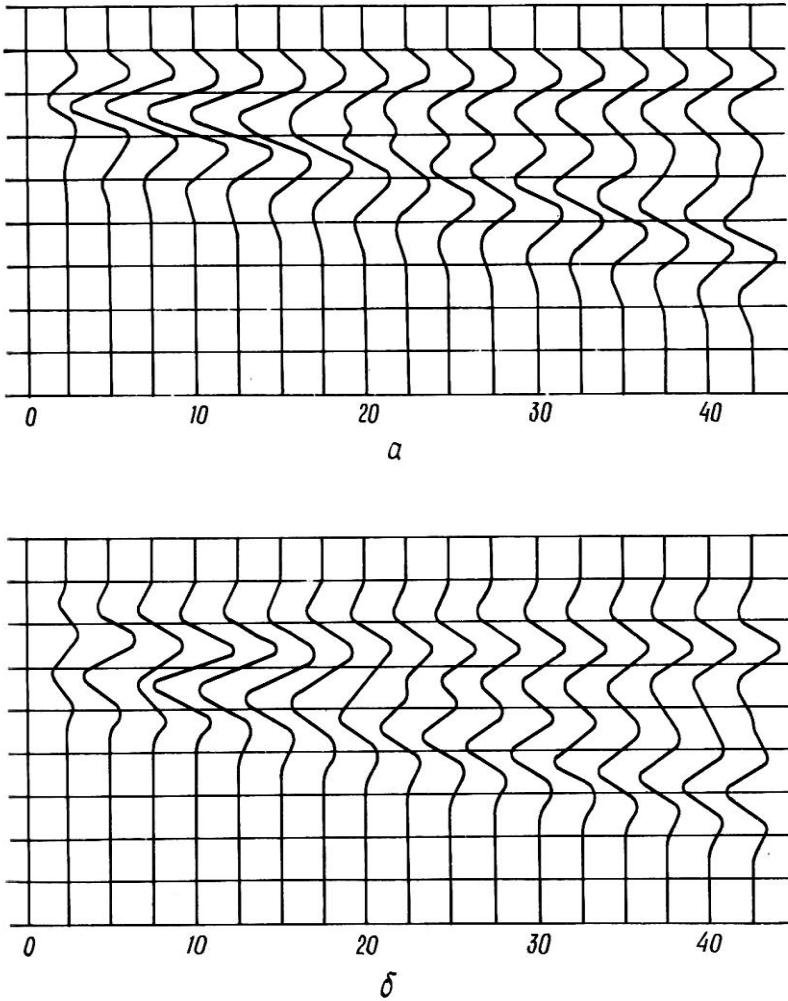


Рис. 4.1. Отражение сейсмических колебаний от тонкого пласта, когда подстилающие и перекрывающие породы имеют одинаковую литологию (скорость волн равна 250 м/с; частота импульса - 50 Гц; длина волны составляет 50 м): a – импульс минимально-фазовый; b – импульс нуль-фазовый с тем же частотным спектром

На практике [74; 84] для величин толщин пластов, меньших, чем $\lambda/8$, установлена прямая корреляция между амплитудой отражения и величиной ΔN . С учетом этих исследований считается, что разрешающая способность по вертикали лимитируется величиной $\gamma\lambda$ [62], где γ - численный множитель, зависящий от используемых дискриминаторов (дополнительных параметров, определяемых в процессе обработки и анализа данных) и приемов интерпретации. Его величина может варьировать в пределах от 0,03 до 1.

Если при интерпретации использовать только кинематические параметры (времена прихода отраженных волн), то вертикальная РС не превосходит величин $0,5\lambda$. Если же в качестве дискриминаторов использовать дополнительно и амплитуды колебаний (в рамках простых динамических задач), то разрешающая способность может достигать значений $(0,03 - 0,12)\lambda$. Верхний предел РС ($\gamma = 0,03$) достижим в идеальных условиях: полное подавление помех при обработке, простое строение среды, общие черты которого известны по данным скважинных исследований и т.д. В реальной ситуации следует ориентироваться на нижний предел приведенных оценок РС, когда $\gamma = 0,12 - 0,24$, т.е. разрешающая способность сейсморазведки МОВ по вертикали в этом случае соответствует условию Вайдса и составляет $(1/4 \div 1/8)\lambda$.

В качестве дискриминаторов могут выступать как амплитуды (интенсивность) колебаний, так и соотношение амплитуд различных фаз сигналов, спектральные характеристики волн и т.п. Практические примеры использования таких дискриминаторов широко известны в литературе [74; 83; 84].

4.2.2. Разрешающая способность по горизонтали

Здесь возникает задача выделения некоторой области отражающей границы, которая существенным образом определяет интенсивность и форму отраженного сигнала, регистрируемого после отражения от границы на поверхности наблюдения. В физике доказывается, что объект любых размеров при любой точности измерений можно обнаружить достоверно только тогда, когда его линейные размеры превышают величину первой зоны Френеля. Исследования показали, что этот критерий может использоваться и в сейсморазведке. Реже горизонтальную РС определяют через длительность сейсмического импульса.

Первая зона Френеля рассчитывается для преобладающей в спектре импульса частоты. Радиус первой зоны Френеля R_ϕ обычно получают из геометрических построений, смысл которых поясняет рис. 4.2:

$$R_\phi^2 + H^2 = \left(H + \frac{\lambda}{4} \right)^2,$$

$$R_\phi^2 + H^2 = H^2 + \frac{2\lambda H}{4} + \frac{\lambda^2}{16}.$$

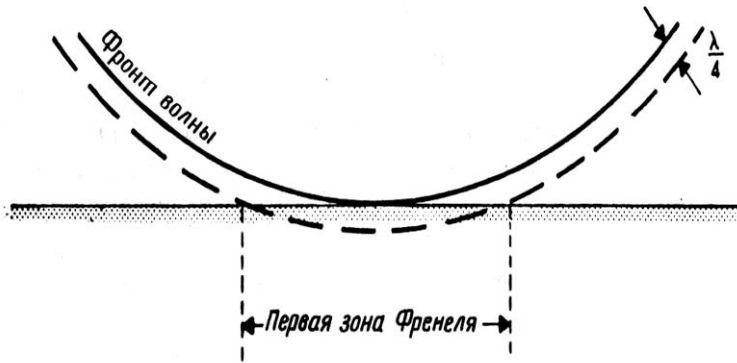
Учитывая, что величина $\lambda^2/16$ невелика (ее можно отбросить), имеем

$$R_\phi \cong \sqrt{\lambda H / 2} \cong a \sqrt{\lambda H},$$

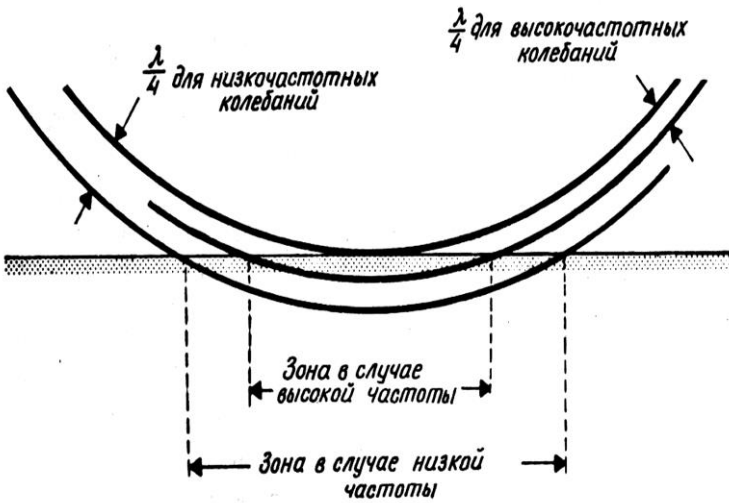
где “а” - некоторый коэффициент.

Многие исследователи считают, что в формировании амплитуды первого экстремума участвует не вся площадь первой зоны Френеля, а лишь определенная ее значимая часть и множитель “а” может варьировать от 0,25 до 1,0. При глубине 1800 м отражающей границы, средней скорости 4000 м, а=1 и частоте колебаний 40 Гц величина $R_\phi \approx 420$ м.

При изучении кинематических особенностей сейсмических записей все неоднородности (с размерами меньше первой зоны Френеля D_ϕ) будут заглаживаться. Так, если на участке временного разреза, вдвое меньшем первой зоны Френеля, вообще не будет отражающей границы («вырезать»



а



б

Рис. 4.2. Первая зона Френеля:
 а – случай отражения сферической волны от плоской границы раздела; б – влияние частоты колебаний на размеры зоны Френеля

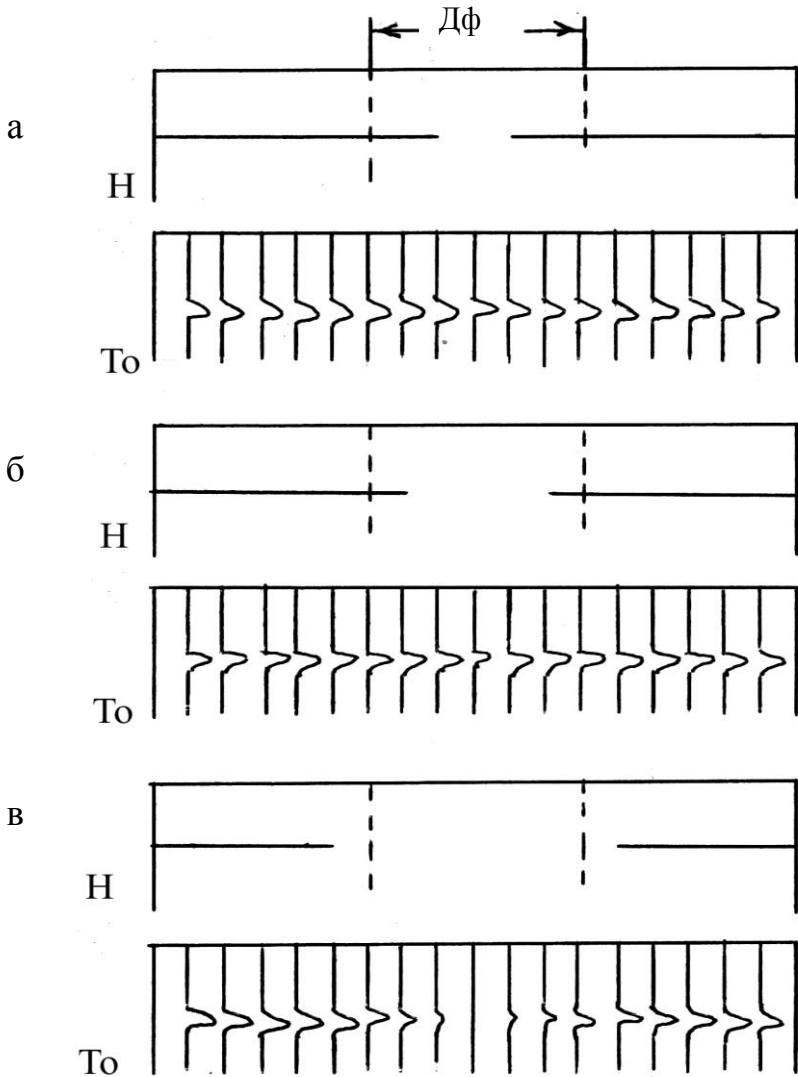


Рис. 4.3. Схематические глубинные и временные разрезы при разных размерах L разрыва отражающей границы по отношению к диаметру зоны Френеля ($D\phi$): $a - L = 1/3 D\phi$; $b - L = 2/3 D\phi$; $в - L > D\phi$

отверстие в отражающей границе), то ось синфазности все равно будет непрерывно прослеживаться без заметного разрыва ее непрерывности и искажения времен регистрации (рис. 4.3). Вместе с тем амплитуды колебаний будут заметно уменьшаться в области разрыва и степень их уменьшения будет тем больше, чем больше длительность разрыва. А заметный разрыв в прослеживаемости горизонта на временном разрезе будет наблюдаться лишь с момента, когда величина разрыва сравняется с зоной Френеля.

Таким образом, горизонтальные неоднородности, размеры которых превышают величину первой зоны Френеля, могут быть обнаружены по кинематическим особенностям сейсмической записи, а при размерах неоднородностей менее $D_{\text{ф}}$ - лишь с помощью анализа динамических параметров. При этом РС сейморазведки по горизонтали зависит не только от скорости в покрывающей среде, частоты колебаний, глубины до целевой границы, но и от угла падения центрального луча на границу. Представление о том, что отраженный сигнал генерируется не точкой, а некоторой площадью отражающей поверхности, является основой для понимания РС сейморазведки при картировании трехмерных объектов. Отраженный от первой зоны Френеля сигнал делает основной вклад в генерацию и формирование отражения.

Если отражающий горизонт (ОГ) неоднороден, разные по частоте волны могут отражаться от него в разных пропорциях. Для доказательства этого факта [90] проанализируем изменение величины зоны Френеля с приближением к вертикальному уступу ОГ (рис. 4.4). Когда точка наблюдения находится далеко от этого контакта, отношение площадей зон Френеля для низко- и высокочастотных составляющих сейсмической волны близко к некоторой “нормальной” величине (рис. 4.4, а). По мере приближения к границе вертикальной ступени участок отражения для низкочастотных составляющих выходит за пределы раньше, чем участок высокочастотных составляющих (рис. 4.4, б). Вследствие этого низкочастотная компонента отраженного сигнала несколько ослабевает, что приводит к изменению частотного спектра и формы ОВ. Когда центр первой зоны Френеля находится точно на границе (рис. 4.4, в),

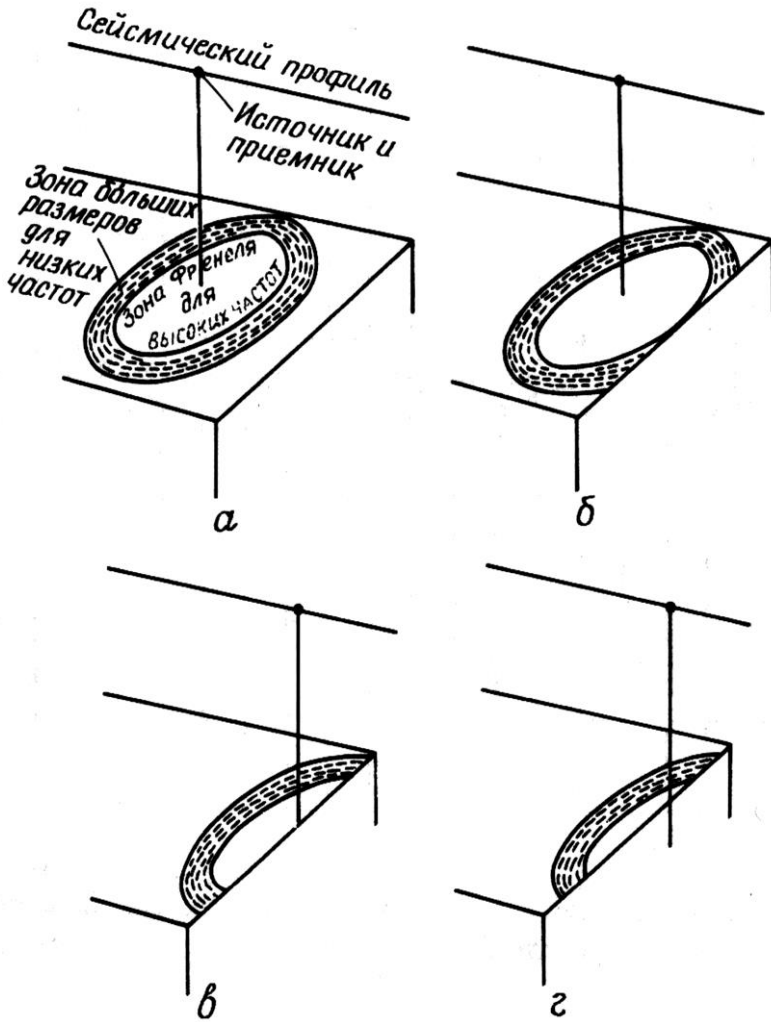


Рис. 4.4. Объяснение изменений формы сигналов, вызываемых наличием вертикальной границы, с использованием представлений о зоне Френеля:

a, *б*, *в*, *г* – различные случаи положения зон Френеля по отношению к уступу

то каждая из зон Френеля (для высокочастотных и низкочастотных компонент) имеет половинную площадь. Энергия сигнала становится “нормальной”.

Если отражение (речь идет, скорее, уже о дифракции) наблюдать из точки, расположенной за краем отражающей поверхности (γ), то площадь высокочастотной зоны Френеля резко уменьшается, вызывая при этом изменение формы ОВ.

С позиций дифракции любую точку в толще земной коры можно рассматривать как источник колебаний. Если 2 точки удалены друг от друга на расстояние, равное $D_{\text{ф}}$, а уровень помех низок, эти точки будут “видны” на сейсмограммах не как одна, а как две, т.е. они “разрешены”. А если точки располагаются в одной зоне Френеля, то они воспринимаются как единая точка дифракции.

Таким образом, разрешающая способность сейсморазведки МОВ определяется величинами $R_{\text{ф}}$ и $0,12\lambda$. В этом случае трехмерный облик области, внутри которой упругие свойства будут влиять на параметры сейсмической записи только интегрально, схематически можно представить в виде усеченного конуса высотой, равной $0,12\lambda$, и с основаниями (верхним и нижним), равными первой зоне Френеля (диск Френеля).

Размеры этого диска в каждом случае зависят от количества используемых дискриминаторов и являются функциями λ и H , но непременно остаются не только конечными, но и значительными по величине, соизмеримыми с практически важными неоднородностями реальных сред. Внутренние особенности, перестановки и перераспределение свойств вещества внутри диска Френеля не изменяют его отображения в сейсмическом волновом поле.

Диски Френеля при изучении реальных сред действуют как некоторые анизотропные сглаживающие фильтры. С глубиной детальность отображения строения среды будет уменьшаться. Небольшие неоднородности ВЧР могут быть отображены в сейсмическом волновом поле, но возможности выявления таких же неоднородностей с глубиной ухудшаются, даже при неизменности λ . Если объект находится в пределах

диска Френеля, то параметры объекта в принципе не могут быть надежно определены, хотя присутствие объекта в указанной области пространства при определенных условиях качественно может быть зафиксировано.

В современных условиях, когда целью сейсмических исследований становится не только геометрия отражающих горизонтов (изучение локальных геологических тел), но и прогноз вещественного состава отложений и их фильтрационно-емкостных свойств, разрешающую способность сейсморазведки нужно рассматривать в более общем виде [83]. Прежде всего, меняется представление о цели исследований, поскольку объектом измерений является не изолированный слой, а изолированное тело сложной формы, заключенное в неоднородную слоистую толщу. Измеряются не только времена прихода отраженных волн от кровли до подошвы тела, но и динамические параметры отражений, позволяющие преобразовать волновое поле в поле акустической жесткости среды. Регистрация и обработка информации выполняются по схеме многократных перекрытий, т.е. в условиях, когда соседние отражающие площадки на границе значительно перекрываются, а суммирование по ОГТ и последующая миграция (особенно трехмерная миграция до суммирования) фокусируют фронт волны до размеров, значительно меньших зоны Френеля. Интегрированное использование данных сейсморазведки и ГИС позволяет в итоге интерпретации получить соответствующую детальную геологическую модель объекта.

Поэтому для оценки разрешающей способности сейсморазведки МОВ ОГТ необходимо учитывать следующее.

1. Использование динамических параметров отраженных сигналов при соблюдении непрерывности условий осадконакопления позволяет изучить особенности строения и характер распределения ФЭС в пластах достаточно ограниченной мощности (5 - 10 м). Это значительно повышает вертикальную разрешающую способность сейсморазведки МОВ примерно до величин $0,1 - 0,25\lambda$ (до 6 - 7 м в условиях Западной Сибири с погрешностью ± 3 м при частоте сигнала 40 Гц).

2. Использование миграции и сейсмостратиграфических приемов интерпретации делает возможным изучение локальных геологических тел (даже малых размеров) не по одиночным границам, а по всей совокупности характеристик волнового поля, что позволяет распознать неоднородности, имеющие протяженность 100 - 200 м на глубине 2000 м (что составляет около 0,25 зоны Френеля).

Поскольку большинство процедур цифровой обработки сейсмической информации способствуют уменьшению временной разрешающей способности и искажению величин значений динамических характеристик отраженных волн, поэтому нужно обращать большое внимание на формирование состава и последовательность процедур обработки.

4.3. Скважинные сейсмические наблюдения

Основным преимуществом сейморазведки МОВ является возможность прослеживания отражающих границ на больших территориях. Однако для их геологической идентификации и привязки, а также изучения скоростей, позволяющих пересчитывать времена пробега волн в глубины, наряду с наземными наблюдениями необходимы скважинные сейсмические исследования. К ним относятся акустический каротаж (АК), сейсмокаротаж (СК) и с 70-х г.г. - вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП), предложенное и внедренное в практику советскими геофизиками [1; 24; 32; 42; 91], в применении которого российские специалисты по-прежнему являются «законодателями мод». Известны также метод обращенного годографа [98], глубинного сейсмического профилирования [92].

Как уже отмечалось, данные акустического каротажа в сейморазведке используются для построения детальной (тонкослоистой) скоростной модели среды, необходимой для проведения моделирования волновых полей. В последние годы широкое распространение получили наблюдения широкополосного акустического каротажа (АКШ), в этом случае, помимо параметров продольных волн, изучаются и поперечные волны (в том числе и скорость поперечных волн).

На территории Пермского края (как и в целом по Российской Федерации) в течение более 50 лет в скважинах на всех площадях детальных сейсморазведочных работ проводятся наблюдения СК и ВСП. Результаты их обработки обобщаются в виде региональных и локальных карт средних, интервальных и пластовых скоростей для всех опорных отражающих горизонтов, которые хранятся в электронных базах данных.

Методика проведения полевых наблюдений СК и ВСП близка: в глубокую не обсаженную скважину опускают скважинный зонд (часто прижимной), состоящий из одного или нескольких сейсмоприемников, колебания регистрируют с шагом 25 - 50 м (редко 10 м или 100 м) по стволу скважины. Возбуждение колебаний осуществляют во взрывной скважине, глубиной порядка 50 м и расположенной на расстоянии 50 - 80 м от глубокой скважины (чтобы избежать регистрации трубной и кабельной волн). Работы ВСП по такой методике в последнее время называются продольными.

Отличие СК и ВСП состоит в том, что при СК скважинный зонд регистрирует лишь первые вступления прямой волны, а при ВСП в каждой точке регистрируются не только первые вступления, но и вся последующая волновая картина, состоящая из падающих и восходящих волн разных типов и классов. Выходными данными при обработке данных СК являются вертикальный годограф первых вступлений прямых падающих волн, приведенный к вертикали, и графики изменения средних $V_{CP}(H)$ и пластовых $V_{ПЛ}(H)$ скоростей с глубиной. Под средней понимается скорость, определяемая по данным СК или ВСП в предположении вертикальности пути распространения волны. Пластовые – это средние скорости для однородных пластов.

ВСП - геофизический метод, синтезирующий возможности и достоинства скважинных исследований и сейсморазведки. Максимальное приближение сейсмоприемника к изучаемому геологическому объекту позволяет избежать влияния неоднородностей ВЧР на качество данных, что дает возможность использовать ВСП не только как метод параметрической поддержки сейсморазведки 2D и 3D, но и как самостоятельный высокоразрешающий метод для изучения геологического строения околоскважинного пространства.

Выделяются работы ВСП, проводимые с одного, близкого к скважине пункта взрыва, как базовый метод (**продольное ВСП**), и его разновидности: непродольное ВСП (НВСП), поляризационная модификация ВСП (ПМ ВСП). Результатом работ ВСП (цветной рис. 4.5) являются: расшифровка волновых полей, стратиграфическая привязка основных отражающих горизонтов (с выведением осей синфазности восходящих волн на вертикаль для наилучшего их сопоставления с наземными наблюдениями), изучение кинематических и динамических характеристик падающих и восходящих волн, доминирующих помех и их влияние на отраженные волны, скоростная характеристика среды в виде графиков скоростей $V_{CP}(H)$ и $V_{ПЛ}(H)$ (часто поперечных и продольных волн). Обязательно строится модельная **трасса коридорного суммирования**, которая должна содержать только однократные отражения. Форма отраженного сейсмического сигнала на трассе коридорного суммирования должна быть нуль-фазовой с широким равномерным спектром, содержащим как низкие, так и высокие частоты. Распределение амплитуд сейсмического сигнала, которое должно отражать только изменение коэффициентов отражения в разрезе, осуществляется только в случае правильного выполнения полевых работ и аккуратной обработки волнового поля.

Разведка малоразмерных объектов, подготовленных сейсморазведкой (особенно работами 2D), производится, как правило, одной - двумя скважинами и иногда заканчиваются неопределенными результатами. В таком случае объект исключается из бурения и из фонда подготовленных структур. В этом случае можно предусмотреть проведение изучения строения околоскважинного пространства по непродольным ВСП (НВСП). Затраты времени на производство полевых работ для скважин глубиной 2,0 - 2,5 км составляют 2 - 4 суток. При этом используется один ближний пункт возбуждения и 3 - 4 удаленных на расстояния 1500 - 2000 м от скважины, расположенные в различных азимутах от глубокой скважины. Для возбуждения колебаний часто используют вибрационные источники, не приносящие никакого вреда окружающей среде, поэтому такие работы могут проводиться даже в

густонаселенных районах.

При достаточном удалении ПВ от скважины система наблюдений ВСП перестает быть одномерной, что позволяет изучать геологический разрез в окрестности скважины, в том числе и с получением отражений от геологических границ.

Обработка и интерпретация скважинных исследований НВСП выполняются по специализированным программным комплексам [70].

- Вначале по ближнему ПВ рассчитывается вертикальная скоростная модель среды $V_{пл}(H)$ с учетом кривизны скважины.

- Для этой модели среды с учетом преломления вычисляются кинематические поправки, и наблюдаемые данные ВСП трансформируются в волновую картину, выведенную на вертикаль, которая увязывается с данными ГИС.

- Для удаленных ПВ по зависимости $V_{пл}(H)$ решается прямая задача – расчет падающей и восходящей волн. Поэтому необходимо делать подбор скоростной модели путем моделирования. Для каждого ПВ синтетическая сейсмограмма сопоставляется с наблюдаемой по стволу скважины.

- Исходная скоростная модель $V_{пл}(H)$ корректируется до совпадения прямой падающей волны на синтетической и реальной сейсмограммах.

- Участок сейсмограммы НВСП, где совпадение времен расчетного и реального годографов падающей волны достигнуто, преобразуется в глубинный разрез или временной разрез отраженных (в том числе и под забоем глубокой скважины) волн.

Таким образом, привязка волн осуществляется по ближнему ПВ, а для каждого выносного ПВ (в разных азимутах) скоростная модель уточняется до совпадения расчетных и наблюдаемых значений времен падающей волны. Скважинные сейсмические работы НВСП (помимо решения стандартных задач ВСП), обеспечивают выявление в околоскважинном пространстве осложнений разреза, позволяют определить наклон границ и наличие разрывных нарушений в единицы метров, которые из-за сглаживающих эффектов МОГТ обычно не отображаются на материалах наземной сейсморазведки.

В последние годы при скважинных сейсмических наблюдениях целенаправленно наблюдают и используют (на этапе доразведки и эксплуатации нефтегазовых месторождений) поперечные и обменные волны. Это значительно расширяет круг решаемых скважинными сейсмическими исследованиями задач. Для регистрации этих волн применяется поляризационный метод непродольного вертикального сейсмопрофилирования (ПМ НВСП).

Цифровой многоканальный трехкомпонентный зонд с прижимным устройством записывает вдоль ствола скважины амплитудно-фазовые характеристики полного вектора скоростей смещения упругих волн в горных породах. Обычно при одной стоянке зонда отрабатывается несколько выносных пунктов возбуждения упругих волн с разных направлений на скважину. Источник возбуждения – вибрационные установки не направленного или направленного (реже) действия, с частотным диапазоном упругих волн 10 - 110 Гц. Полевые работы на скважине занимают не более 2 - 3 дней, а пункты возбуждения размещаются в местах, куда возможен проезд вибраторов.

Обеспечиваются глубокая динамическая обработка и интерпретация зарегистрированных волновых полей и получение изображений глубинного строения околоскважинного пространства на продольных, поперечных и обменных волнах с миграцией по трехмерной модели. Анализируются и используются при интерпретации данные об анизотропных свойствах среды, поведении векторных характеристик падающих и восходящих волн. Это позволяет изучать связи пространственных измерений петрофизических параметров с песчанистостью (глинистостью), пористостью, трещиноватостью, фильтрационно-емкостными свойствами коллекторов.

Наиболее информативными характеристиками являются:

отношение продольных и поперечных скоростей $\gamma = \frac{V_P}{V_S}$;

коэффициент Пуассона $\nu = \frac{(V_P^2 - 2V_S^2)}{2(V_P^2 - V_S^2)}$; модуль объемного

сжатия $K = \rho(V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2)$, где ρ - плотность пород; модуль сдвига $G = \rho V_s^2$. Модуль объемного сжатия позволяет оценить сжимаемость насыщенных флюидом пород-коллекторов, а величина коэффициента Пуассона указывает на величину бокового давления и степень раскрытия трещин. При определенных предельных для данного коллектора значениях (в карбонатных коллекторах менее 0,29) коэффициент напрямую связан с ФЕС залежи (коэффициентами пористости).

На ряде месторождений нефтенасыщенные карбонатные коллектора толщинами 50 - 80 м характеризуются не только матричной пористостью, но и трещинно-кавернозной пустотностью. Из-за отсутствия апробированной технологии изучения таких коллекторов реальные параметры добычи значительно отличаются от планируемых. Зональная неоднородность коллекторских свойств и нефтенасыщенности карбонатных пород приводит к неэффективным затратам в процессе добычи нефти, перерасходу объемов бурения. Изменение направления трещиноватости в коллекторе необходимо учитывать при проходке скважин (особенно горизонтальных). Наибольшие притоки нефти будут получены при направлении горизонтального ствола скважин перпендикулярно направлению доминирующей трещиноватости, когда скважиной будет вскрываться максимальное количество трещин.

Поэтому в сейсморазведке большое внимание уделяется проблеме изучения анизотропии горных пород, связанной с их микроструктурой – тонкой слоистостью, пористостью и трещиноватостью, которые определяют ФЕС коллекторов. Параметры продольных, обменных и поперечных волн, определяемые по результатам ПМ НВСП, позволяют выявлять и изучать интерпретационно-значимые сейсмические атрибуты, характеризующие степень и направление трещиноватости, распределение упруго-механических модулей, связанное с ФЕС и флюидозаполнением коллекторов. Затраты на проведение ПМ НВСП увеличиваются (по сравнению с простым НВСП) в 1,3 раза, а полнота и достоверность результатов возрастает в 2 - 3

раза.

В последние годы все шире применяется методика 3D ВСП, при которой на поверхности земли проводится несколько сотен возбуждений упругих колебаний на площади, радиус которой примерно равен глубине скважины. Колебания регистрируются скважинным зондом. А результаты измерений позволяют создать куб информации, детально характеризующий околоскважинное пространство.

Подводя итоги, можно отметить, что с применением ВСП решаются следующие задачи:

1. Определение толстослоистой скоростной модели $V(H)$ среды (средних и пластовых скоростей), частотного состава колебаний, параметров затухания и пространственной поляризации разных типов (P и S) и классов (падающих, восходящих, отраженных, кратно отраженных и т.д.) волн, в том числе и возбуждаемых в источнике и образующихся на неоднородностях среды. Изучение кратнообразующих границ и природы колебаний. Иными словами, изучается процесс формирования волнового поля, наблюдаемого на поверхности: каким образом сравнительно простой и короткий импульс преобразуется в сложное волновое поле, где и как происходит этот процесс, какую роль играют различные типы и классы волн и неоднородности среды, как происходит процесс отражения и преломления колебаний на каждой границе.

2. Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов и их отождествление с данными наземных наблюдений путем сравнения результатов сейсмо моделирования (расчета синтетических сейсмограмм) с реальными волновыми полями.

3. Уточнение геологического строения отражающих границ и физических свойств горных пород в околоскважинном пространстве на значительных расстояниях от ствола скважины (500 - 700 м) и ниже забоя, в том числе выделение и картирование тектонических нарушений и сопряженных с ними структурных зон.

4. Изучение строения резервуаров УВ, оценка их коллекторских свойств и продуктивности, прогнозирование характера флюидонасыщения коллекторов по данным коэффициента Пуассона и особенностям динамических

характеристик волн.

5. Изучение сейсмической анизотропии реальных сред на поперечных волнах, в том числе нефтегазовых коллекторов, с оценкой преимущественной азимутальной ориентации вертикальных трещин, вызванных негидростатическим напряженным состоянием горных пород, и определение максимальной проницаемости коллекторов.

6. Трехкомпонентное изучение волнового поля во внутренних точках среды от направленных и ненаправленных источников упругих колебаний с целью определения кинематических и динамических характеристик волн различной поляризации и установление их связей с литолого-фациальными и коллекторскими свойствами продуктивных горизонтов.

7. Мониторинг изменения физических характеристик околоскважинного пространства и контроль процессов разработки нефтегазовых месторождений.

4.4. Корреляция волн и построение границ

4.4.1. Корреляция волн

Решение самых «тонких» задач в сейсморазведке МОВ предусматривает, прежде всего, корреляцию основных отражающих горизонтов, а затем определение конфигурации целевых отражающих границ. При прослеживании отраженных волн на сейсмограммах обычно используют фазовую корреляцию [1; 2; 3; 32; 86; 91], т.е. коррелируют от канала к каналу какие-либо особенности записи (максимумы или минимумы, обладающие повышенной, относительно фоновых значений, амплитудой). Ось синфазности какой-либо отраженной волны, проведенная по этим фазам записей на временном разрезе, представляет собой линию $T_0(X)$. Обычно корреляцию начинают от скважин, где они подвергаются стратиграфической привязке, или от точек, где имеются данные более ранних сейсмических наблюдений.

После того как найдено положение целевых отражающих границ во времени (а их положение, как правило, совпадает с геологическими границами), определяют их конфигурацию в пространстве. Важно иметь в виду, что поведение геологических границ определяется седиментационной

слоистостью, постседиментационными деформациями, тектоническими движениями и т.д., а на конфигурацию сейсмических осей синфазности оказывают влияние изменения акустических жесткостей в разрезе, а также интерференционные явления, обусловленные пространственной изменчивостью упругих свойств, тонкой слоистостью и наложением волн-помех.

Алгоритм прослеживания геологических границ по волновому полю должен поэтому сочетать приемы стандартной сейсмической корреляции с приемами ослабления влияния интерференционных эффектов. Это особенно важно при изучении сложных резервуаров. Коллекторам углеводородов, приуроченным к прибрежным отложениям, карбонатным постройкам и т.п., нередко соответствуют непротяженные оси синфазности отражений с неустойчивыми характеристиками, что генетически обусловлено активным гидродинамическим режимом осадконакопления при формировании пористых проницаемых пород.

Изучению структурного плана коллекторов в таком случае препятствуют изменчивые по площади интерференционные эффекты. Вместе с тем вблизи резервуаров находятся обычно пространственно устойчивые пласты. Естественно стремление изучать конфигурацию границ по отражениям, соответствующим пространственно более выдержанным геологическим образованиям. При этом возникает задача поиска и учета закономерностей изменения толщины между целевой геологической границей и границей, принадлежащей латерально выдержанной толще. Существует два варианта решения этой задачи [11]. Исходными для обоих вариантов являются данные скважин о толщине между границами.

В первом варианте вначале по данным бурения строится карта толщины между устойчивым отражением и поверхностью целевого горизонта (карта схождения). Делением на карту (или постоянную величину) интервальной скорости карта толщин переводится в карту интервальных времен. Добавив эти времена к временам прослеженной границы, получим предполагаемые времена целевого геологического горизонта, которые в виде прогнозных линий корреляции отображаются на сейсмических

разрезах. Роль интерпретатора заключается в уточнении прогнозной корреляции в межскважинном пространстве с учетом поведения соответствующих целевых интервалам непротяженных и/или неустойчивых осей синфазности. Неформализованной операцией, выполняемой специалистом, является разделение влияния эффектов интерференции (помеха) и геологической слоистости (сигнал) на наклоны нерегулярных осей. Поведение прогнозной линии корреляции является при этом подсказкой (гидом), ориентирующей интерпретатора при выборе допустимых версий прослеживания целевой границы.

Второй вариант решения той же задачи основан на алгоритмах методов современной геостатистики (например, способе кокрайкинга). Связь между глубиной целевой геологической границы и временами (или глубинами) прокоррелированной сейсмической границы рассматривается как случайная функция. Если определить параметры этой функции, то в данные сейсморазведки можно будет ввести поправки, позволяющие картировать границу более точно.

Теоретически доказывается, что в рамках линейных процедур искомая глубина в точке прогноза будет найдена оптимальным образом, т.е. со статистически минимальной погрешностью и без смещения среднего, если весовые множители вычислены по оценкам авто- и взаимно-корреляционных функций данных бурения и сейсморазведки. При этом (в отличие от учета регрессии) после построения карты по способу кокрайкинга значения прогнозируемого параметра в точках расположения скважин не будут отличаться от данных бурения, а в межскважинном пространстве осуществится оптимальный прогноз, учитывающий совокупность данных бурения и сейсморазведки [11].

Отметим, что, как и при использовании карт толщин (схождения), результаты прогноза глубин по данным геостатистического анализа могут быть, после автоматизированного пересчета во временной масштаб, совмещены с сейсмическими разрезами для анализа и контроля интерпретатором. Это важно, поскольку кокрайкинг является оптимальным способом только с точки зрения теории, т.е. при определенных допущениях. В частности, его применение

предполагает, что дисперсия каждого поля случайных величин стационарна по площади, а распределения близки к нормальным. Приемлемость этих предположений для реальных объектов и должна проверяться интерпретатором после совмещения данных прогноза конфигурации границ с реальным волновым полем.

4.4.2. Расчет глубин, построение структурных карт и оценка точности структурных построений

Чаще всего в практике интерпретации для расчета глубин используется способ T_0 [1; 2; 32]. Это предполагает, что в-первых, в процессе корреляции по временным разрезам или кубам суммарных трасс определяются зависимости времен $T_0(X)$ для каждого отражающего горизонта. Отсчет времен ведется от уровня приведения. В дальнейшем строятся карты изохрон $T_0(X, Y)$ отражающих границ, запланированных геологическим заданием.

Во-вторых, должны быть построены (в идеальном случае) карты интервальных скоростей (региональные - масштаба 1:200000 и локальные - для 3D наблюдений масштаба 1:50000). Для построения карт лучше всего использовать скважинные данные ВСП (СК), по которым определяются средние (пластовые скорости) для отдельных интервалов разреза. При построении региональных карт учитываются результаты комплексного изучения территорий сейсморазведкой, гравиразведкой, структурным и глубоким бурением и данными ГИС [96].

Локальные и региональные карты дополняются расчетными значениями на основе расчета и сглаживания интервальных скоростей $V_{\text{инт}}(X, Y)$ или скоростей $V_{\text{огт}}(X, Y)$ по данным МОГТ. Проводится учет характера изменения интервальных времен ΔT_0 и вскрытых бурением толщин ΔH между отражающими горизонтами с учетом распределения литолого-фациальных неоднородностей в разрезе (рифовых структур, врезов, зон карстово-обвальных явлений, типов разреза и т.п.). Для расчета интервальных скоростей обычно используется формула Урупова-Дикса [1; 7]

$$V_{\text{инт}}^{\text{П-К}} = \sqrt{\frac{V_{\text{огтп}}^2 T_{\text{оп}} - V_{\text{огтк}}^2 T_{\text{ок}}}{T_{\text{оп}} - T_{\text{ок}}}},$$

где $V_{\text{инт}}$, $V_{\text{огтп}}$, $V_{\text{огтк}}$ – интервальная скорость (для интервала между двумя горизонтами) и скорости ОГТ между подошвой и кровлей интервала, для которого она определяется, $T_{\text{оп}}$ и $T_{\text{ок}}$ – соответствующие им времена T_0 .

Для территории Пермского края, например, по данным ВСП (СК) рассчитываются следующие региональные карты скоростей [96]:

- карты V_1 - для интервала от уровня приведения (абсолютной отметки +100 м) до верхней отражающей границы (ВОГ), которой часто является отражающий горизонт К (кровля кунгурского яруса P_1);

- карты V_2 - от ВОГ до кровли или подошвы основных разведочных отражающих горизонтов I или II (терригенных толщ C_2 или C_1);

- карты V_3 - между отражающими горизонтами II и III (кровля тиманского горизонта D_3);

- карты $V_{\text{инт}}$ - между отражающим горизонтом III и более глубокими границами в протерозое;

- карты пластовых скоростей - между кровлями и подошвами горизонтов $I^{\text{К}} - I^{\text{П}}$, $II^{\text{К}} - II^{\text{П}}$, $I^{\text{П}} - II^{\text{К}}$.

Вначале рассчитывают глубину $H^{\text{К}}$ и строят структурные карты верхней отражающей границы «К» с использованием соответствующего времени T_0 и фазовой поправки $\Delta T_{\text{фаз}}$, которая определяется при стратиграфической привязке.

$$H^{\text{К}} = \frac{T_0^{\text{К}} - \Delta T_{\text{фаз}}^{\text{К}}}{2} V_1.$$

Затем характер изменения глубин верхнего отражающего горизонта контролируется по скважинам и только после этого приступают к построению последующих границ, но уже не от уровня приведения, а от верхней отражающей границы. Причем определяют толщины между отражающими границами, используя для этого разность времен ΔT_0 между горизонтами. Например, мощность интервала между горизонтами К и I рассчитывают по формуле

$$\Delta H^{I-K} = \frac{\Delta T_0^{I-K} - \Delta T_{\Phi A3}^{I-K}}{2} V_2^{I-K} .$$

Таким же образом рассчитывают глубины и последующих отражающих горизонтов, используя для этого соответствующие скорости и процедуру «посадки» соответствующих карт глубин на скважинные данные с интерполяцией невязок. Процедура интерполяции является основным приемом определения скорости и глубин (а для работ 2D и времен) в межскважинном пространстве, когда требуется «посадка» поля соответствующего параметра на скважинные данные (интерполяция невязок). К наиболее известным методам интерполяции относятся: «кригинг» или «универсальный кригинг», итерационное масштабируемое сглаживание (ИМС), кубические сплайны [72].

После бурения каждой скважины на структурах, подготовленных сейсморазведкой, в оперативном порядке выполняется анализ точности структурных построений и правильности выбора использованных для расчета глубин скоростей. Таким образом, обеспечиваются формирование глубинно-скоростной модели с минимальными ошибками в абсолютных глубинах и корректное выполнение структурных построений, что особенно важно при бурении горизонтальных скважин [18].

Следующий этап кинематической интерпретации – это оценка погрешностей структурных построений [32; 36; 67; 72; 86]. Наиболее достоверные реальные оценки точности структурных построений можно получить по результатам обобщения сходимости данных сейсморазведки с результатами последующего бурения. Традиционная же расчетная оценка погрешности прогноза глубин σ_z горизонтов выполняется по формуле

$$\sigma_z = \sqrt{V^2 \sigma_T^2 - T^2 \sigma_V^2} / 2 ,$$

где V и T - интервальная скорость и время пробега отраженной волны; σ_T и σ_V - средние квадратичные погрешности определения времени и скорости. Обычно ошибки измерения времени сравнительно малы, поэтому в большинстве случаев

погрешность в глубине связана с неточным знанием скоростей. Часто ошибки в скорости медленно меняются по профилю, т.е. в значительной степени носят систематический характер, поэтому их нельзя обнаружить по разбросу значений расчетных глубин.

При 3D наблюдениях можно использовать способ, основанный на расчете стандартных отклонений глубин $\sigma_{\Delta Z}$, определенных по сейсмической карте, в точках скважинных отметок глубин горизонта по формуле [72]

$$\sigma_{\Delta Z} = \left[\sum_1^n \frac{(x_n - x_0)^2}{(n-1)} \right]^{1/2},$$

где x_n – значения невязок в точках скважин; x_0 – среднее значение невязок со скважинными данными; n – число скважин.

Применяются также способы, использующие регрессионные зависимости (множественную регрессию). Оценкой погрешности является среднеквадратичное значение отклонения от линии регрессии.

Метод валидации («выколов») или эталонной скважины основан на вычислении ошибки прогноза при последовательном исключении одной скважины из используемого массива данных (может использоваться при равномерном распределении скважин по площади).

Метод скользящего экзамена (jack-knife) предусматривает разделение всего набора данных на обучающую (70 - 90%) и контрольную (10 - 30%) выборки. Затем проводятся построение глубинно-скоростной модели с использованием только обучающей выборки и последующая оценка погрешности построений в точках контрольной выборки. Последовательно проводят таким же образом расчеты для всех скважин. При использовании для интерполяции метода «кригинга» имеется возможность построения карты ошибок.

На основе статистического анализа результатов проверки последующим бурением точности структурных построений с использованием комплекса сейсморазведки 3D и скважинных данных установлены типовые уровни среднеквадратических ошибок для основных нефтегазоносных провинций. Для продуктивных горизонтов юры и мела Западной Сибири (28

площадей, 68 пластов) среднеквадратический уровень помех составляет $\sigma_{\Delta Z} \leq 6$ м (высокий уровень точности, условно соответствующий категории запасов C_1). Показателем допустимого уровня погрешности (соответствующего категории запасов C_2) можно считать среднеквадратическое ее значение $6 \text{ м} \leq \sigma_{\Delta Z} \leq 10$ м. При погрешностях более 10 м наблюдается низкий уровень прогнозирования структурных поверхностей.

В условиях карбонатного разреза Русской и Восточно-Сибирской платформ уровень среднеквадратических помех колеблется в широких пределах. Для выдержанных терригенных горизонтов верхнего и нижнего карбона Пермской, Саратовской, Волгоградской и других областей он достаточно стабилен и составляет в среднем 5 ± 1 м. Для более глубоких горизонтов Волго-Урала (нижнего карбона и девона) отмечается широкий диапазон погрешностей – от 5 до 20 м и более [65; 72].

Для подсчета запасов одной из важнейших характеристик является площадь залежи, которая контролируется ее внешними границами. Для структурного объекта внешний контур залежи определяется пересечением структурной поверхности кровли коллектора (продуктивного пласта) с поверхностью водонефтяного контакта (ВНК). Пересечение с ним структурной поверхности подошвы коллектора дает внутренний контур залежи. Для определения зон распространения коллекторов при изучении структурно-литологических и литолого-экранированных залежей с замещением коллектора рекомендуется использовать корреляционные связи акустического импеданса (по результатам инверсии) с плотностью и пористостью по ГИС, о чем будет сказано ниже.

При интерпретации 2D наблюдений (сейсмических профилей) вдоль профиля время T_0 определено в каждой точке отражающего горизонта, а между профилями не определяется (времена T_0 отсутствуют). Расстояния между профилями может составлять от долей до нескольких километров. Поэтому значения времен в точках скважин могут быть получены интерполяцией и относительно истинных значений могут содержать дополнительные погрешности. За счет этого значения $\sigma_{\Delta Z}$ в среднем могут увеличиваться в 1,5 раза.

При построении карт расстояния между изогипсами (сечение структурных карт Δ) выбирают исходя из точности определения глубин ($\Delta \cong 2 - 3 \sigma_{\Delta Z}$), масштаба съемки (густоты сети профилей) и сложности изображаемых структурных форм. Необоснованный выбор малого сечения карт приводит к появлению на карте несуществующих подробностей за счет случайных погрешностей, а слишком большое сечение изолиний - нередко к неоправданному сглаживанию важных деталей строения объекта. В настоящее время для удобства сравнения структурных планов отражающих горизонтов при их повторной интерпретации, стыковке с соседними площадями сечение изогипс выбирают равным 10, 20, 40 м.

Таким образом, результатом кинематической обработки являются временные и глубинные карты (например, рис. 4.6) и кубы сейсмических записей после миграции с сохранением амплитуд, привязкой отражающих горизонтов к разрезам скважин и корреляцией целевых горизонтов (желательно, и кровель, и подошв продуктивных пластов).

Кинематическая интерпретация заключается в прослеживании отражающих горизонтов на временных разрезах, привязке этих горизонтов к геологическим границам с использованием скважинных сейсмических наблюдений, создании скоростной модели среды, которая позволяет рассчитать глубины отражающих границ и провести построение структурных карт. После этого проводится оценка точности сейсмических построений, а полученные карты глубин используются для геологической интерпретации (нахождения или уточнения строения перспективных объектов) и подсчета запасов разведанных залежей. Методика проведения этих процедур хорошо разработана со времен «ручной» обработки сейсмических данных и фактически мало изменилась за последние годы [32; 42; 86; 87; 91].

При этом важно правильно оценивать разрешающую способность сейсморазведки МОВ по вертикали и горизонтали. Иногда появляются технологии, обещающие запредельные возможности решения поставленных задач, которые всегда

вызывают значительные сомнения, поскольку любой метод натурных исследований имеет свои физические пределы. Реальная разрешающая способность связана с частотным диапазоном используемых колебаний и глубиной залегания горизонтов (величиной зоны Френеля). Ее в какой-то мере можно повысить за счет правильно подобранных процедур обработки, использования дополнительных параметров волновых полей, но лишь в сравнительно небольших пределах.

Следует подчеркнуть также большую важность скважинных сейсмических методов, которые позволяют получить толстослоистую (СК и ВСП) и тонкослоистую (акустический каротаж) скоростные модели среды, провести моделирование волновых полей и сделать точную стратиграфическую привязку отражающих горизонтов [1; 6; 24; 42; 91].

Вопросы для самоконтроля

Какие особенности колебаний учитываются при проведении корреляции отраженных волн?

Какова вертикальная разрешающая способность сейсморазведки МОВ?

От каких факторов зависит разрешающая способность сейсморазведки по вертикали?

Охарактеризуйте основные параметры, от которых зависит величины разрешающей способности по горизонтали?

Как определяется величина первой зоны Френеля?

Для чего используются данные акустического каротажа в сейсморазведке?

В чем сущность метода T_0 расчета глубин отражающих горизонтов?

Охарактеризуйте модификации ВСП.

Какие задачи решаются при производстве сейсморазведочных работ в скважинах?

По какой формуле обычно рассчитывают интервальные скорости?

Как рассчитывается оценка погрешности прогноза глубин?

Каким образом проверяется точность структурных сейсмических карт?

5. СОВРЕМЕННЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ДИНАМИЧЕСКОЙ (ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ) ИНТЕРПРЕТАЦИИ

5.1. Динамические характеристики отраженных волн

Как уже было сказано выше, динамические характеристики упругих колебаний всегда использовались при интерпретации материалов сейсморазведки МОВ. При этом вполне обоснованно считается, что любые изменения физических свойств пород приводят к изменению не только кинематических (времен регистрации волн), но и динамических параметров (атрибутов) волновых полей (сейсмических трасс), регистрируемых при проведении полевых работ. **Динамическими характеристиками** называются совокупности зависимостей, определяющих характер колебаний частиц среды во времени или в пространстве при распространении волн. Чаще всего к ним относятся: форма колебаний (или ее производные), амплитуда (энергия, часто определяемая как квадрат амплитуд) или отношение амплитуд различных фаз колебаний, характеристики амплитудно-частотных или фазово-частотных спектров, траектории движения частиц среды в пространстве или характер поляризации волны [19], а также характер их изменения во времени или пространстве.

Если предположить, что на сейсмограммах МОВ присутствуют только отраженные волны и форма отражений волны несет информацию о строении отдельных толщ пород, то задачей динамического анализа является изучение оценок параметров отражений и выявление их аномальных изменений, связанных с конкретными геологическими объектами. Поскольку реальные осадочные толщи пород имеют сложное строение, а глубины изучаемых объектов велики по сравнению с их размерами, то сама постановка задачи изучения слабых изменений динамических параметров является чрезвычайно сложной, а способы ее решения не всегда однозначны [83].

Динамические характеристики для решения тех и иных геологических задач стали применяться с ранних периодов развития сейсморазведки [9; 10; 27; 42; 43; 57; 82; 88]. Например, было замечено, что на ряде месторождений нефти на временных разрезах регистрируется слабая по амплитуде горизонтальная ось синфазности (часто с обратной полярностью

по отношению к вышерасположенным, прослеживающимся на меньших временах), которая не согласуется с характером поведения соседних отражающих горизонтов. Эти оси синфазности соответствовали водонефтяному или газонефтяному контакту. Отмечались явления уменьшения частот и амплитуд колебаний из-за повышенного поглощения энергии волн, проходящих через газосодержащие породы, ухудшение качества прослеживания отражающих границ (уменьшение отношения сигнал-помеха) в зонах расположения нефтяных и газовых месторождений, особенно при наличии газовой залежей достаточно большой мощности. Изучались явления изменения амплитуд, спектральных характеристик отраженных волн и рассчитанных по годографам скоростей в связи с изменением кривизны отражающих горизонтов (за счет изменения фактора геометрического расхождения), литологии, тонкой слоистости осадочных толщ. Отмечалось уменьшение интенсивности волн, отраженных от более глубоких горизонтов под залежью (образование тени).

На основе этих исследований была создана методика «прямых поисков» углеводородов в разрезе. В основу методики был положен принцип поиска самой залежи, а не структурной ловушки, к которой потенциально она может быть приурочена. Считалось, что миграция углеводородов вверх по разрезу приводит к образованию над залежью некоторой аномальной по физическим свойствам (плотности, удельному электрическому сопротивлению, намагниченности, скорости) зоны, которая может проявляться в наблюдаемых геофизических полях. Изменение физико-химических свойств напластований происходило из-за заполнения части пор углеводородами и продуктами их окисления.

За счет этого происходили эпигенетические изменения минералогического состава и физико-химических свойств пород в области залежи. Создавались зоны ореолов рассеяния.

Масштабы и интенсивность эпигенетических процессов определяются тектоническим строением, характером геохимических барьеров, интенсивностью миграции углеводородов вверх по разрезу, типом флюидов залежи, пластовым давлением и температурой и пр. На морфологию

ореолов рассеяния влияют присутствие зон сильно развитой трещиноватости, наличие разломов и литологически малопроницаемых барьеров. Важное значение при их выделении имеет минералогический состав покрывающих, их эффективная пористость и проницаемость.

Размеры ореола по горизонтали связаны с размерами залежи и не превышают ее внешнего контура. По вертикали они занимают объем от залежи до земной поверхности. Часто аномалии физических параметров наиболее заметны в самом верхнем (20 – 50-метровом) слое пород. При наличии зон трещиноватости ореолы могут смещаться в плане относительно залежи. Эти изменения могут сопровождаться возникновением аномальных значений амплитуд или частот колебаний, а также скоростей пробега волн.

Однако отсутствие методик автоматического отсчета динамических характеристик и оптимальных видов визуализации результатов динамического анализа сдерживало их широкое использование в практике сейсморазведочных работ. Только с появлением вычислительной техники возникла возможность сделать динамический анализ доступным и удобным средством изучения волнового поля в сейсморазведке.

В арсенале средств динамического анализа отражений в настоящее время существуют несколько вариантов алгоритмов и десятки их программных реализаций. Обычно используют два основных подхода к реализации идей динамического анализа [1; 2; 3; 7; 83].

Первый подход связан с использованием преобразований Фурье либо отдельных трасс (одноканальный алгоритм), либо погоризонтного анализа нескольких трасс (в пределах заданного временного интервала).

Одноканальный алгоритм позволяет рассчитать энергетические и спектральные параметры сейсмических записей в частотной области, такие как средняя абсолютная амплитуда, дисперсия амплитуд, среднее значение амплитуд экстремумов, значения преобладающих и средних частот и т.д. (всего несколько десятков временных и частотных параметров).

Многоканальный алгоритм позволяет расщеплять сейсмическую запись в пространственно-временном окне на

когерентную часть, описывающую характеристики отражений, и некогерентную часть, описывающую свойства сейсмических шумов. Динамические параметры отражений и шумов определяются в частотной области с помощью алгоритма быстрого преобразования Фурье (БПФ) и многоканальных автокорреляционных функций (АКФ). АКФ вычисляются по трассам временного разреза ОГТ в скользящем вдоль горизонтов окне, которое ориентировано вдоль линии времен $T_0(x)$ отражений. Используя сглаживание функций и кепстральные преобразования, рассчитываются сглаженные частотные спектры отражений и шумов, по которым определяют энергетические, частотные характеристики, оценки разрешенности и сжатия сигналов вдоль профиля. Погоризонтные изменения величин каждого расчетного параметра для каждого временного интервала (горизонта) визуализируются в виде графиков (рис. 5.1 [10]) в масштабе исходного временного разреза либо в виде карт изолиний равных значений параметра. Имеется возможность расчета комплексного параметра, получаемого из нескольких наиболее информативных характеристик.

Преимущества погоризонтного анализа:

- 1) более высокая помехоустойчивость определения частотных характеристик отражений по отношению к уровню случайных помех;
- 2) возможность отдельной оценки когерентной и некогерентной компонент записи;
- 3) возможность оценки параметров отражений в нескольких диапазонах частот.

Основными недостатками поинтервального анализа являются высокая чувствительность к влиянию неоднородности вмещающей толщи при выделении локальных объектов, а также более сложная и громоздкая технология трассирования горизонтов и оценки параметров, включая погоризонтную визуализацию и обработку параметров. Общий недостаток спектрального подхода - необходимость использования достаточно широкого временного окна при анализе (не менее 0,060 – 0,100 с), в котором регистрируется иногда несколько отражающих горизонтов.

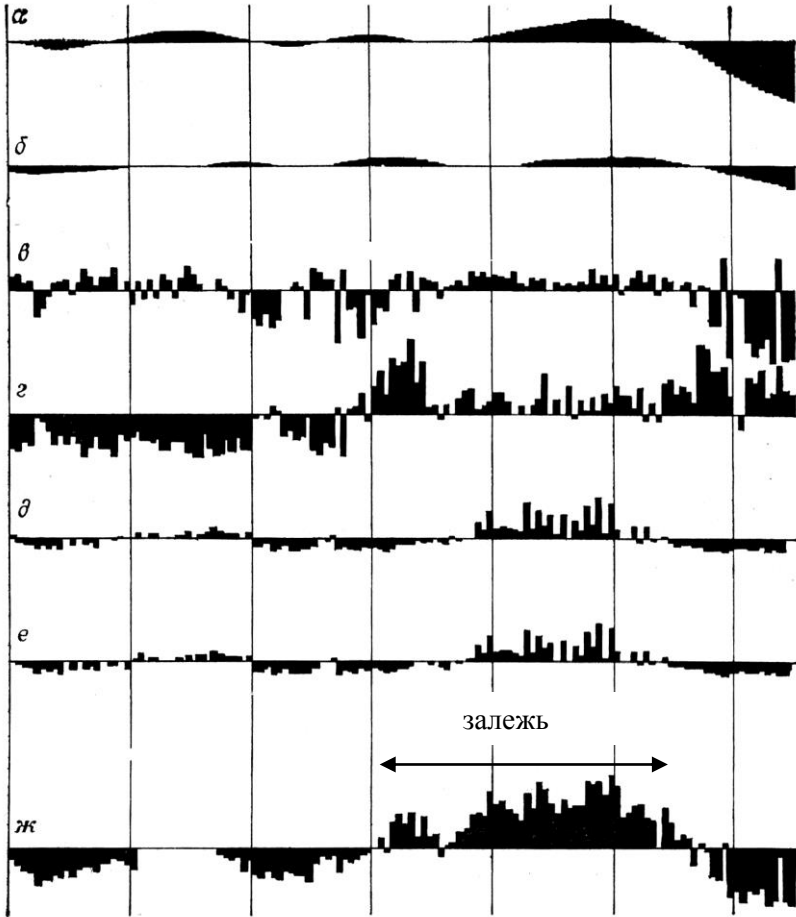


Рис. 5.1. Влияние газовой залежи на изменение вдоль профиля нормированных значений кинематических и динамических характеристик отраженных волн:

а – эффективная скорость волн от границы в подстилающих отложениях; продуктивный интервал разреза: *б* – интервальная скорость, *в* – эффективная ширина спектра мощности, *г* – энергия низкочастотной части, *д* – полная энергия спектра, *е* – среднее абсолютное значение амплитуды; *ж* – результат суммирования графиков *а* – *е* (комплексный параметр)

Второй подход к проблеме динамического анализа основан на преобразованиях Гильберта сейсмических записей, в отличие от первого позволяет получить так называемые мгновенные динамические характеристики, т.е. непрерывные во времени и по профилю двухмерные изображения параметров сейсмических волн. Они оцениваются независимо для каждого текущего мгновенного значения, т.е. через интервал, равный шагу квантования, для каждого дискретного отсчета трассы записи.

Если считать отражением волновой пакет, в котором сигнал от наиболее резкой акустической границы является доминирующим по энергии, то мгновенные параметры отражения можно определить как средневзвешенную величину этого параметра во временном интервале, где этот сигнал доминирует. Это временное окно может быть соизмеримо с полупериодом сигнала, что в 5 – 10 раз меньше интервала интегрирования в спектральных и энергетических способах поинтервального динамического анализа. Это означает, что при непрерывном анализе (при расчете мгновенных параметров) осуществляется описание не только сильных, но и слабых промежуточных отражений, а также всей формы записи в целом как единого двухмерного изображения.

Способы оценки мгновенных параметров имеют следующие преимущества:

- 1) более высокая временная разрешающая способность по сравнению с поинтервальным анализом;
- 2) возможность изучения формы аномалии в двухмерном и трехмерном измерениях;
- 3) простота и доступность технологии обработки и визуализации.

Анализ мгновенных параметров стал вспомогательным инструментом в сейсмической интерпретации преимущественно на качественном уровне.

Основное свойство этого метода - симметричность комплексного спектра Фурье по положительным и отрицательным частотам. В результате реальный вещественный сигнал $s(t)$ может быть представлен так называемым аналитическим сигналом $z(t)$, который является нормированным

на величину π обратным преобразованием Фурье спектра сигнала $s(t)$ по положительным частотам

$$z(t) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} S(\omega) \cdot \exp(j\omega t) d\omega.$$

Двойственность свойств преобразования Фурье определяет, что аналитический сигнал $z_S(t)$ полученный из односторонней спектральной функции, всегда является комплексным и может быть представлен в виде

$$z_S(t) = \text{Re } z(t) + j\text{Im } z(t).$$

Легко можно доказать, что реальная часть аналитического сигнала $z_S(t)$ равна самому сигналу, т.е. сейсмической трассе $U(t)$. Если $V(t)$ – мнимая часть $z(t)$, которая отличается от $U(t)$ поворотом (отставанием по фазе) на величину $-\pi/2$ и называется сопряженной (квадратурной) трассой, то аналитическая функция в комплексной области будет равна

$$z_S(t) = U(t) + jV(t).$$

При этом члены $V(t)$ и $U(t)$, являясь сопряженными функциями, связаны преобразованиями Гильберта

$$U(t) = -\frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{V(\tau)}{t - \tau} d\tau,$$

$$V(t) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{U(\tau)}{t - \tau} d\tau.$$

Таким образом, по реальной компоненте можно определить соответствующую ей мнимую часть и представить сейсмическую трассу в комплексной области в виде аналитического сигнала.

Считая аналитический сигнал комплексным, можно определить следующие его параметры:

$$A_{\text{мгн}}(t) = \sqrt{\text{Re}[z_S(t)]^2 + \text{Im}[z_S(t)]^2} = \sqrt{U^2(t) + V^2(t)},$$

где $A_{\text{МГН}}$ – мгновенная амплитуда. Она имеет смысл комплексной огибающей сигнала;

$$\Phi_{\text{мгн}}(t) = \operatorname{arctg} \frac{\operatorname{Im}[z_s(t)]}{\operatorname{Re}[z_s(t)]} = \operatorname{arctg} \frac{V(t)}{U(t)},$$

где $\Phi_{\text{МГН}}$ – мгновенная фаза;

$$W_{\text{мгн}} = \frac{d\Phi_{\text{МГН}}}{dt},$$

где $W_{\text{МГН}}$ – мгновенная круговая частота.

Комплексную функцию $z_s(t)$ можно представить в виде вектора [2; 3; 7] в комплексном пространстве (рис. 5.2), в одной из плоскостей которого проекцией вектора является реальная трасса $U(t)$, а в другой – сопряженная трасса $V(t)$. Вектор непрерывно изменяет свою длину и вращается, вычерчивая концом нерегулярную спираль. При этом длиной вектора в каждый момент времени является мгновенная амплитуда, углом поворота в плоскости перпендикулярной оси времен – мгновенная фаза, а мгновенная частота определяется числом оборотов вектора в единицу времени. На основании этих формул можно построить алгоритм преобразования исходной сейсмической записи (временного разреза ОГТ) в серию временных разрезов мгновенных амплитуд, фаз и частот.

Атрибуты Гильберт преобразования (мгновенная амплитуда, частота и фаза) можно рассматривать как некие достаточно формальные параметры сейсмозаписи, являющиеся трансформантами волнового поля. С их помощью возможен более детальный визуальный анализ волновой картины, который иногда помогает отметить те особенности трасс, которые были не замечены при изучении обычного временного разреза. Хотя в основном это качественный анализ, в то же время эти атрибуты могут быть использованы наравне с другими при прогнозе фильтрационно-емкостных свойств с использованием математического аппарата многомерного анализа параметров. На рис. 5.3 схематически показаны зависимости мгновенных параметров (рис. 5.3, δ -и) для заданного разреза и спектр мощности (рис. 5.3, κ , l), полученный в результате преобразований Фурье, по которому в дальнейшем и проводится расчет различных его динамических параметров [83]. На цветных рис. 5.4 и 5.5 даны мгновенные характеристики,

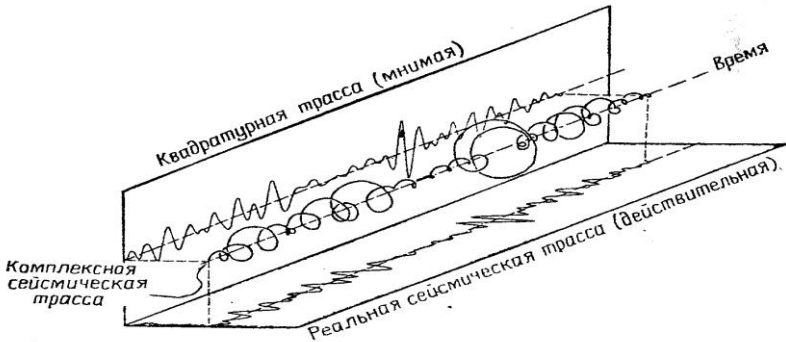


Рис. 5.2. Пространственная взаимосвязь между комплексной, реальной и сопряженной (мнимой) сейсмическими трассами

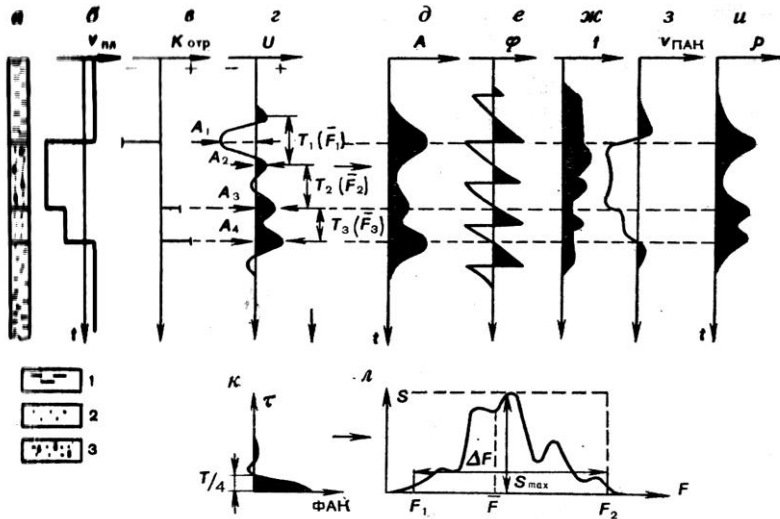


Рис. 5.3. Схема соответствия элементов геологического разреза динамическим параметрам отражений:

a – геологическая колонка; графики: *б* – скорости, *в* – коэффициенты отражения, *г* – синтетическая трасса, *д* – мгновенные амплитуды, *е* – мгновенные фазы, *ж* – мгновенная частота, *з* – псевдоинтервальная скорость, *и* – мгновенная когерентность, *κ* – автокорреляция трассы, *л* – спектр мощности трассы; 1 – глина, 2 – водонасыщенный песчаник, 3 – газонасыщенный песчаник

полученные в условиях Пермского края в ОАО «Пермнефтегеофизика» [64; 44].

5.2. Наиболее широко используемые динамические параметры

Амплитуды колебаний

Рассмотрим более детально некоторые наиболее используемые в практике динамические параметры. К ним, прежде всего, относится амплитуда колебаний [6; 11; 19; 42; 74; 83; 87]. Считается, что амплитуда колебаний отраженных волн пропорциональна величинам коэффициентов отражения. Однако с амплитудами экстремумов, при наличии интерференции сигналов от соседних границ, дело обстоит не так просто. В этом случае появляется «биение» сигнала, т. е. в пределах длительности элементарного сигнала энергия перераспределяется между его отдельными фазами, и амплитуды сигналов часто вообще не характеризуют коэффициенты отражения.

Обычно на практике измеряют [83]:

1. не один экстремум, а серию соседних экстремумов как положительных фаз, так и отрицательных;
2. не одиночный экстремум, а «размах», т. е. сумму модулей двух соседних экстремумов по положительной и отрицательной фазам;
3. энергию сигналов как сумму квадратов амплитуд в окне (более того, можно выделить энергию только когерентной части отражения в заданном диапазоне частот);
4. максимум мгновенной амплитуды, по физическому смыслу соответствующей максимуму огибающей сигнала.

Отметим, что в зависимости от конкретных целей интерпретации и вида геологического объекта можно использовать любой из названных выше параметров амплитуд. Часто более информативными оказываются не сами оценки амплитуд, а их разности либо отношения. В каждом конкретном случае это определяет геофизик-интерпретатор. Мгновенные

амплитуды характеризуют амплитуды огибающей сигнала.

Обычно считается, что увеличение амплитуды вызвано ростом коэффициентов отражения. Но на сейсмических частотах отражение формируется тонкослоистой пачкой, генерирующей целый цуг элементарных колебаний различной природы: однократных, многократных, монотипных и обменных волн-спутников, интерферирующих между собой. В результате даже при наличии достаточно сильной элементарной границы отражение от нее может погаситься при суммировании разных элементарных колебаний. Поэтому предпочтение следует отдавать не мгновенным значениям, а осредненным в некотором окне, равном 1 – 2 периодам (интервальным амплитудам).

Фазовые параметры отражений

Если амплитудные характеристики сейсмических сигналов связаны с перепадом скоростей и плотностей в отдельных слоях (коэффициентами отражения), то фазовые характеристики отображают геометрическое положение границ в разрезе и дают представление об изменении толщины отдельных слоев. Абсолютная фаза связана со временем прихода сигнала, относительная фаза - с запаздыванием каждой из гармоник сигнала относительно выбранного начала отсчета времени. Сигнал с нулевой фазой, который широко используется при обработке и интерпретации, состоит из наложения гармоник разной частоты, приходящих в одно и то же время. В этом случае почти вся энергия сигнала сосредоточена в его главной центральной фазе. В реальности нуль-фазовых сигналов при полевой регистрации не получают. Только после сложных процедур обработки на ЭВМ удастся с некоторой степенью подобия привести форму сигнала к нулевой фазе. Если это не выполнено, то экстремум сигнала с погрешностью до четверти периода отображает время его прихода.

Если сигналы от соседних границ интерферируют (на одном и том же времени фиксируется несколько сигналов, каждый со своей фазовой характеристикой), то определить фазу одиночного сигнала очень трудно.

Несколько иной смысл имеет мгновенная фаза. Если время начала регистрации сигналов принять за начало отсчета

мгновенной фазы, а сами мгновенные фазы наращивать непрерывно, то мгновенная фаза будет характеризовать абсолютное время прихода каждого отсчета - мгновенного текущего значения амплитуды сейсмического сигнала. Разность времен прихода сигналов от двух соседних границ отображается в разности мгновенных фаз. Поэтому чем эта разность меньше, тем быстрее нарастает мгновенная фаза, тем чаще будут следовать сбросы фазы (фазовые циклы через 2π). Таким образом, крутизна наклона линии мгновенной фазы или число ее сбросов в интервале времен и характеризует частоту переслаивания отдельных пропластков пород и характер их напластования.

На разрезах мгновенных фаз более четко, чем на временных разрезах, прослеживаются оси синфазности, даже очень слабые по амплитуде (например, на цв. рис. 5.4, 5.5). Поэтому разрезы мгновенных фаз часто используются для контроля корреляции границ и выделения неоднородностей в разрезе.

Частота отражений

С изменением фазы связана мгновенная частота как производная фазы (т. е. крутизна фазы) во времени. Очевидно, что чем быстрее нарастает мгновенная фаза в единицу времени, тем выше мгновенная текущая частота. Обычно под частотой понимают величину, обратную видимому периоду записи. В отличие от частоты мгновенной видимая частота остается постоянной в пределах полупериода сигнала. Мгновенная частота монохроматического (постоянного во времени) сигнала теоретически совпадает с видимой частотой. Для сигнала с узкополосным спектром мгновенная частота совпадает с преобладающей частотой. Для интерферирующих сигналов средневзвешенная оценка мгновенной частоты совпадает со средневзвешенной частотой или центром инерции энергетического спектра интервала записи.

Мгновенная частота обладает тем преимуществом, что ее можно быстро и легко измерить для каждого отсчета записи непрерывно по времени, не прибегая к трудоемкому частотному разложению трасс. С ее помощью можно измерить непрерывное

изменение частотного состава сигналов, как по оси времен, так и по пространственной оси (вдоль напластования). Это позволяет проследить латеральное изменение литологии и нефтенасыщения в продуктивных пластах и вмещающей толще пород, поскольку фаза и частота наиболее полно характеризуют характер и частоту переслаивания осадочных пород.

Над скоплениями УВ часто наблюдается понижение частотного состава колебаний. Иногда отражения от кровли коллектора, межфлюидного контакта и его подошвы интерферируют друг с другом, образуя волновую картину с характерным рисунком изменением фаз, амплитуд и частот. Эти фазово-частотные осцилляции также иногда рассматривают как признак наличия УВ.

Коэффициент когерентности отражений

Коэффициент когерентности отражений служит для определения меры подобия формы сигналов для соседних трасс вдоль профиля. С позиций геологического истолкования коэффициент когерентности отражений количественно характеризует гладкость отражающих границ и характер частых (по отношению к базе анализа) изменений толщины пластов по латерали.

Наиболее высокие оценки коэффициента когерентности можно ожидать от гладких выдержанных границ типа конденсированных покровов, таких, например, как баженовская пачка в Западной Сибири. Наименьшие оценки связаны с массивными однородными телами типа крупных рифов, диапиров, магматических штоков, соляных куполов. В этом случае резкая граница смены коэффициента когерентности обрисует зону контакта облекающих слоистых осадочных толщ с этими телами. Коэффициент когерентности также чутко реагирует на локальные изменения толщины слоев, в частности, на зоны выклинивания, линзовидные включения, границы клиноформных образований.

Поглощение

Важный динамический параметр сигнала — поглощение. Физически этот параметр характеризует потерю высокочастотных составляющих в спектре сигнала при его распространении в неупругих породах (раздел 2.2). В ряде случаев с поглощением связано существенное изменение формы, и амплитуды сигнала в зависимости от времени регистрации. Проблемой определения поглощения занимались многие исследователи (М. Б. Рапопорт, В. Н. Петрикеев, А. Г. Авербух и др.). Отдельными авторами предлагается использовать при интерпретации сейсмических материалов и другие характеристики волн [13 и др.].

5.3. Задачи, решаемые в процессе прогнозирования геологического разреза (ПГР) или параметрическая интерпретация

Начало 70-х г.г. ознаменовалось цифровой революцией в сейсморазведке, обеспечившей резкое повышение качества результативных сейсмических данных. Качественно новые возможности сейсморазведки исторически появились именно к тому моменту, когда фонд антиклинальных ловушек УВ во многих, в особенности в старых нефтегазоносных провинциях, был фактически исчерпан, и резко возросла актуальность поиска и разведки неантиклинальных ловушек более сложного типа. Эти новые нефтегазовые объекты характеризуются, как известно, резкой неоднородностью и сложным пространственным распределением емкостных свойств коллектора, а также существенно более сложными условиями экранирования залежей углеводородов. И именно сейсморазведка оказалась наиболее развитым геофизическим инструментом для изучения сложных ловушек УВ на всех стадиях геологоразведочных работ.

Это стало возможным за счет дополнительного прироста информации и повышения точности измерения параметров сейсмических сигналов (прежде всего, динамических). Значительную роль сыграл и рост наглядности сейсмических отображений геологических разрезов, главным образом за счет выявления детальной внутренней структуры слагающих их

геологических тел. По существу, два этих ракурса и обусловили развитие двух основных направлений в области интерпретации сейсмических данных [76].

Первое - это геофизическая (**параметрическая**) **интерпретация**, известная под названием **прогнозирование геологического разреза (ПГР)**. Она нацелена на детальное определение сейсмических параметров (времен, эффективных и мгновенных скоростей, амплитуд, частот, фаз и т.п.), преобразуемых далее в эффективные параметры геологического разреза (жесткости, скорости, плотности, поглощения и т.п.) или используемых непосредственно для прямого обнаружения залежей УВ.

Второе – это **геологическая интерпретация**, основанная, прежде всего, на изучении генезиса разреза, включающая различные виды анализа: сейсмостратиграфического, сейсμοформационного, палеотектонического, позволяющих прогнозировать литофациальное строение отложений и оценивать их седиментационно-емкостные характеристики.

На практике оба этих направления, а также данные геологии и ГИС, всегда в той или иной мере применяются совместно. Поэтому широко используется в настоящее время термин **интегрированная интерпретация**. Его применяют, когда важно подчеркнуть факт объединения разнородных данных нескольких геологических направлений в науке. К ним обычно относят: разведочную геофизику, промысловую геологию и разработку углеводородных залежей. Термин "комплексная интерпретация" следует сохранить для обозначения методики объединения информации, полученной методами одной науки – геофизики [76].

Геофизика (и сейсморазведка в частности) всегда развивалась как методология изучения определенных физических параметров геологического разреза: структурных, жесткостных (сейсморазведка), электрических (электроразведка), плотностных (гравиразведка) и т.п. Иными словами, геофизика изначально была параметрической. Ее основное отличие от главного метода нефтяной геологии - бурения скважин заключается в том, что собственно разрез в его вещественном, литологическом выражении геофизикой не

наблюдается. Прогнозирование разреза ведется опосредованно, через его измеряемые физические (сейсмические) параметры. Геофизика, впрочем, имеет и некоторые преимущества, заключающиеся, прежде всего, в высокой детальности изучения разреза по латерали в межскважинном пространстве. При этом ограничения за счет невысокой вертикальной разрешенности геофизических методов в той или иной степени компенсировались увязкой и комплексированием наземных методов со скважинными данными (ГИС, бурения).

Физические свойства пород существенно перекрываются для разных пород и формаций. Их различия в значительной степени связаны с генезисом отложений, их последующей геодинамической историей, современным состоянием (например, напряженным). Поэтому не существует и не может существовать однозначной связи между типом отложений и их физическими свойствами. Однако любое изменение физических свойств пород или их структуры отражается в соответствующих изменениях физических полей. Например, в сейсморазведке МОВ эти изменения свойств пород оказывают влияние на параметры регистрируемого волнового поля.

Поэтому, начиная с самых ранних периодов развития сейсморазведки, для изучения особенностей геологического строения осадочных толщ сейсмики пытались использовать различные характеристики волнового поля и, прежде всего динамические. И вполне закономерно, что наибольший «расцвет» методик определения разных параметров сейсмических записей в различных геологических ситуациях совпал с появлением компьютерных методов моделирования волновых полей и расчета динамических параметров по этим полям. Анализируя характер изменения динамических характеристик по результатам моделирования, полученным по тем или иным геологическим объектам, геофизики пытались соотнести полученные результаты с анализом реальных материалов для изучения особенностей строения объектов.

В России такая параметрическая сейсморазведка на практике получила название **прогнозирование геологического разреза**, т.е. прогнозирование определенных характеристик разреза по измеренным сейсмическим параметрам.

Ограниченная разрешающая способность сейсморазведки по вертикали и горизонтали определяет и физические ограничения эффективности работ ПГР. Измеряемые здесь параметры эффективны (сильно усреднены). Тонкослоистость в геологии и в сейсморазведке по своим масштабам соотносятся как 1:100. Переход от эффективных физических к собственно геологическим параметрам – песчаности, глинистости, проницаемости, нефтегазонасыщенности, пористости в ПГР осуществляется на основе установления корреляционных связей: от простейшей регрессии до сложнейшего многомерного анализа, например, в развитых системах распознавания. Если связь не выявляется, то данные пытаются использовать на качественном уровне. Но нужно учитывать, что при отсутствии обоснованной геологической модели соответствующие прогнозы ПГР, как правило, не выдерживают критики, а затем и проверки бурением.

Прогнозирование геологического разреза – это программно-методический комплекс средств обработки и интерпретации данных сейсморазведки и ГИС с целью определения вещественного состава осадков, выявления и оценки продуктивных толщ и их нефтегазоперспективности.

В рамках ПГР обычно решаются следующие задачи [9; 10; 27; 42; 43; 57; 82; 83; 88]:

1) разделение осадочной толщи на отдельные литолого-стратиграфические комплексы и построение геометрии границ этих комплексов;

2) оценка процентного состава слоистых двухкомпонентных толщ (песчаников и глин, глин и известняков, солей и ангидритов и т.п.);

3) оценка пористости однокомпонентных толщ;

4) прямое определение нефте- и газонасыщенности коллектора;

5) выявление зон аномально высоких пластовых давлений и даже прогнозирование оптимальных параметров разведочного бурения (удельного веса бурового раствора, скорости вращения долота, интервалов обсадки скважин и т.п.).

Первая задача является фактически стандартной для сейсморазведки и решается с той или иной степенью

детальности с первых лет применения сейсморазведки МОВ.

Для решения задач 2 – 5-го типов, помимо кинематических параметров (форма годографа, времена прихода) и данных ГИС, дополнительно используются и динамические характеристики. При этом необходимо учитывать особенности геологического строения изучаемой территории. Это - ориентированные тектонические движения, имевшие место в регионе; палеогеографические и литолого-фациальные условия седиментации отложений; термодинамические и фильтрационно-емкостные свойства пород; характер динамики пластовых и трещинных вод; роль закона гравитации при выделении газовой и жидкой фаз флюидов в соответствии с удельными весами, а также присутствие на записях волн-помех, создающих интерференционные эффекты.

Так, коллектор, насыщенный нефтью и газом, отличается по физическим свойствам от коллекторов, насыщенных водой, и от вмещающих пород, в которых в результате определенных геодинамических процессов не создались соответствующие условия пористости и трещиноватости, необходимые для скопления УВ. Сама залежь углеводородов часто оказывает непосредственное влияние на физические свойства вмещающих ее пород. Считается, что над месторождением или в его окружении мы должны наблюдать эти аномальные зоны по следующим признакам: характеру интенсивности колебаний, частотному составу и другим параметрам рисунка сейсмических записей.

Наиболее важными для сейсморазведки физическими параметрами являются скорость пробега колебаний и плотность горных пород. На величину скорости влияет ряд факторов: упругие свойства минералов, взаимное расположение зерен пород, определяющих пористость и трещиноватость скелета породы, свойства флюидов, заполняющих поры породы, давление вмещающих пород, термодинамические факторы, воздействующие на упругие силы, возникающие на контактах минеральных зерен.

Одним из важнейших факторов является пористость пород. При этом следует учитывать, что скорость продольных волн V_p в большой степени зависит от величины пористости

пород, уменьшаясь приблизительно на 40 % при увеличении пористости от 0 до 30 %, а скорость поперечных волн V_s практически не зависит от пористости. Поэтому в качестве очень чувствительного параметра при изучении пористых сред может выступать отношение скоростей V_P / V_S .

Объем пор и трещин в породах верхней части разреза, отдельные зерна которых обычно не являются сцементированными, составляет 20 - 40 %. Уменьшение скоростей пробега волн в пористых породах происходит вследствие удлинения пути пробега волн в пористой среде и ослабления жесткости связей между отдельными частицами твердой фазы породы. В глубинных частях разреза предельные величины пористости достигают значений до 15 – 20 %. За счет больших давлений на больших глубинах связи между частицами скелета породы становятся более жесткими. Только хемогенные породы (ангидриты, гипсы) благодаря своей пластичности характеризуются малыми значениями пористости (менее 1 %). Наличие жидкости в порах приводит к увеличению объемной упругости породы в целом (возрастанию скоростей), а цементование - к еще большему возрастанию скоростей

Свойства пористой среды сложным образом зависят от упругих параметров твердой фазы и характеристик заполнителя пор, а также характера поведения флюида при прохождении колебаний. В общем случае коэффициент корреляции между скоростью и пористостью составляет 0,7 – 0,8. Если учитывать литолого-структурные особенности пород и разделить породы на отдельные литологические разности (с одинаковым минералогическим составом зерен, степенью глинизации, карбонатизации и т.п.), то коэффициент корреляции внутри таких однородных групп составляет свыше 0,9.

Оценку влияния пористости на скорость упругих волн V_{II} в горных породах, заполненных флюидом, можно сделать на основании эмпирически выведенной зависимости (уравнения среднего времени)

$$\frac{1}{V_{II}} \cong \frac{K_{II}}{V_{\phi}} + \frac{1 - K_{II}}{V_{СК}}. \quad (5.1)$$

Здесь K_{II} – коэффициент пористости, равный отношению

объема пор к общему объему породы, $V_{СК}$ и $V_{Ф}$ - скорости продольной волны в твердой фазе (скелете породы) и скорость заполнителя (флюида) пор. В формуле (5.1) не принимается в расчет размер пор, зерен и их форма и не учитываются давление и температура. Их учет проводится подбором специальных коэффициентов.

Величину скорости в пористой породе $V_{П}$, заполненной флюидом, можно рассчитать, если известны скорость во флюиде $V_{Ф}$, скорость в скелете породы $V_{СК}$ и величина коэффициента пористости $K_{П}$ по формуле

$$V_{П} = \frac{V_{Ф} V_{СК}}{V_{СК} K_{П} + V_{Ф} (1 - K_{П})}.$$

Пределы вариации плотностей горных пород в связи с изменением их пористости, значительно меньше, чем изменения скоростей, и составляют лишь 5 - 10 % их изменений. Величина плотности пористой породы $\rho_{П}$ будет определяться соответственно как

$$\rho_{П} = \rho_{Ф} K_{П} + \rho_{СК} (1 - K_{П}),$$

где $\rho_{Ф}$ и $\rho_{СК}$ - плотности флюида и скелета породы, а $K_{П}$ - коэффициент пористости.

Если величины плотности неизвестны, то их можно рассчитать по значениям скоростей. Формулы пересчета получены разными исследователями для различных пород и разных интервалов глубин [87; 90].

В реальных условиях с увеличением глубины залегания скорость возрастает, при этом заметную роль играют увеличения упругих деформаций. Причиной упругих деформаций скелета пород является рост механических напряжений и температуры с глубиной (увеличение веса пород и гидростатического давления). Иногда наблюдается возникновение дополнительных напряжений (вертикальных и горизонтальных) за счет тектонического фактора. Давление, обусловленное весом пород (геостатическое давление), называется внешним, в противоположность внутреннему давлению флюида, содержащемуся в порах и трещинах скелета породы. Внешнее давление приводит к упругому сжатию

скелета и, соответственно, к росту скорости, обусловленному увеличением числа и площади контактов частиц скелета. Давление жидкости, наоборот, способствует раздвижению частиц скелета, уменьшению контактной упругости и, соответственно, снижению скорости. Влияние обоих факторов равносильно воздействию эффективного давления, примерно равного так называемому дифференциальному давлению: разности внешнего и внутреннего давлений.

Геостатическое давление увеличивается с глубиной в зависимости от плотности пород на величину $220 - 250 \text{ кг/см}^2$ на 1 км глубины. Гидростатическое давление столба жидкости возрастает (в зависимости от минерализации пластовых вод) примерно на $100 - 110 \text{ кг/см}^2$. Дифференциальное давление соответственно увеличивается с глубиной на $120-150 \text{ кг/см}^2$. Влияние этого давления на сплошные и рыхлые цементированные породы различно.

На свойства пород в сплошной среде влияет только внешнее давление. Его рост приводит к сближению атомов кристаллической решетки и небольшому увеличению, за счет этого, модуля упругости и скорости с глубиной. Более заметно увеличение скорости в зернистых и осадочных породах. Оно объясняется возрастанием контактной упругости зерен при сближении их под действием увеличивающегося давления. Возрастание скорости происходит тем меньше, чем меньше пористость.

Увеличение температуры способствует уменьшению (на глубинах до 5 км при температуре 200°) скорости на 5 - 10 %, особенно в нефтесодержащих породах.

Эпигенетические (вторичные) изменения осадочных пород и неупругие деформации также являются причинами изменения скоростей с глубиной. Так, цементирование пор и трещин за счет циркуляции в породах минерализованных растворов вызывает уменьшение пористости. Чем больше глубина залегания пород (температура и давление) и чем древнее порода, тем меньше ее пористость. Изменение пористости, обусловленное увеличением возраста на одну геологическую эру, приводит к увеличению скорости в терригенных породах примерно на 500 м/с. Неупругие деформации вызывают

постепенную переупаковку частиц, в результате которой пористость также снижается. В плотных породах переупаковка зерен может, наоборот, привести к возникновению микро- и макротрещиноватости.

Прогноз литологии (задача 3) можно осуществлять по величине интервальных скоростей. Чаще всего проводят оценку процентного содержания двухфазных сред, например, глин и песчаников по их скоростям. Исходными являются эталонные зависимости скоростей в песчаниках $V_{\text{ПЕСЧ}}(H)$ и глинах $V_{\text{ГЛ}}(H)$ от глубины залегания пород (H). В соответствии с уравнением (5.1) имеем

$$\frac{1}{V_{\text{ПЛ}}} = \frac{P_1}{V_{\text{ПЕСЧ}}} + \frac{1 - P_1}{V_{\text{ГЛ}}},$$

где P_1 - процентное содержание песчаников в изучаемой пачке пород, а $1 - P_1$ - процентное содержание глин. Строя графики этих зависимостей по скважинным данным, можно для каждого песчано-глинистого пласта (по значению $V_{\text{ПЛ}}$, определенному по практическим данным для какой-то пачки пород) определить процент содержания глин или песчаников. Причем для анализа выбирается пласт, расположенный между двумя достаточно четко прослеживающимися отражающими горизонтами.

Аналогично решается и задача определения пористости по данным о скоростях. На практике чаще всего по скважинным данным (керну, данным АК) определяют эталонные зависимости $V(K_{\text{П}})$. Затем находят зависимости $V_{\text{ПАК}}(K_{\text{П}})$, где $V_{\text{ПАК}}$ - это скорости, определяемые по данным инверсии (псевдоакустических преобразований, раздел 2.5). Но для построения эталонных зависимостей и оценки их вероятностных характеристик требуется обобщение большого объема промыслово-геофизических данных.

В зависимости от типа ловушки УВ наибольшее влияние на особенности динамики волновых полей может оказывать тот или иной фактор. Понятно, что единственным путем изучения влияния разных факторов на характер регистрируемого сейсмического поля является моделирование волновых полей. Анализ результатов моделирования позволяет установить, какой фактор приводит к наибольшим изменениям динамических

параметров сейсмических трасс. Установив это, можно выявить эти особенности на полевых записях, предварительно, путем специальной обработки, нивелируя действие других.

Например, наличие залежи нефти (и тем более газа) в водосодержащем коллекторе приводит к появлению ряда аномальных эффектов на сейсмических временных разрезах. В частности (как уже упоминалось выше), появляются горизонтальные оси синфазности от водонефтяного или газонефтяного контактов, зоны смены полярности колебаний в краевых частях залежи (при переходе через контур залежи) и т.п. Часто наблюдаются аномальные величины амплитуд, ухудшение качества прослеживаемости отражающих границ (уменьшение соотношения сигнал/помеха), изменения частотного состава колебаний (особенно над газовыми шапками месторождений) и другие аномалии параметров волновых полей.

Чтобы пояснить основную концепцию интерпретации динамических параметров отражений, рассмотрим предельно упрощенную геологическую модель терригенного разреза, состоящего из типовых сочетаний: песок — глина и газ — вода [83]. Предположим, что геологический разрез отображает наличие газовой сводовой залежи в пласте песчаника, заключенного в глинистой толще (рис. 5.6, *а*). Геологическая модель дает представление о конфигурации литологических границ, положении залежи углеводородов. Каждый из литологических элементов разреза (глина, водонасыщенный и нефтегазонасыщенный песчаник) имеет свои петроакустические свойства: скорость и плотность. Для простоты предположим, что связь между скоростью и плотностью является линейной, что позволяет оперировать только скоростью.

На поверхности наблюдений дискретно по профилю расположены приемники, совмещенные с положением источников. Эта ситуация также идеализирована, она характерна для временного разреза ОГТ, когда после суммирования и миграции ход луча становится вертикальным, а источник и приемник совмещаются в плане. Волновое сейсмическое поле (рис. 5.6, *б*) отображает геологический

разрез, а форма сигналов и их амплитуда характеризуют отражающие (акустические) свойства границ. Представим также, что на профиле помещены две скважины (их положение показано на рис. 5.6, *a*). В этих скважинах проведен акустический каротаж и замерены скорости распространения упругих волн в осадках.

Форма сейсмической записи для двух точек на профиле, которые совпадают в плане со скважинами, показаны на рис. 5.6, *b* и *z*. Фрагмент записи с отражением от пласта водонасыщенного песчаника показан на рис. 5.6, *в*. В области залежи – форма сигнала показана на рис. 5.6, *z*.

Поскольку регистрируемые на поверхности сигналы отражаются от контактов нескольких акустически контрастных границ, то они являются по своей сути интерференционными (суммарными). Это вполне закономерно отмечается в изменении динамических характеристик, что хорошо фиксируется на синтетическом временном разрезе.

Перепад скоростей распространения волн в глине $V_{ГЛ}$ и в песчанике $V_{ПЕС}$ при условии линейной связи скорости и плотности ρ определяет знак и величину коэффициентов отражения R в соответствии с выражением (2.1) на времени регистрации t , которое соответствует глубине кровли песчаника

$$R = \frac{V_{ГЛ} - V_{ПЕС}}{V_{ГЛ} + V_{ПЕС}}. \quad (5.2)$$

Если скорость в водонасыщенном песчанике меньше скорости в глинах, то знак коэффициента отражения на кровле песчаников будет отрицательным. В соответствии с формулой (5.2) знак коэффициента отражения на контакте газ - вода будет положительным, поскольку скорость в газонасыщенном песчанике должна быть меньше, чем в водонасыщенном.

Величина и знак коэффициента отражения определяют знак и интенсивность элементарного сигнала, отраженного от каждой из границ. Сигналы после наложения друг на друга образуют форму сейсмической записи, характерную для данного времени прихода волны, знака и величины перепада скоростей и плотностей. Если разность времен прихода отдельных сигналов меньше длины сигнала, то возникает интерференция как в

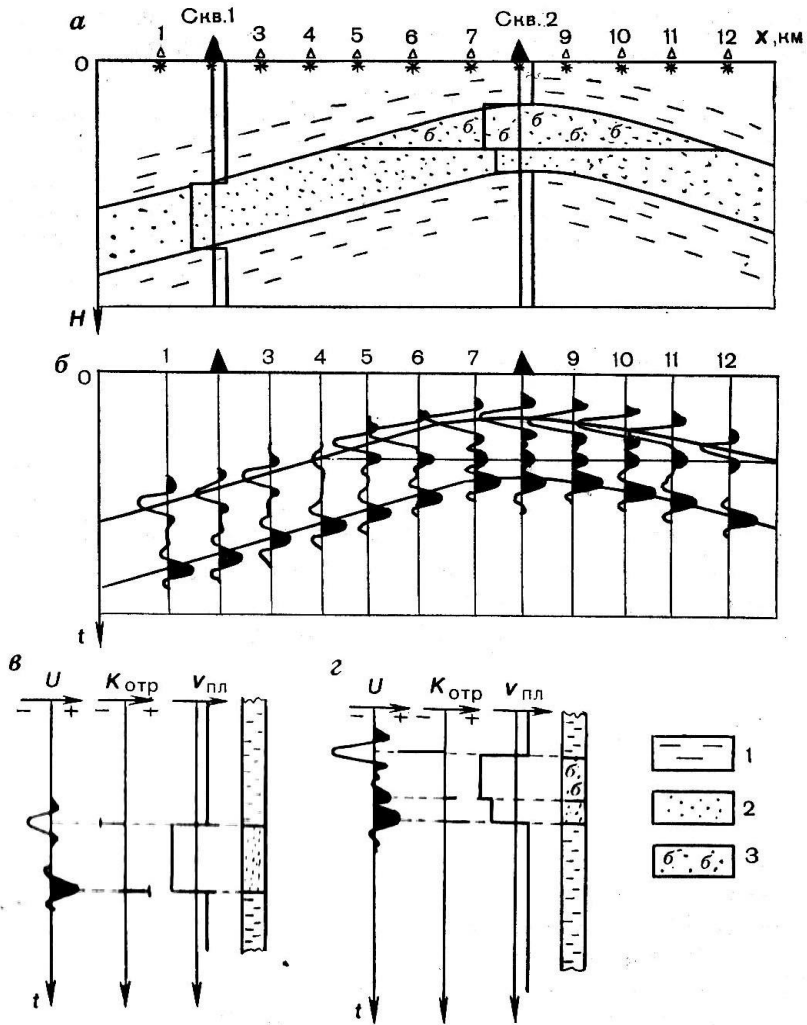


Рис. 5.6. Схема отображения геологического разреза в сейсмической волновой картине:
a – модель геологического разреза; *б* – синтетический временной разрез; *в* – сечение модели за пределами залежи; *г* – сечение модели через залежь; 1 – глина; 2 – водонасыщенный песчаник; 3 – газонасыщенный песчаник

случае, показанном на рис. 5.6, *з* в области края залежи.

Так как газонасыщенный песчаник (рис. 5.6, *з*) имеет по отношению к водонасыщенному песчанику пониженную скорость, поэтому отображается более высокой интенсивностью отрицательной фазы сигнала на кровле продуктивного пласта. За пределами залежи интенсивность записи характеризует перепад скорости между глинами и водонасыщенными песчаниками и отображает кривизну и глубину кровли и подошвы песчаного пласта. Заметим также, что знаки отражений на кровле и подошве пласта песчаника противоположны, что соответствует отрицательному (на кровле) и положительному (на подошве) перепаду скорости.

5.4. Прямое определение нефтегазонасыщения Способ яркого пятна

Признак увеличения интенсивности (яркости) отражения играет доминирующую роль в методе «яркого пятна» (при переходе от плотных покрывающих пород к менее плотным породам коллекторов) или «темного пятна» (когда скорости в покрывающих породах меньше, чем скорости в коллекторе). Суть этого способа состоит в следующем.

Предположим (рис. 5.7), что в геологическом разрезе имеется антиклинальная ловушка УВ (песчаный коллектор, перекрытый сверху и снизу карбонатными породами), характерная для условий Волго-Уральской нефтегазоносной провинции [56]. На верхней границе песчаного пласта отметим точки, отделяющие зоны контакта песчаников с различным флюидонасыщением от вмещающих карбонатных пород (со скоростью $V_{КАР} = 5500$ м/с). Так, интервалы *ab* и *de* соответствуют контакту карбонатов с водонасыщенными песчаниками ($V_{ПВ} = 4000$ м/с), интервалы *бв* и *гд* – с нефтенасыщенными ($V_{ПН} = 3800$ м/с), а интервал *вг* – с газонасыщенными ($V_{ПГ} = 3000$ м/с). Если рассчитать коэффициенты отражения для каждого интервала по простейшей формуле, аналогичной (5.2)

$$R = \frac{V_{КАР} - V_{ПЕС}}{V_{КАР} + V_{ПЕС}},$$

то, подставляя вместо $V_{\text{ПЕС}}$ соответствующие различным зонам скорости флюидонасыщенных разностей, получим следующие значения коэффициентов отражения для заданных участков границы: $R_{ab} = R_{de} = 0,16$, $R_{eb} = R_{ed} = 0,18$, $R_{ez} = 0,29$. Отсюда следует, что в интервале газосодержащего песчаника интенсивность отраженных волн будет самой большой, что и создает эффект яркого пятна.

На рис. 5.7 – 5.9, цветном рис. 5.10 показаны примеры возникновения ярких пятен, полученных по данным моделирования [56] и при реальных полевых работах [7; 10; 20; 83]. Необходимо заметить, что появление таких пятен возможно лишь при высоком качестве полевых материалов, углубленной динамической обработке (тщательном учете всех мешающих факторов) и достаточно большой мощности газонасыщенных пород.

При этом следует учитывать, что качество динамической интерпретации данных сейсморазведки в значительной мере зависит от того, насколько низок уровень помех. Иначе - насколько сейсмический сигнал действительно является отражением от реальных границ, превышая по интенсивности уровень помех в регистрируемом на записях интерференционном импульсе. Значительное влияние оказывают и изменчивость условий возбуждения и приема колебаний, влияние скоростных изменений в верхней части разреза.

Поэтому все эти признаки не являются однозначными. Даже «яркие пятна» могут быть обусловлены, помимо наличия залежи, изменениями литологии пород, их пористости, мощностей слоев и условий интерференции отраженных волн с помехами, а также неидентичностью условий возбуждения и приема.

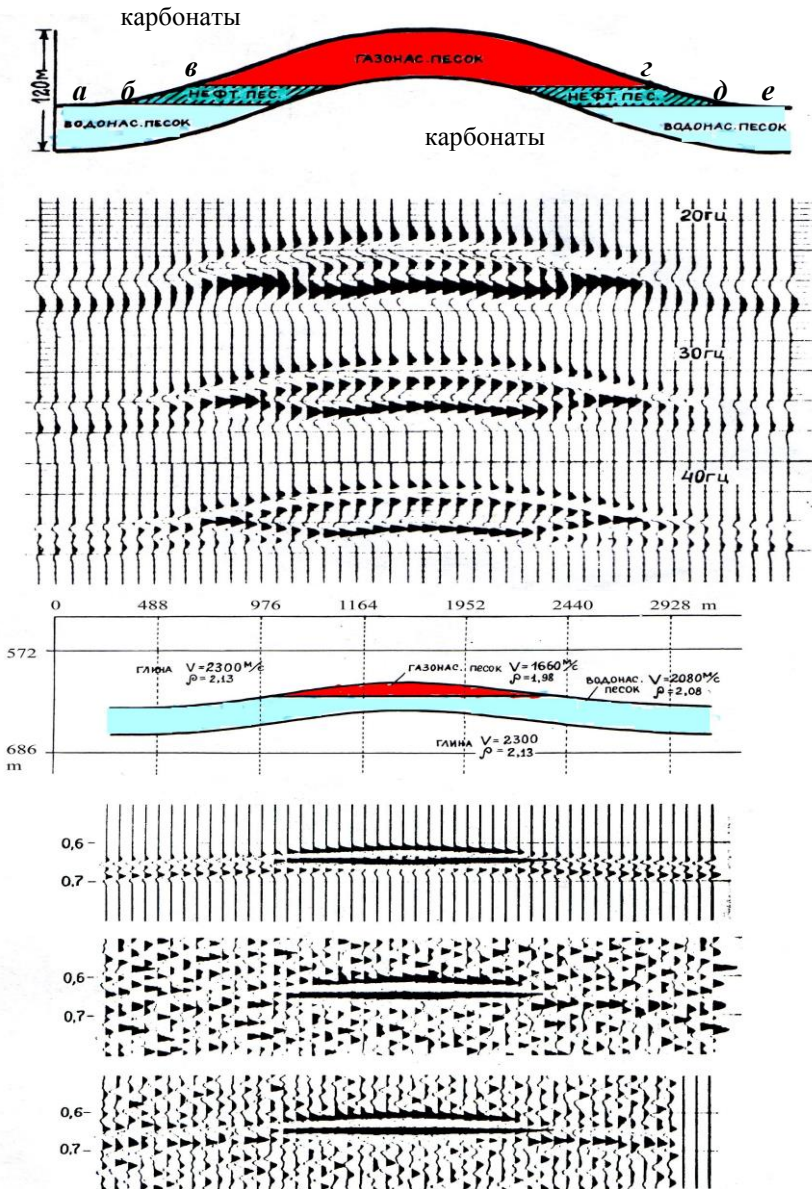


Рис. 5.7. Изображение ярких пятен на синтетических временных разрезах для разных моделей сред и частоты сигнала

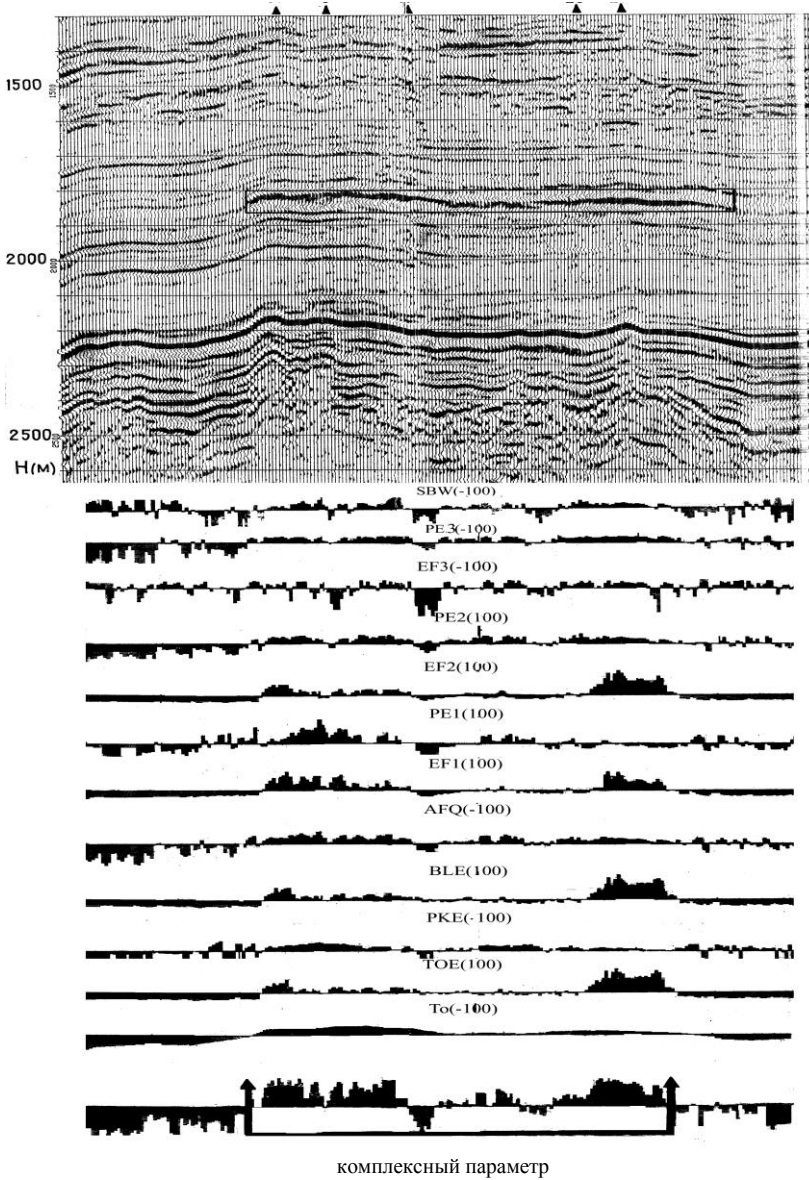


Рис. 5.8. Временной разрез с «ярким пятном» и различные динамические параметры в пределах исследуемого горизонта

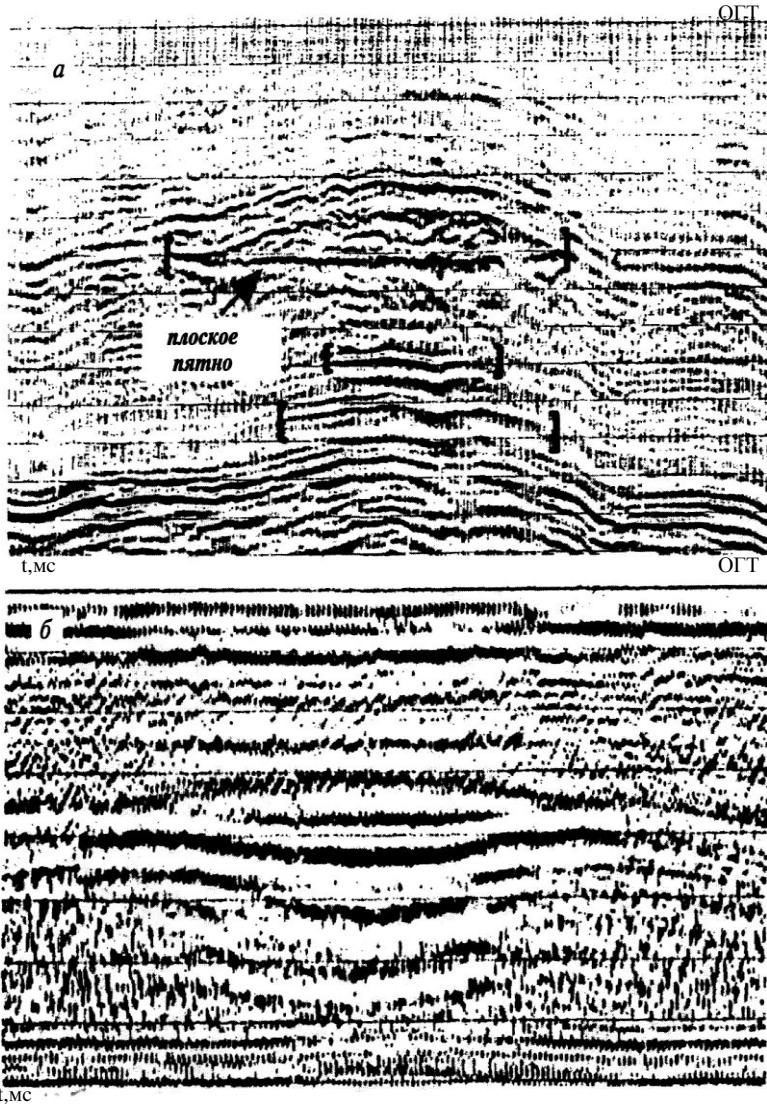


Рис. 5.9. Эффекты проявления ярких и плоских пятен:
а – разрез с яркими пятнами и плоским пятном (Западная Сибирь);
б – разрез с ярким пятном в виде «улыбки», обусловленной газовой залежью (Сахалинский шельф)

5.5. Изучение зон аномально высоких пластовых давлений

Давление вышележащей толщи горных пород на пласт, как отмечалось выше, рассматривается обычно как вертикально направленное напряжение, создаваемое весом всего вещества этой толщи, как плотного, так и жидкого. Одним из важнейших факторов, от которых зависит пластовое давление, является горное давление. Оно складывается из суммарного влияния на пласт геостатического и геотектонического давлений (вертикальных и горизонтальных тектонических напряжений). Геостатическим ($P_{гс}$) называется давление на изучаемый пласт веса вышележащей толщи горных пород. Величина его зависит от мощности (глубины) и плотности пород. При плотности пород, равной $2,3 \text{ г/см}^3$, градиент $P_{гс}$ составляет $0,023 \text{ МПа/м}$. Геостатическое давление передается породами, а внутри породы – зернами (скелетом), слагающими пласт [90].

Давление флюида в породе определяется как эквивалентный ему гидростатический напор, создаваемый столбом «свободного» флюида. Термин «свободный» флюид приобретает смысл, когда речь идет о глинах или глинистых сланцах, в которых могут развиваться явления другой природы, такие как осмотические давления, давления гидратации и т.п. Внутреннее давление флюидов (жидкости и газа) в породах разделяется на пластовое и поровое. Пластовое – это давление флюидов в пластах, имеющих гидродинамическую связь по площади и разрезу. Обычно ожидаемое давление жидкости в пласте-коллекторе, вскрываемом скважиной, принимается равным нормальному гидростатическому, т.е. такому, которое уравнивается весом столба минерализованной воды (пластовой жидкости) высотой от устья скважины до вскрываемого пласта. Средняя плотность минерализованной воды принимается равной $1,0 \div 1,1 \text{ г/см}^3$.

Для слабопроницаемых пород (чаще глинистых толщ), характеризующихся весьма низкой проницаемостью, применяется понятие «поровое давление». Это давление, которое испытывают флюиды, заключенные в порах пород с компрессионным уплотнением (уплотнением за счет высокого

литостатического давления), возникшим из-за затрудненного оттока содержащейся в порах воды.

Обычно при повышении литостатического давления с глубиной происходит закрытие ряда пор и трещин. Следствием этого процесса являются смыкание стенок трещин и уменьшение пористости пород. Это явление сопровождается увеличением скорости пробега продольных волн (за счет улучшения контактов между отдельными зернами пород). Если отток жидкости затруднен, то пористость пород снижается в значительно меньшей степени, чем при свободном оттоке, и запертая в таких породах (глинах) вода принимает на себя часть давления перекрытия. За счет этого создается аномально высокое поровое давление в глинистых пластах [37].

Аномально высокое пластовое (поровое) давление (АВПД) – это давление, на 10 - 20 % превышающее нормальное или условное гидростатическое давление. Если в непроницаемой глинистой толще запечатаны песчаные пористые пропластки, то АВПД развивается и в них. Вес перекрывающих эту зону пород компенсируется аномально-высоким пластовым давлением, а степень сжатия породы определяется сжимаемостью поровой жидкости, находящейся под пластовым давлением. При этом скорость упругих колебаний будет понижаться (из-за ухудшения при высоких давлениях связей между отдельными зернами пород) и в предельном случае стремиться к скорости в жидкости, находящейся под давлением.

Если забой глубокой скважины достигает зоны АВПД, то давление пластовых флюидов (смеси воды, нефти и газа) будет намного превышать давление бурового раствора и, несмотря на наличие специальной аппаратуры (превенторов), имеющейся на скважине, которая должна перекрывать скважину в момент аварийной ситуации, часто происходит выброс флюидов из скважины. А это обычно сопровождается разрушением бурового оборудования, человеческими жертвами и возникновением пожаров на скважине, ликвидация которых является весьма сложной процедурой.

Фактическое значение пластового давления (Рпл) определяется условиями изолированности пласта от окружающих пород, тектонической активностью зон

осадконакопления. Для изучения распределения давлений по разрезу и их изменений по площади часто используют коэффициент аномальности (K_a) - это отношение аномального пластового или порового давления к нормальному гидростатическому давлению ($P_{ГСН}$), вычисленному для той же глубины.

Таким образом, горному давлению противодействует пластовое давление $P_{пл}$ жидкости, насыщающей горную породу пласта. Разность между горным и пластовым давлениями ($P_{ГРН} - P_{пл}$) определяется как эффективное $P_{эф}$ напряжение (давление)

$$\Delta P = P_{эф} = P_{ГРН} - P_{пл}.$$

Эта формула вполне пригодна для практики. Однако истинное соотношение между этими давлениями имеет вид

$$P_{эф} = P_{ГРН} - nP_{пл},$$

где $n = C_B - C_r / C_B$ - коэффициент внутренней деформации, C_B - объемная сжимаемость всей породы, а C_r - сжимаемость матрицы породы. Значения n варьируют от 0,7 до 1,0. Результаты некоторых экспериментов свидетельствуют о том, что скорость поперечных волн зависит только от $P_{эф}$, тогда как скорость продольных волн - и от $P_{эф}$ и от $P_{пл}$.

Именно $P_{эф}$, $P_{пл}$ и температура, в первую очередь, определяют деформацию и изменения физических свойств горных пород. При изменении эффективного напряжения происходит деформация сцементированного скелета (минерального каркаса) породы, несущего на себе нагрузку вышележащей толщи. Под действием изменившегося давления возникает деформация породообразующих минералов, а при изменении температуры - тепловое расширение пород и флюидов, изменение их механических свойств и интенсификация физико-химических процессов в породе. При равенстве давлений столба бурового раствора и пластовой жидкости резко улучшаются технологические показатели бурения, но возникает опасность возникновения аварийных ситуаций (выбросы бурового раствора из скважины, уход циркуляции, прихват инструмента). Повышение веса бурового раствора и его глинистости способствует глинизирующему

влиянию бурового раствора на пласт, что неблагоприятно сказывается при освоении залежей. Правильный прогноз оценки пластовых давлений дает возможность вести бурение в оптимальных режимах – при минимальной репрессии на пласт создаются условия для применения гибкого балансирования давлениями в системе «скважина-пласт».

Методы прогнозирования зон АВПД в толщах осадочных пород базируются на закономерностях изменения свойств пород в результате их уплотнения в процессе накопления осадков. В качестве индикатора поровых давлений для изучения выбирают чистые глины, для которых характерно возникновение АВПД. Чтобы для этого использовать каротажные данные, необходима априорная информация, которая часто отсутствует из-за малого количества скважин. Поскольку особенно чувствительны к наличию зон АВПД скорости пробега упругих волн, то данные сейсморазведки широко используются для этих целей, хотя изменение скоростей может быть связано с литологической изменчивостью пород, наличием нефти, и другими причинами. Аномальное давление в этом случае прогнозируется для интервала разреза с такими свойствами пород: высокая пористость; низкая объемная плотность; низкое эффективное напряжение; относительно высокая температура; низкие интервальные скорости, большие значения коэффициентов Пуассона.

Часто для этого используется информация о характере изменения с глубиной скоростей ОГТ, которые пересчитываются в зависимости интервальных скоростей с глубиной. Если градиент увеличения интервальных скоростей уменьшается или становится отрицательным (интервальная скорость уменьшается с глубиной), то по этому признаку и прогнозируют местоположение кровли АВПД. Однако скорости $V_{\text{инт}}$ часто сильно отличаются от пластовых (определенных по данным СК-ВСП), особенно при больших удалениях ПП-ПВ, являясь некоторым условным параметром суммирования. Поэтому для прогноза местоположения зон АВПД в разрезе можно использовать результаты сейсмической инверсии – характера изменения скоростей ПАК.

В этом случае аномальное пластовое давление

определяется часто по формуле [105]

$$P_a = P_h \pm \frac{g(\delta_n - \delta_b)_{cp} \Delta h \lg \frac{v_h}{v_a}}{\lg\left(\frac{v_1}{v_h}\right) + [\alpha(\Delta v) / 2,3] G \Delta h},$$

где P_h – нормальное гидростатическое давление; g – ускорение силы тяжести; δ_n – средневзвешенные по мощности значения плотности пород; δ_b – средневзвешенные значения плотности насыщающих породы флюидов; $\Delta h = h_2 - h_1$ – толщина слоя, кровля и подошва которого располагаются на глубинах h_1 и h_2 ; v_1 – скорость в глинах в зоне нормального уплотнения на глубине h_1 ; v_h – скорость в глинах в зоне нормального уплотнения на глубине h , соответствующей началу интервала АВПД; v_a – скорость в глинах в зоне АВПД, соответствующая глубине h_2 ; $\alpha(\Delta v)$ – среднее значение температурного коэффициента в интервале Δh ; $G = (t_2 - t_1) / \Delta h$ – градиент температуры. В формулу значения скоростей входят в виде отношений, поэтому знание их абсолютных значений не обязательно.

При отсутствии в разрезе АВПД (без учета изменений литологии и термобарических условий, при постоянстве характеристик пластовых вод) будет наблюдаться монотонное нарастание значений пластовых скоростей $V_{\text{ПАК}}$. При наличии АВПД это монотонное поведение нарушается и превращается в кусочно-монотонное, которое удастся изучить по данным ПАК.

При этом не все трассы в пределах сейсмограммы могут быть использованы для изучения скоростей ПАК. Если рассматривать спектры изменений амплитуд, то наличие отрицательных значений амплитуд свидетельствует о непригодности трасс для анализа. Значения самих $V_{\text{ПАК}}$ по каждой трассе и их дифференциация не зависят от характера их изменений на соседних трассах. Если кривые ПАК рассчитываются только по трассам ОГТ, без учета тренда средних скоростей, то они не должны содержать «закономерное увеличение скоростей с глубиной». Учитывая этот факт можно

дополнительно отбраковать сложные кривые без закономерностей (2 - 3 из 10), а по оставшимся сделать прогноз изменения кусочно-линейности кривых ПАК. Вся процедура сведется к операциям оптимизации частотного состава колебаний, расчету статистических характеристик изменения амплитуд, нормировке и выбраковке некондиционных трасс. Затем необходимо осуществить: расчет пластовых скоростей, анализ их распределений (скоростей), кусочную аппроксимацию зависимости $V_{\text{ПАК}}(H)$ уравнением нормального распределения, построение поля точек начала нарушения закона нормального распределения, построение карт АВПД.

5.6. AVO – анализ

Процесс изучения характера изменения амплитуд отраженной волны с удалением на сейсмических трассах в пределах сейсмограмм ОГТ (которое проводится до их суммирования) стал предметом специального исследования, получившего название **AVO-анализ** (Amplitude-Versus-Offset). В процессе AVO-анализа проводится оценка эффекта изменения амплитуд отраженного сигнала с увеличением угла падения луча (α), когда волна отражается от кровли и подошвы пласта коллектора, насыщенного УВ [23]. С точки зрения физической интерпретации такие эффекты вариаций амплитуд возникают в зонах изменения физических свойств пород, особенно со сменой структуры и текстуры пород (например, повышенная трещиноватость пород и наличие в трещинах флюида). В таких зонах меняются и упругие параметры среды – модули сдвига и модули сжатия. Как следствие изменяются (по сравнению с их значениями в покрывающей и подстилающей толщах, где трещиноватость отсутствует) и параметры сейсмических колебаний: скорости продольных и поперечных волн (V_P , V_S) и плотность пород (ρ).

В AVO-анализе анализируются «угловые» сейсмограммы, которые получают путем преобразования трасс с равномерным шагом по удалению в трассы с равномерным шагом по углам выхода сейсмических волн. Если изменение амплитуд в пределах угловой сейсмограммы изменяется более чем на 2 дБ,

то их относят к аномалиям. Выделяя и анализируя AVO-аномалии по сейсмическим данным, можно прогнозировать местоположения зон изменения физических свойств среды, в том числе и связанных с наличием УВ.

Для успешного проведения такого прогноза результаты обработки сейсмических данных должны удовлетворять определенным требованиям. Так, методика полевых наблюдений (2D или 3D) должна обеспечивать равномерность распределения и достаточный диапазон удалений для равномерности следования трасс и использования максимальных углов падения на угловых сейсмограммах (не ниже 25°) во всем временном интервале анализа.

Обработка сейсмических данных, включая процедуры деконволюции и вычитания кратных волн, должна проводиться с сохранением амплитуд и их коррекцией за поверхностные условия возбуждения и приема, за применение группирования источников и сейсмоприемников, за поглощение и другие искажающие амплитуды факторы. Необходимо использовать способы коррекции статических поправок, обеспечивающие минимальные искажения сигналов.

Следует использовать глубинную миграцию до суммирования, которая позволяет точно учесть сейсмический снос и дифракционные эффекты, построить пространственную глубинно-скоростную модель разреза и минимизировать погрешности динамических особенностей отраженных волн. Интерпретация AVO-атрибутов в количественных параметрах среды возможна лишь с применением обычных эмпирических зависимостей при калибровке по скважинам.

Обычная интерпретация временного сейсмического разреза построена на предположении использования системы наблюдений с «нулевым» удалением L источник-приемник. В соответствии с этой моделью интерпретации продольная падающая вертикально на горизонтальную границу раздела плоская волна с амплитудой A_0 отражается в обратном направлении как волна с плоским фронтом и с амплитудой A_1 . Отношение A_1/A_0 и есть коэффициент отражения $A_{PP} = R_0$. При этом считается, что коэффициент отражения остается постоянным в пределах сейсмограммы, равным R_0 , и не

изменяется с увеличением L (с изменением угла падения α волны на границу). При этом амплитуда отраженной волны изменяется лишь за счет увеличения пройденного волной пути (геометрического расхождения, поглощения и рассеяния).

В реальных условиях величина коэффициента отражения меняется в зависимости от угла падения волны на границу. Эта функция $R(\alpha)$ имеет сложную форму и зависит от различия скоростей упругих колебаний $n = V_1/V_2$ по обе стороны от границы (рис. 5.11). Для малых удалений амплитуда отраженных волн определяется в основном акустическими свойствами продольных волн контактирующих пород (величиной акустического импеданса $g = V_P \cdot \rho$). С увеличением удаления L (возрастанием угла α) возрастают интенсивность поперечных (обменных) отраженных волн. Это повышает роль характера распределения скоростей поперечных волн и коэффициентов Пуассона на границе, т.е. величину так называемого упругого (эластического) импеданса g_{PS} . Он функционально зависит от V_P , V_S , ρ и α

$$g_{PS}(\alpha) = \rho^\alpha \cdot V_P^\beta V_S^\gamma,$$

где $\alpha = 1 - 4K \cdot \text{Sin}^2\alpha$; $\beta = 1 + 4K \cdot \text{Sin}^2\alpha$; $\gamma = -8K \cdot \text{Sin}^2\alpha$; $K = (V_S/V_P)^2$.

Точное решение задачи определения коэффициентов отражения и преломления для случая наклонного падения луча дано Цеппритцем в 1919 г. Решение основано на непрерывности смещений и напряжений на отражающей границе. Непрерывность смещений означает, что граница раздела реагирует на падающую волну так, как если бы две среды были бы объединены вместе. Разрывы границы и проскальзывание волны вдоль границы отсутствуют. Соблюдается и непрерывность нормального и тангенсального напряжений.

При падении продольной волны на границу раздела двух сред с разными акустическими жесткостями g_1 и g_2 ($g = V\rho$) могут образоваться две отраженные волны (продольная и поперечная) и две проходящие (P и S). Поэтому соотношение амплитуд волн на границе описывается двумя коэффициентами отражения R_{PP} и R_{PS} и двумя коэффициентами прохождения V_{PP} и V_{PS} . Эти коэффициенты сложным образом зависят от 6 параметров разреза – от значений скоростей продольных V_{P1} ,

V_{P2} и поперечных V_{S1} , V_{S2} волн, а также плотностей горных пород ρ_1 и ρ_2 по обе стороны от границы. Взаимосвязь между этими величинами была получена К. Цеппритцем в виде следующей линейной системы уравнений [2; 3; 6; 7; 23; 32; 86]:

$$\begin{aligned} A_{PP} \cdot \cos \alpha_P - A_{PS} \cdot \sin \alpha_{PS} + B_{PP} \cdot \cos \beta_{PP} + B_{PS} \cdot \sin \beta_{PS} &= \cos \alpha_P, \\ A_{PP} \cdot \sin \alpha_P + A_{PS} \cdot \cos \alpha_{PS} - B_{PP} \cdot \sin \beta_{PP} + B_{PS} \cdot \cos \beta_{PS} &= -\sin \alpha_P, \\ A_{PP} \cdot g_{P1} \cdot \cos 2\alpha_{PS} - A_{PS} \cdot g_{S1} \cdot \sin 2\alpha_{PS} - B_{PP} \cdot g_{P2} \cdot \cos 2\beta_{PS} + \\ + B_{PS} \cdot g_{S2} \cdot \sin 2\beta_{PS} &= -g_{P1} \cdot \cos 2\alpha_{PS}, \\ A_{PP} \cdot (V_{S1}/V_{P1}) \cdot g_{S1} \cdot \sin 2\alpha_P + A_{PS} \cdot g_{S1} \cdot \cos 2\alpha_{PS} + \\ + B_{PP} \cdot (V_{S2}/V_{P2}) \cdot g_{S2} \cdot \sin 2\beta_{PP} - B_{PS} \cdot g_{S2} \cdot \cos 2\beta_{PS} &= \\ = (V_{S1}/V_{P1}) \cdot g_{S1} \cdot \sin 2\alpha_P. \end{aligned}$$

Здесь $g_{P1} = \rho_1 \cdot V_{P1}$, $g_{P2} = \rho_2 \cdot V_{P2}$, $g_{S1} = \rho_1 \cdot V_{S1}$, $g_{S2} = \rho_2 \cdot V_{S2}$ – акустические жесткости сред; A и α – коэффициенты отражения и углы падения; B и β – коэффициенты прохождения и углы преломления соответствующих типов волн. Коэффициенты отражения $A_{PP} = a_{PP} / a_P$ характеризуют отношение амплитуд отраженных волн a_{PP} к амплитуде a_P падающей волны. Если учесть изменение полярности с изменением направления распространения волны при ее отражении, то коэффициент $R_{PP} = -A_{PP}$ – коэффициент отражения волны. Коэффициент прохождения $B_{PP} = v_{SS}/a_P$ характеризует отношение амплитуд проходящей (преломленной во вторую среду) волны к амплитуде падающей волны.

Из уравнений Цеппритца следует, что при нормальном падении волн на границу ($\alpha = 0$) обменных волн не возникает и существуют только монотипные вторичные волны. Поэтому $A_{PP} = -R_{PP}$, а $B_{PP} = 1 + A_{PP} = 1 - R_{PP}$. Отсюда следует, что коэффициент отражения R_{PP} не может быть больше 1, а коэффициент преломления B_{PP} может.

Из уравнений Цеппритца трудно определить влияние на значения коэффициентов отражения отдельных физических параметров, что неудобно для практического применения этих уравнений. Более пригодными для этого оказались различные их аппроксимации, которые сводятся к линеаризации уравнений по скоростным и плотностным параметрам при условии малости изменения этих параметров на отражающих границах.

Именно коэффициенты отражения чаще всего и используются в практике при интерпретации сейсмических материалов. Для продольных волн при нормальном падении луча на границу ($\alpha=0$) для расчета коэффициентов отражения R_0 используют следующее выражение (2.1):

$$R_{PP0} = \frac{g_{P2} - g_{P1}}{g_{P2} + g_{P1}} = \frac{1}{2} \frac{\Delta g_P}{g_P}, \quad g_P = \frac{g_{P1} + g_{P2}}{2},$$

$$\Delta g_P = g_{P2} - g_{P1}. \quad (5.3)$$

При изменении угла падения продольной волны на границу величины коэффициентов отражения продольных и поперечных (обменных) волн изменяются по сложному закону. Как указывалось выше, для случая $\alpha = 0$ возникают только монотипные (продольные волны). С увеличением угла α интенсивность обменных волн в значительной степени возрастает. В методе отраженных волн для целевых горизонтов максимальные углы падения редко превышают $30^\circ - 40^\circ$. Для этих диапазонов углов рядом геофизиков были сделаны упрощения этих уравнений.

Так, в соответствие с приближением, введенным в работе [12], величина коэффициента отражения $R_{PP}(\alpha)$ зависит от угла α падения следующим образом:

$$R_{PP}(\alpha) \approx \frac{1}{2} \left(1 - 4 \frac{V_S^2}{V_P^2} \sin^2 \alpha \right) \frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{\sec^2 \alpha}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} -$$

$$- 4 \frac{V_S^2}{V_P^2} \frac{\Delta V_S}{V_S} \sin^2 \alpha, \quad (5.4)$$

где $\Delta V_P = V_{P2} - V_{P1}$, $\Delta V_S = V_{S2} - V_{S1}$, $\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1$,
 $V_P = (V_{P2} - V_{P1})/2$, $V_S = (V_{S2} - V_{S1})/2$, $\rho = (\rho_2 - \rho_1)/2$.

Эта формула получена в предположении слабой контрастности сред 1 и 2 (малых изменений значений скоростей и плотностей) и малых углов α .

Линеаризованная аппроксимация зависимости коэффициента отражения от угла падения облегчает анализ относительных параметров среды ($\Delta V_P/V_P$; $\Delta V_S/V_S$; $\Delta \rho/\rho$).

Развитию способов такой аппроксимации посвящена работа Шуэ [109]. В ней формула (5.4) преобразована в следующее уравнение:

$$R_{PP}(\alpha) \approx \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{\Delta V_P}{V_P} \right) + \left[\frac{\Delta V_P}{2V_P} - 4 \frac{V_S^2}{V_P^2} \left(\frac{1}{2} \frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{\Delta V_S}{V_S} \right) \right] \sin^2 \alpha + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} \frac{\sin^4 \alpha}{1 - \sin^2 \alpha} \quad (5.5)$$

или

$$R_{PP}(\alpha) = A + B \sin^2 \alpha + C \frac{\sin^4 \alpha}{1 - \sin^2 \alpha}. \quad (5.6)$$

Множитель A здесь не зависит от угла α и несет информацию о волновом сопротивлении (акустической жесткости) при нормальном падении волны на границу. Этот член приблизительно равен коэффициенту отражения продольной волны для нормального падения луча на границу (R_0), т.е.

$$A = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{\Delta V_P}{V_P} \right) = \frac{g_{P2} - g_{P1}}{g_{P2} + g_{P1}} = R_{PP0}. \quad (5.7)$$

Величина второго коэффициента B сложным образом зависит от соотношения скоростей $\gamma = \frac{V_S}{V_P}$ и, следовательно, от

величин коэффициента Пуассона $\sigma = \frac{V_P^2 - 2V_S^2}{2(V_P^2 - V_S^2)}$ в

покрывающей и подстилающей средах. Если они близки, т.е. $V_{S1}/V_{P1} \cong V_{S2}/V_{P2}$, то коэффициенты отражения близки к R_0 . Если V_S/V_P для контактирующих сред различны, то поведение зависимости $R(\alpha)$ может в значительной степени отклоняться от случая нормального падения волны на границу. Если ввести дополнительно обозначения $\sigma = (\sigma_1 + \sigma_2)/2$ и $\Delta\sigma = (\sigma_1 - \sigma_2)$, то из (5.4) получим

$$B = \left[\frac{\Delta V_p}{2V_p} - 4 \frac{V_s^2}{V_p^2} \left(\frac{1}{2} \frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{\Delta V_s}{V_s} \right) \right] = \frac{7\sigma - 3}{2(1 - \sigma)} \frac{\Delta V_p}{V_p} -$$

$$- \left(\frac{1 - 2\sigma}{1 - \sigma} \right) \frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{\Delta \sigma}{(1 - \sigma)^2}.$$

Влияние второго слагаемого наиболее четко проявляется в диапазоне углов $0^\circ < \alpha < 30^\circ$, которые характерны для реальных сейсмических наблюдений. На основе анализа этой формулы можно утверждать, что величина и знак коэффициента B зависят от изменений величины контраста (различий) коэффициентов Пуассона (или отношения скоростей $\frac{V_s}{V_p}$), контактирующих

вблизи границы сред. А поскольку насыщение горных пород нефтью и тем более газом, приводит к уменьшению скоростей V_p , тогда как скорости V_s почти не изменяются, то изменения коэффициента B могут служить индикатором насыщения пор горных пород нефтью или газом.

Влияние третьего члена (C) существенно лишь при углах, близких или больших критического (свыше 30°). Этот член не зависит от скоростей V_s и коэффициента Пуассона σ . Учитывая тот факт, что в реальности расстояния между пунктами возбуждения и приема обычно соответствуют углам, меньшим критических, то третьим членом можно пренебречь и использовать для определения зависимости $R(\alpha)$ двучленную аппроксимацию Шуэ вида

$$R_{pp}(\alpha) = A + B \sin^2 \alpha. \quad (5.8)$$

Важной особенностью уравнения (5.8) является линейность коэффициента отражения относительно $\sin^2 \alpha$. На основе этого уравнения появилась схема интерпретации, базирующаяся на характере изменения амплитуд отраженных волн с расстоянием, позволяющая фиксировать газонасыщенные породы.

В простейшем случае AVO-анализ начинается с обработки сейсмических записей с использованием стандартного графа, что позволяет наблюдаемое волновое поле приблизить к

идеализированному, удовлетворяющему теоретическим представлениям, положенным в основу интерпретации данных.

На основе полученной скоростной модели среды проводят расчет функции зависимости углов падения от удаления $\alpha(L)$. Затем для каждой точки ОГТ строят угловую сейсмограмму (сейсмические трассы располагают в этом случае не в зависимости от их удалений, а в зависимости от углов падения α). В пределах угловой сейсмограммы на каждой трассе определяют амплитуды колебаний и строят график в системе координат, где по оси ординат отложен коэффициент отражения (амплитуд), а по оси абсцисс – $\sin^2\alpha$ [2; 3; 6; 23]. Считается, что эта зависимость является линейной и полученные точки на графике аппроксимируются прямой. По оси ординат в этом случае отсекается отрезок, равный величине A (величине коэффициента отражения при нормальном падении луча на границу R_0), называемый интерцептом, а наклон линии аппроксимации характеризует коэффициент B или градиент (рис. 5.11).

Данная методика разработана для наиболее перспективных случаев строения разреза, соответствующих контакту «глина-песчаник». Все виды зависимостей коэффициентов отражения от угла или удаления для такой границы при разных соотношениях упругих свойств горных пород делятся в AVO-анализе на 4 (или 3) типа AVO-аномалий (рис. 5.11). Каждому типу аномалии соответствуют определенное отношение акустических жесткостей на границе, знаки интерцепта и градиента, а также определенный тип песчаника.

После определения по каждой угловой сейсмограмме значений (для каждой ОГТ) коэффициентов A и B строят временные трассы, где вместо амплитуд колебаний откладываются величины A (R_0) или B . В результате проведения такой процедуры амплитуды отраженных волн уже не зависят от величин углов α падения, а зависят только от коэффициента отражения R_0 . Блок-схема выполнения всей процедуры показана на рис. 5.12 [2; 3]. Таким образом, дополнительно к временному суммарному разрезу получают еще два документа: разрез

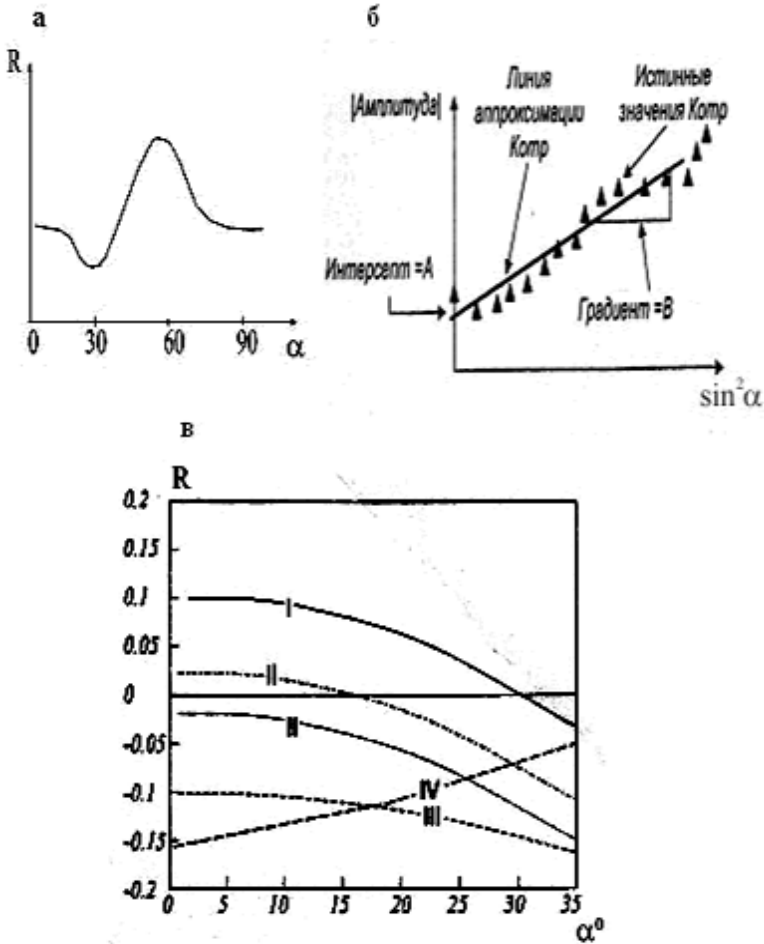


Рис. 5.11. Характер изменения коэффициента отражения R от угла падения волны на границу α (а); аппроксимация линейной функцией графика зависимости амплитуды колебаний от величины $\sin^2 \alpha$ (б); четыре типа зависимостей коэффициента отражения (типа AVO-аномалий) от угла падения волны на поверхность газонасыщенных песчаников (в)

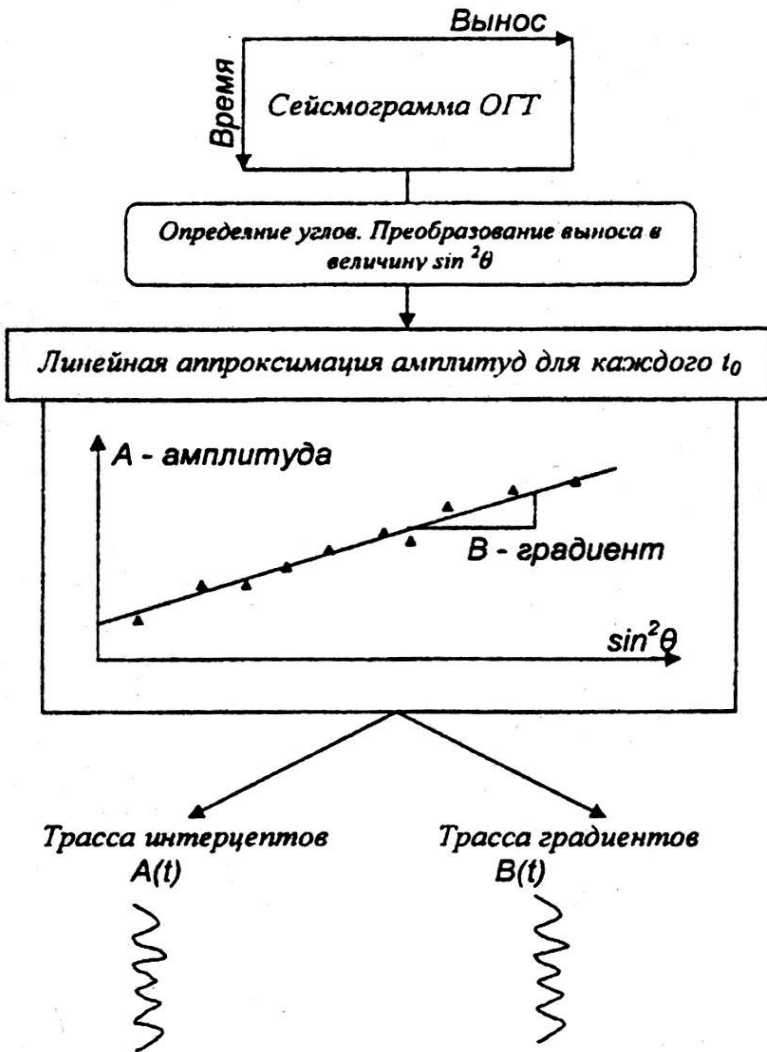


Рис. 5.12. Принципиальная схема последовательности операций при AVO-анализе

параметров (атрибутов) В и А.

Другой подход к АВО-анализу сводится к определению АВО-атрибутов не по всему временному разрезу, а в некотором временном интервале, соответствующем целевому отражающему горизонту (пачке продуктивных пород). В этом случае требуется локальная настройка фонового значения соответствующего атрибута в окне изучаемого интервала (рис. 5.13, 5.14) [75, 22].

Поскольку полученные атрибуты несут информацию о локальных свойствах разреза, то получаемые (рис. 5.13) аномалии типа залежь (АТЗ) могут быть обусловлены как литологическими изменениями пород, так и наличием углеводородов, и в ряде для определения их природы двух атрибутов бывает недостаточно. Повсеместно стали применяться их комбинации в виде произведения или суммы, а так как они могут быть положительными и отрицательными, то вертикальная разрешенность таких комбинированных разрезов будет выше. Произведения однознаковых параметров – положительны, разнознаковых – отрицательны, а сами параметры – независимы. Понятно, что такие комбинации будут более изменчивы, чем каждый параметр в отдельности. Типизация атрибутов, основанная на знаковых значениях двух основных АВО-параметров, является достаточно формальной.

При интерпретации данных чаще используют три типа индикаторов [7; 23]: аддитивный ($A + B$), мультипликативный ($A \cdot B$) и корреляционный $B(A)$. Индикатор $A + B \cong (\Delta V_p / V_p - \Delta V_s / V_s) / 2$ позволяет опознать водонасыщенные коллекторы, обладающие значениями, близкими к нулю, на фоне которых в виде отрицательных аномалий ($A + B$) выделяются газонасыщенные коллекторы. Индикатор $A \cdot B$ позволяет определить песок с низким импедансом, для которого свойственны отрицательные значения A и B и большая положительная величина $A \cdot B$.

Применяют также производные от «основных» АВО-атрибутов. Их получают путем специальных вычислений. К ним относят отношение Пуассона и флюид-фактор. Так, если углы

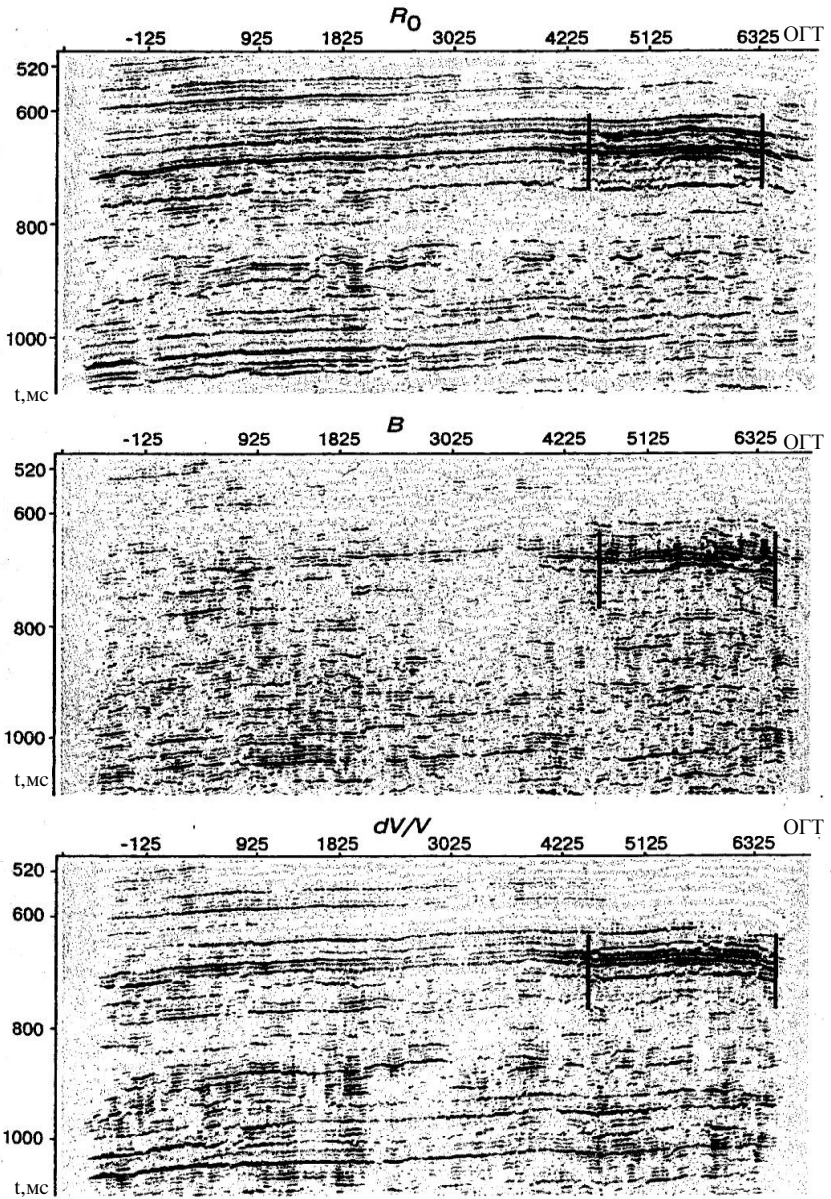


Рис. 5.13. Проявление АТЗ на разрезах атрибутов R_0 , B , dV/V

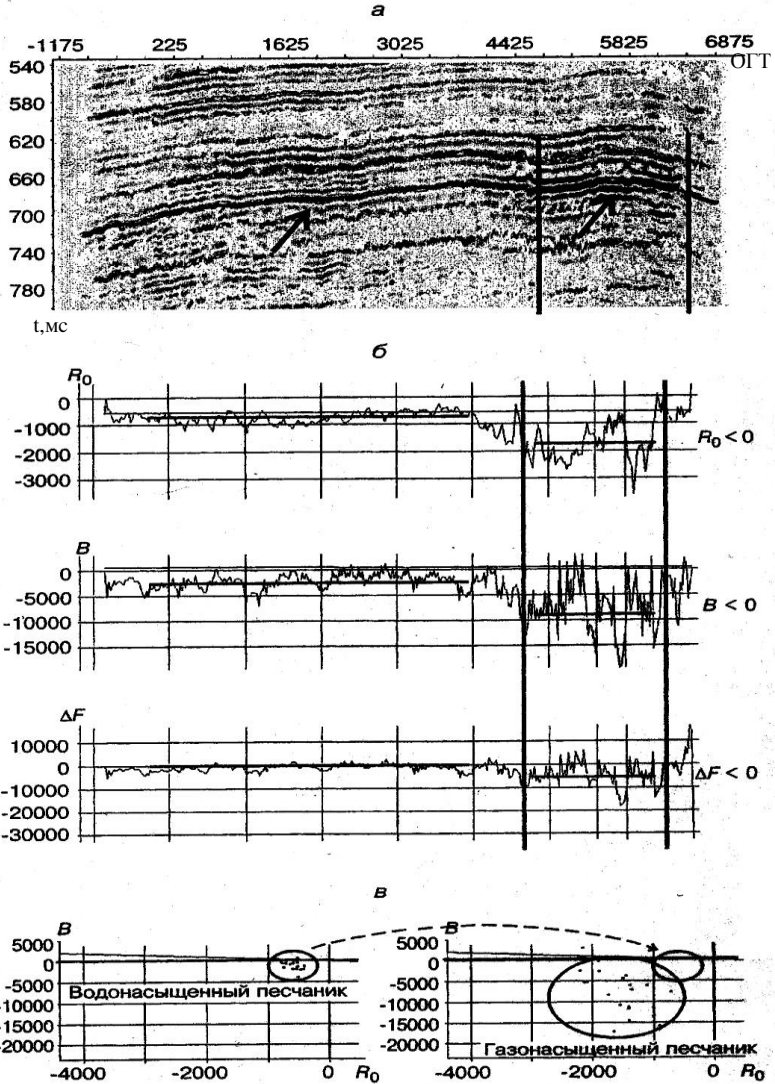


Рис. 5.14. Проявление газовой залежи в значениях атрибутов $R_0, B, \Delta F$: *a* – проявление АТЗ на временном разрезе; *б* – погоризонтальный AVO-анализ по кровле залежи; *в* – кросс-плоты атрибутов R_0 и B в пределах и за пределами залежи

падения отраженных волн на границу малы, то можно допустить, что $\sec^2 2\alpha \approx 1 + \sin^2 \alpha$.

Проведя ряд преобразований в соответствии с [23], получим

$$R_{PP}(\alpha) = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{\Delta V_P}{V_P} \right) + \left[\frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{\Delta V_P}{V_P} \right) - 8 \left(\frac{V_S}{V_P} \right)^2 \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{\Delta V_S}{V_S} \right) \right] \sin^2 \alpha + \left[2 \left(\frac{V_S}{V_P} \right)^2 - \frac{1}{2} \right] \frac{\Delta\rho}{\rho} \sin^2 \alpha. \quad (5.9)$$

Из (5.9) с учетом (5.7) можно получить следующее приближенное выражение:

$$R_{PP}(\alpha) = R_{PP0} \left[1 - 4 \left(\frac{V_S}{V_P} \right)^2 \sin^2 \alpha \right] + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \sin^2 \alpha.$$

Полагая $V_S/V_P = 0,5$, получим [110]:

$$R_{PP}(\alpha) = R_{PP0} \cos^2 \alpha + PR \sin^2 \alpha,$$

где параметр $PR = \Delta\sigma / (1-\sigma)^2$ называют Пуассоновской отражающей способностью или псевдокоэффициентом Пуассона Q_0 .

При этом

$$PR \approx A + B \approx \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_P}{V_P} - \frac{\Delta V_S}{V_S} \right). \quad (5.10)$$

Поскольку детальная информация существует только для продольных скоростей, то для определения плотностей и скоростей поперечных волн необходимо использовать региональные статистические зависимости или рассчитывать их на основе уравнения так называемой алевролитовой линии [108]. В этом случае в рамках терригенных разрезов все литотипы пород и их варианты описываются уравнением

$$V_S/V_P = \gamma = a + b \cdot V_S$$

и формулой Гарднера

$$\rho = mV^n + k,$$

где коэффициенты a , b , m , n , k устанавливаются путем

регионального статистического обобщения данных о скоростях V_S и V_P и плотности ρ водонасыщенных («пустых») пород-коллекторов. В качестве дополнительной информации используются данные многоволнового акустического каротажа и ВСП глубоких скважин.

Достаточно широко используется параметр, называемый флюид-фактором ΔF :

$$\Delta F = (\Delta V_P/V_P) - \gamma \cdot b(\Delta V_S/V_S).$$

При $V_P/V_S = 2$ часто принимают, что

$$\Delta F \approx 1,252 \cdot R_0 + 0,58 \cdot G.$$

Иногда в качестве дополнительных атрибутов используют значения $\Delta V_P/V_P$, $\Delta V_S/V_S$, $\Delta \rho/\rho$, $\Delta g/g$ и др.

«Базисные» и «производные» атрибуты, вычисляемые по сейсмическим полевым материалам на основе аппроксимаций Аки-Ричардса и Шуе, несут информацию о локальных свойствах среды, однако еще мало говорят о наличии в породах УВ. Они могут использоваться в качестве индикаторов залежи УВ, если их сравнивать со значениями, которые они имели бы в исследуемых точках разреза, если он был там заведомо «пустым». Такие значения атрибутов часто называются фоновыми. Для определения фоновых значений требуется дополнительная информация о свойствах разреза при водонасыщении содержащихся в нем коллекторов. Эта информация задается в виде априорного распределения продольных и поперечных скоростей и плотности. Чем точнее и детальнее эта информация, тем надежнее будет идентифицирована залежь УВ на фоне АВО-аномалий, обусловленных литологическим фактором.

Построение и сопоставление разрезов этих атрибутов (R_0 , B , C , ΔF , $\Delta V_P/V_P$, $\Delta V_S/V_S$, $\Delta \rho/\rho$, $\Delta g/g$) между собой и с разрезами ρ , V_P , V_S , γ , σ , λ , μ (и другими параметрами среды) позволяют наметить или уточнить положение перспективных объектов. На основе анализа их кросс-плотов можно делать предположения о классе АВО-аномалий, о характере их флюидонасыщения, приуроченности этих аномалий к целевым объектам [7; 22; 23; 75 и др.].

Следует отметить, что успешность АВО-анализа во

многим обусловлена корректностью выполненной до этого обработки [13]. Сама классификация аномалий построена на использовании упрощенной двухслойной модели пластов с разным типом флюидов. Если песчаник нефтенасыщен и слагается чередованием тонких (1 - 2 м и менее) слоев, то распознавание нефтенасыщенных песчаников становится проблематичным. Кроме того, интерференция отраженных волн с волнами-помехами и погрешности обработки осложняют процесс. Многие обрабатывающие процедуры настолько радикально меняют соотношение амплитуд и частот колебаний на трассах, что потом скорее придется изучать на сейсмограмме эти процедурные эффекты, нежели свойства среды.

Формальный характер AVO-атрибутов и отсутствие в них явного физического смысла уравнивает их с другими атрибутами на этапе поисков эмпирических статистических зависимостей между сейсмическими параметрами и свойствами среды. Все они (AVO-атрибуты, $V_{\text{ПЛАК}}$ и мгновенные параметры) могут быть использованы в многомерном регрессионном анализе. Сам же AVO-анализ как способ изучения позиционных сейсмограмм, а не только атрибутов, всегда будет оставаться актуальным.

5.7. Упругая инверсия

Как уже говорилось выше, преобразование каких-либо характеристик волновых полей, например, скоростей $V_{\text{ПЛАК}}$, акустических импедансов, AVO-атрибутов, мгновенных характеристик или самих сейсмических записей в параметры модели среды, получило название инверсии сейсмических данных. Переход к упругой (эластичной) модели предполагает учет возникновения обменных волн на границах, т.е. расширенное представление модели через параметры **продольных и поперечных волн**. В случае падения Р-волны под углом α° к отражающей границе пласт характеризуется так называемым *elastic impedance* (эластическим или **упругим импедансом**), который функционально зависит от скоростей продольной и поперечной волн, плотности горных пород и угла падения волны на границу. Чем больше угол α , тем выше

интенсивность поперечных (обменных) отраженных волн.

Современная технология упругой инверсии [7; 23; 46; 63; 93 и др.], используемая при выделении и изучении нефтеперспективных объектов, основана на определении и интерпретации широкого круга параметров, связанных корреляционными зависимостями со свойствами среды, особенно такими, как пористость, флюидонасыщенность, характер флюида.

При ее проведении вначале строятся кросс-плоты связи пористости K_p и акустического импеданса $V_p \rho$, полученные на основе данных 3D сейсморазведки и ГИС. Такой кросс-плот и уравнение регрессии позволяют обеспечить трехмерную интерполяцию и экстраполяцию пористости в межскважинном и околоскважинном пространстве и выделить отложения повышенной пористости [85].

При выполнении упругой инверсии часто используются 10 параметров. Оставляя без изменения обозначения, приведенные в работе [7], перечисли эти параметры.

Четыре из них являются независимыми (взаимно несвязанными).

Это скоростная отражающая способность Р волн

$$Q_p = \Delta V_p / 2V_p = V_{p2} - V_{p1} / V_{p2} + V_{p1} = C,$$

где С – коэффициент в уравнении (5.6).

Скоростная отражающая способность S волн

$$Q_s = \Delta V_s / 2V_s = V_{s2} - V_{s1} / V_{s2} + V_{s1}.$$

Плотностная отражающая способность

$$Q_\rho = \Delta \rho / 2\rho = \rho_2 - \rho_1 / \rho_2 + \rho_1.$$

Соотношение скоростей S и Р волн

$$Q_{SP} = \frac{V_s}{V_p} = \frac{V_{s1} + V_{s2}}{V_{p1} + V_{p2}} = \left(\frac{1 - 2\sigma}{2(1 - \sigma)} \right)^{1/2} = \left[\frac{1 - (\sigma_1 + \sigma_2)}{2 - (\sigma_1 + \sigma_2)} \right]^{1/2},$$

где σ - коэффициент Пуассона.

Могут еще использоваться следующие параметры.

Жесткостная отражающая способность Р волн

$$Q_{gP} = \frac{\Delta(V_P \rho)}{2V_P \rho} = Q_P + Q_\rho = R_{P_0} \cong A.$$

Жесткостная отражающая способность S волн

$$Q_{gS} = \frac{\Delta(V_S \rho)}{2V_S \rho} = Q_S + Q_\rho. \quad (10.39.6)$$

Псевдокоэффициент Пуассона (пуассоновская отражающая способность)

$$Q_\sigma = Q_P - Q_S = Q_{gP} - Q_{gS} = PR = \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \cong A + B.$$

Градиент амплитуд

$$Q_B = B = Q_P - 4Q_{SP}^2 (Q_P + 2Q_S) = Q_{gP} - 2Q_{gS}.$$

Псевдокоэффициенты Ламе

$$Q_\lambda = \frac{\Delta(\lambda\rho)}{2\lambda\rho} = 4Q_{gP} - 2Q_{gS} = 3A + B, \quad (5.11)$$

$$Q_\mu = \frac{\Delta(\mu\rho)}{2\mu\rho} = 4Q_{gP} - 2Q_{gS} = A - B.$$

Наиболее просто определить два параметра: жесткостную и пуассоновскую отражательную способности. Из (5.8), (5.9) и (5.11) получим

$$a_0 = KQ_g \quad \text{и} \quad a(i) = KQ_{gP}(1-i) + KQ_B i.$$

Отсюда следует

$$Q_{gP} = Q_P + Q_\rho = a_0 / K,$$

$$Q_B = Q_{gP} - 2Q_{gS} = \frac{a(i) - a_0(1-i)}{Ki}.$$

Здесь $a(i)$ - амплитуда отражения при $i = \sin^2 \alpha$, a_0 - амплитуда отражения при нормальном падении волны на границу $i = 0$, K - постоянный масштабный множитель, определяемый с использованием данных многоволнового АК и ВСП.

Учитывая, что $i = \sin^2 \alpha = l^2 / (l^2 + V_C^2 t_0^2)$, для каждой

отражающей границы $t_O = const$ можно определить видичины Q_{gP} и построить графики зависимости параметров Q_B, Q_{gS} от расстояния между пунктом возбуждения и приема l . Применяя метод наименьших квадратов, можно повысить точность расчетов этих коэффициентов. По волновому полю можно определить Q_{gP}, Q_B , а затем найти псевдокоэффициент Пуассона Q_σ . При наличии информации о плотности легко можно определить скоростную отражательную способность Q_P и Q_S .

Таким образом, в результате упругой инверсии волнового поля можно получить [7] временные или глубинные объемные изображения величин Q , скоростных параметров $\frac{\Delta V_P}{V_P}, \frac{\Delta V_S}{V_S}$,

$\frac{V_S}{V_P}$ и плотностного параметра Q_ρ , их разрезы и срезы (слайсы)

Можно получать и их азимутальные зависимости (при наличии анизотропии). На цветном рис. 5.15 в качестве примера приведена карта схема с результатами AVO-анализа. Участки различных значений AVO-атрибутов позволяют (обычно в комплексе с другими материалами интерпретации сейсмических атрибутов) уточнить районирование территории в заданном интервале разреза.

При интерпретации сейсморазведочных материалов для повышения ее результативности помимо времен пробега колебаний использовались (начиная с самых ранних этапов развития сейсморазведки) различные динамические параметры волновых полей [19, 87]. Возникли новые направления анализа динамических параметров волнового поля: «прямые поиски» УВ, обнаружение «аномалий типа залежь», которые позже стали называться прогнозированием геологического разреза [9, 10, 43, 82, 83, 88]. В рамках ПГР, помимо расчленения разреза на отдельные толщи, проводилось определение коэффициентов пористости и литологии пород, установление присутствия газа и нефти в интервалах продуктивных горизонтов разреза (способ яркого пятна) и изучение зон аномально высоких пластовых давлений.

Одним из сравнительно новых направлений является методика AVO, позволяющая изучать в пределах сейсмограммы ОГТ, характер изменения амплитуд отраженных волн с расстоянием и на этой основе делать прогноз присутствия газа и нефти в породах. При проведении этих исследований определяется целый набор различных динамических параметров (атрибутов) сейсмических трасс, анализ которых позволяет на качественном уровне решать целый ряд геологических задач [1, 2, 3, 6, 7, 23].

Темы применения идей ПГР, AVO-анализа для решения практических геологических задач вполне могут быть использованы для подготовки рефератов.

Вопросы для самоконтроля

Какие особенности сейсмических записей относятся к динамическим?

Поясните основные подходы к реализации идей динамического анализа.

Объясните преимущества и недостатки способов погоризонтного анализа и оценки мгновенных параметров.

Почему методика прогнозирования геологического разреза часто называется параметрической?

Какие мгновенные параметры сигнала вы знаете?

Охарактеризуйте основные современные направления параметрической интерпретации.

В чем разница между геофизической и геологической интерпретациями геологического разреза.

Объясните взаимосвязь между состоянием горных пород и их сейсмическими характеристиками.

На чем основана возможность определения пористости пород по данным сейсморазведки?

Изложите принципы, заложенные в основу методики прямых поисков углеводородов.

В чем сущность методики «яркого пятна»?

Каковы причины возникновения зон АВПД?

Каким образом на основе сейсмических данных изучаются зоны аномально высоких пластовых давлений.

Какова природа аномалий AVO-анализа?

Какие геологические задачи решают по результатам AVO анализа?

Поясните основные этапы AVO-анализа.

Дайте понятие «упругой инверсии».

6. СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ И СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ (ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ) ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

6.1. Сейсмостратиграфия

Примерно в конце 60-х г.г. XX в было сформулировано «учение о нефтегазоносных бассейнах». Предметом этих исследований служат структура и вещественный состав отложений, заполняющих осадочные бассейны, процессы формирования и преобразования пород осадочных чехлов, история возникновения и развития их флюидотермальных систем. Цель этого учения - выявление закономерностей образования УВ, формирования и размещения месторождений нефти и газа, оценка прогнозных ресурсов УВ. В конечном итоге, эти исследования направлены на решение одной из главных задач нефтяной геологии – построение четырехмерной геологической модели осадочных и нефтегазоносных бассейнов.

Для построения таких моделей и воссоздания условий их формирования необходимо располагать сведениями о современном структурном плане кровли изучаемого пласта, характере слагающих его пород и границах литофациальных зон. Для этого требуется решение стратиграфической (установление перерывов и несогласий в разрезе и прослеживание изохронных реперных горизонтов), палеогеоморфологической (реконструкция палеорельефа и времени отложения изучаемого пласта), а также палеотектонической и палеогеографической (восстановление режимов тектонического развития бассейнов, фациальных особенностей осадконакопления и формационного состава отложений для узких временных интервалов) задач.

Информация об изменении во времени характера геологических процессов прошлого содержится в самой последовательности напластования отдельных толщ осадков, в закономерностях изменения их состава. Поскольку эта же информация (с большей или меньшей степенью точности) фиксируется и на сейсмических записях, то процесс изучения этих закономерностей по материалам сейсморазведки стал называться сейсмостратиграфическим [42; 69; 90].

Особенности прослеживания отраженных волн на

временных разрезах позволяют непосредственно использовать при их интерпретации геологические концепции, базирующиеся на физических основах стратиграфии. Во-первых, однократные отражения получают от физических поверхностей, являющихся геологическими границами раздела слоев различного литологического состава (физических свойств) или поверхностями несогласий, т.е. параллельных слоистости и несогласиям. Поэтому отражающие горизонты обычно совпадают с геологическими подразделениями. Во-вторых, горные породы выше несогласия (поверхности слоя) имеют обычно более молодой возраст, чем залегающие ниже его. Поэтому сейсмический разрез представляет собой регистрацию хроностратиграфических седиментационных и структурных особенностей разреза, а не фиксацию литостратиграфии.

Именно сейсмостратиграфическая интерпретация данных сейсморазведки, бурения и геофизических исследований скважин (ГИС) в последние десятилетия приобрела большое значение при геолого-разведочных работах на нефть и газ. На первых этапах она применялась для изучения осадочных бассейнов при выполнении региональных работ на слабоизученных территориях, а затем принципы сейсмостратиграфии стали широко использоваться и на площадях, достаточно хорошо изученных.

Ключевой подход сейсмической стратиграфии, предложенный американскими геологами, занимавшимися обобщением региональных сейсмических материалов (П.Р.Вейл, Р.М.Митчел мл., Д.Б.Сангри и др.), состоит в том, что сейсмические разрезы стали рассматриваться как природные обнажения геологического разреза [90]. Разделение сейсмических разрезов на отдельные «толщи» проводится по особенностям волновой картины (характеру поведения осей синфазности). При этом **интерпретации подвергаются не отдельные оси синфазности (отражающие горизонты), а вся волновая картина в целом.** Их расчленение проводится методами стратиграфии, с выделением по характеру сейсмических записей отдельных сейсмокомплексов и сейсмофаций, т.е. выделенным подразделениям сейсмических разрезов придается значение сейсмостратиграфических единиц.

Это позволило включить в процесс интерпретации сейсмических данных мощный геологический интеллект, т.е. весь огромный арсенал геологических знаний, представлений, закономерностей, накопленных десятилетиями в процессе геологических исследований. Поскольку разные типы осадочных тел характеризуются на сейсмических разрезах разным видом (рисунком) волновой картины, и даже осадки одной литологии, но различного генезиса, часто отличаются своим рисунком записи, то появляется возможность не только картировать наличие различных геологических тел, но и выявить (по рисунку волнового поля) **условия и характер осадконакопления** пород в процессе их формирования.

Наиболее вероятными причинами быстрого развития сейсмостратиграфии являются:

- стремительный прогресс в области вычислительной техники, позволяющий проводить достаточно быструю обработку огромных массивов геолого-геофизической информации, удобное для пользователей представление как промежуточных, так и окончательных результатов интерпретации в любом масштабе, виде, с использованием цветокодирования и т.д.;

- совершенствование аппаратуры и методики проведения сейсморазведочных работ: использование многоканальной (до 1000 и более каналов) телеметрической сейсморегистрирующей аппаратуры, широкое внедрение 3D наблюдений и современных технологий обработки и интерпретации;

- прогресс в области анализа осадочных бассейнов, полученный при разработке голоценовых (современных) седиментационных моделей, при этом данные и результаты, установленные при формировании моделей, переносились в прошлое. Это способствовало углубленному пониманию процессов и условий формирования фаций древних бассейнов.

В основу сейсмостратиграфических представлений положено понятие об осадочной системе (седиментационном или сейсмофациальном комплексе). Сейсмокомплекс – это трехмерный комплекс литофаций (совокупности горных пород), характеризующийся единством внутреннего структурного плана, генетически связанный с реально наблюдаемыми

(современные осадки) или дедуктивно установленными (древние осадки) процессами и условиями осадкообразования. Толщины сейсмокомплексов существенно превышают по временной мощности уровень вертикальной разрешающей способности метода отраженных волн. Границы комплексов на сейсмических разрезах обычно совпадают с поверхностями несогласий, как правило, соответствующих регионально-выдержанным сейсмическим горизонтам.

Для расчленения геологического разреза на сейсмокомплексы используются не только временные разрезы МОГТ по региональным и поисковым профилям, но и результаты сейсмозондирований, скоростного анализа, моделирования, а также данные бурения опорных, параметрических и поисковых скважин. Выделенные по этим материалам крупные сейсмокомплексы (согласно общим стратиграфическим подразделениям) соответствуют системе, серии или свите. Некоторые сейсмокомплексы подразделяются на подкомплексы, которые соответствуют подсвите, ярусу или горизонту, а также на местные сейсмические толщи, как это показано [64] на цветном рис. 1.1. Все они характеризуются определенной пространственной формой ограничивающих их поверхностей несогласий, характерным внутренним однотипным рисунком сейсмической записи с набором соответствующих элементов (атрибутов).

Таким образом, на первом этапе сеймостратиграфического анализа на сейсмических разрезах выделяются региональные отражающие границы, соответствующие наиболее значительным стратиграфическим несогласиям, которые прослеживаются на больших площадях, а также положительные и отрицательные тектонические формы, крупные зоны выклинивания отложений. Затем по характеру волновой картины (особенностям изменения кинематики и динамики колебаний) выявляют и более мелкие объекты, с которыми генетически могут быть связаны ловушки углеводородов, в том числе и неантиклинального типа (органогенные постройки, останцы, врезы и т.д.). Производится также сопоставление выделенных комплексов с региональными и общими стратиграфическими шкалами, определяется возраст

и соответствие выделенных комплексов известным стратонам (ярсам, свитам, пачкам и т.д.).

Далее изучается внутреннее строение осадочных комплексов, т.е. сейсмофаций. Эти исследования имеют целью выяснить палеотектонические (прогибание, компенсированное или некомпенсированное осадконакопление) и палеогеографические (фациальные модели) условия формирования осадочных комплексов. В связи с этим исследуют наличие генетической связи не только между морфоструктурой (мощностью комплекса, конфигурацией его внешних граничных поверхностей) и внутренним строением (типом слоистости, литологическим составом) формационных осадочных тел, но и между морфоструктурой выделенных объектов и условиями осадконакопления (палеотектоническими и палеогеографическими).

Используется также базовый прием – анализ мощностей осадочных комплексов различного ранга. Цель такого анализа – получение информации о палеорельефе и факторах, его формирующих, а также о динамическом режиме осадконакопления (места разрушения пород, в какую сторону осуществлялся снос обломочных материалов), что позволяет проводить литолого-фациальное прогнозирование. Оценивается также роль постседиментационных факторов, таких как дифференциальное уплотнение осадков, их размыв, внедрение пластических пород, и других процессов, существенно искажающих представления о реконструируемом палеорельефе или режиме осадконакопления.

Подразделение сейсмокомплексов на более мелкие элементы проводится с использованием внутренних аномальных особенностей рисунка сейсмических записей, анализ которых позволяет выделить отдельные сейсмофации. Под ними понимают трехмерные геологические образования, формируемые на сейсмических разрезах группой отражений, которым свойственен набор параметров, отличных от параметров соседних сейсмофациальных единиц. Эти параметры отражают характер напластования пород внутри исследуемой толщи и связаны с условиями осадконакопления.

Можно утверждать, что фациальная обстановка является

одним из доминирующих критериев прогнозирования типа породы, ее коллекторских свойств (для терригенных пород), тогда как особенности палеорельефа определяют морфологию (форму) структурных тел. Совместно с современным структурным планом кровли пласта данные о палеорельефе позволяют прогнозировать участки вероятного образования ловушек УВ.

Различие физико-геологических условий формирования осадочных пород приводит к заметным различиям их акустических свойств и смене характера слоистости. Так породам **терригенных континентальных формаций** вследствие плохой отсортированности и окатанности слагающих их зерен свойственны повышенные значения скорости упругих колебаний и плотности. Нестабильность во времени и в пространстве континентальных условий осадконакопления проявляется в частом переслаивании пород, т.е. в сравнительно малых толщинах однородных по физическим свойствам слоев, изменчивости их свойств по латерали, сильной и средней дифференцированности акустических характеристик по вертикали. Границы являются неустойчивыми даже в сравнительно однородных по литологии толщах.

Прибрежно-морским терригенным отложениям вследствие более высокой (в среднем) отсортированности, окатанности зерен и меньших их размеров свойственны несколько пониженные, по сравнению с континентальными отложениями, значения скоростей и плотностей. Так как постоянное воздействие водной среды приводит к сглаживанию влияния изменчивости обстановок седиментации и режимов сноса, то дифференцированность границ по физическим свойствам уменьшается, разделяющие отдельные границы интервалы и устойчивость волновой картины в пространстве возрастают.

При **морском терригенном** осадконакоплении отмеченная тенденция к уменьшению скорости пробега упругих колебаний и плотности, вследствие увеличения глинистости пород, увеличения мощности однородных слоев, росту устойчивости и гладкости границ, сохраняется. Заметное влияние на акустическую модель отложений, формирующихся в

морских и прибрежных условиях, оказывает общая направленность развития бассейна. При трансгрессии условия благоприятны для формирования относительно более мощных пластов, при регрессии частота смен литофаций по вертикали возрастает.

Именно поэтому анализ рисунка сейсмической записи (конфигурации отражений) является одной из наиболее очевидных, поддающихся прямому анализу характеристик волновых полей. При этом фиксируется не только форма внешних поверхностей сейсмофаций (покровная, покровно-облекающая, клиновидная, типа «банки», линзовидная, холмовидная, осадочного заполнения и т.п.), но и внутренняя. Внутри сейсмофаций форма осей синфазности позволяет восстановить обстановки процессов осадконакопления, их энергетический режим, оценить литологию пород [42; 90].

Так, при параллельном или субпараллельном расположении границ (рис. 6.1, *а, б*) они отражают равномерный темп осадконакопления на равномерно погружающемся шельфе или в обстановке стабильного положения дна бассейна. Расходящиеся отражения (рис. 6.1, *в*) свидетельствуют об увеличении мощности осадков по простирацию пласта и чаще характеризуют изменение темпа осадконакопления или постепенный наклон поверхности седиментации.

Схема латерального (бокового) наращивания (сигмовидная, косослоистая, черепацеобразная и др.) образуется (рис. 6.1, *г-ж*) при постепенном боковом развитии плавно погружающихся седиментационных поверхностей (склонов). Такие образования часто называют клиноформными (клиноформами). Они образуются при латеральном заполнении бассейна осадками в условиях некомпенсированного погружения его дна и обычно представлены набором однонаправленных клиньев сигмовидной формы. В случае расположения на континентальном склоне, каждая клиноформа имеет тонкие пологопадающие верхний (ундаформа) и нижний (фондаформа) участки (иногда утолщенные) и более мощные, кручепадающие срединные сегменты (собственно клиноформа). Срединные сегменты имеют форму линз, наложенных таким образом, что зона утолщения смещается по латерали в сторону

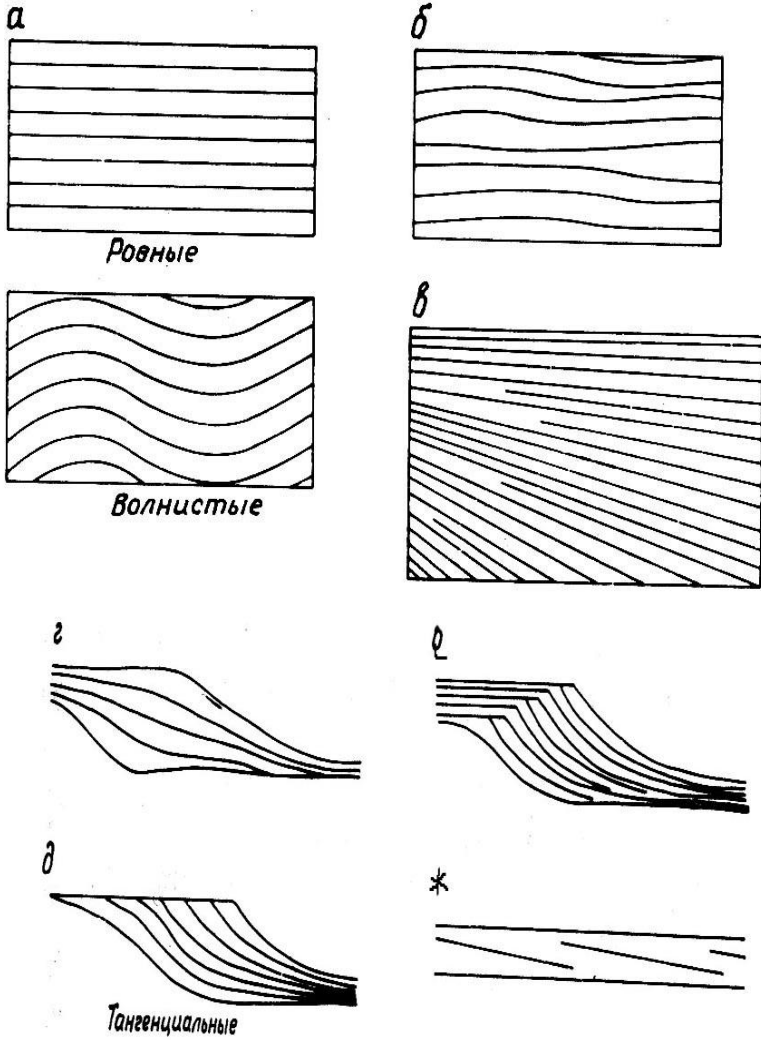


Рис. 6.1. Рисунки, образуемые сейсмическими отражениями: параллельные (а); субпараллельные (б); расходящиеся (в); при боковом наращивании осадочных тел по клиноформным поверхностям: сигмовидные (г); косослоистые (д); сложные сигмовидно-косослоистые (е); черепацеобразные (ж)

более молодых слоев ниже по падению седиментационного склона. При параллельном и согласном залегании верхних пластов (ундаформ) происходит вертикальное наращивание осадочного тела синхронно с боковым его наращиванием за счет накопления срединных сегментов. Такая конфигурация напластования соответствует относительному дефициту осадочного материала и относительно быстрому прогибанию дна бассейна или быстрому подъему уровня моря, благодаря чему обеспечивается отложение и сохранность верхних сегментов пластов. Для такой обстановки характерен низкоэнергетический режим образования осадков (рис. 6.1, *з, е*). Кроме рассмотренных терригенных клиноформ, существуют и карбонатные, образование которых характерно для органогенных построек на кромке шельфа – барьерных рифов.

Латеральному наращиванию осадочного тела по схеме косой слоистости соответствуют условия осадконакопления, определяемые комбинацией относительно интенсивного поступления осадочного материала с медленным прогибанием (или отсутствием прогибания) дна бассейна при неизменном уровне моря. В результате обеспечивается быстрое заполнение бассейна, причем осадки транспортируются, минуя верхнюю седиментационную поверхность, или происходит небольшой ее размыв. Этому случаю соответствует относительно высокоэнергетическая обстановка осадконакопления. Черепицеобразное расположение отражений часто характеризует горизонтальное наращивание осадков в условиях мелководья (рис. 6.1, *ж*).

Поэтому учет характера изменчивости таких сейсмических параметров, как конфигурация и взаимное расположение отдельных отражений, их частота, непрерывность, а также характер изменения амплитуд, частот и интервальных скоростей сейсмических волн (или других трансформант волновых полей), позволяет выявить и провести картирование дробных сейсмофациальных единиц в пределах сейсмических комплексов, установить характер осадконакопления пород. Сочетание этих видов анализа представляет собой мощный геолого-поисковый метод, называемый сейсмической стратиграфией [90].

Таким образом, сейсмостратиграфический анализ основывается на изучении сейсмогеологических поверхностей раздела (внешних и внутренних). Цель анализа - расчленение сейсмического разреза на некоторые аналоги осадочных комплексов – сейсмические комплексы, генетически увязанные с тектоноседиментационными особенностями развития и строения бассейна.

По материалам сейсморазведки МОВ в рамках сейсмостратиграфического подхода можно выполнять следующие виды стратиграфической интерпретации:

- проведение стратиграфической привязки отражающих горизонтов;
- установление генетически единых толщ;
- определение мощности и видов обстановок седиментации генетически единых толщ;
- оценка глубины палеобассейнов;
- воссоздание палеотектонической обстановки;
- изучение рельефа поверхности несогласия;
- выяснение палеогеографических условий и истории геологического развития в комплексе с имеющимися геологическими данными;
- проведение интерпретации постседиментационных структурных деформаций пород.
- изучение глобальных циклов поднятий и опусканий уровня мирового океана.

6.2. Сиквенстратиграфия (Секвенстратиграфия)

Важную роль результаты сейсмостратиграфических исследований сыграли в развитии седиментологии при расчленении осадочных разрезов на циклически построенные слоевые ассоциации. Развитие методов сейсмостратиграфии привело к созданию **сиквенстратиграфического** анализа [45; 80], который в геофизической литературе часто называется **секвенстратиграфическим**. Это направление зародилось в недрах сейсмостратиграфического анализа как некое его усовершенствование, предназначенное для более детального описания внутренней структуры циклически построенных слоевых ассоциаций. Вначале это был один из основных

методов прогнозной оценки распределения в разрезе коллекторов и покрышек. В дальнейшем научными целями этого метода исследований стали: выяснение роли и места циклических осадочных систем в ряду естественных геологических тел и выявление их соотношения с системными сейсмостратиграфическими подразделениями иной специализации (геодинамической, изохронной).

В настоящее время он развивается в статусе нового научного направления, за которым закрепилось название «сиквенстратиграфия» (sequence stratigraphy) [45; 80]. **Объектом** его изучения как науки служат циклически построенные слоевые ассоциации, структурные связи которых обусловлены относительными изменениями уровня моря. **Предметом** – динамические и генетические аспекты их формирования, а также их внутренняя структура и вещественный состав. **Цель** – создание модели седиментации циклических образований. **Задачи** – прогнозирование распределения коллекторов и покрышек внутри седиментационных тел, установление факторов, которые влияют на ход осадконакопления, и выяснение их роли в формировании системных подразделений осадочного чехла (парахронолитов). Кроме того, изучаются эвстатические колебания (глобальные циклы) уровня мирового океана, скорости и направления тектонических движений в областях осадконакопления и питания, пути переноса терригенного материала и скорости седиментации. Тогда как в сейсмостратиграфии все более отчетливо просматриваются признаки самостоятельного научного направления – «региональной сейсмостратиграфии».

Фундаментальным понятием теории седиментации является гипотеза о циклическом характере колебаний уровня моря (постепенный подъем, стабилизация и быстрое понижение). Любой объект осадочной толщи (циклит) ограничен временными (хроностратиграфическими) границами, совпадающими с переменной литологического типа осадочного материала, перерывами в осадконакоплении, которые могут оставаться невидимыми. Понятие перерыва осадконакопления или момента смены циклов означает отсутствие отложений, соответствующих тому или иному стратиграфическому

интервалу в геохронологической шкале данного бассейна. Чем длиннее в геологическом времени перерыв, тем выше стратиграфический уровень в иерархии границ и типов формационных объектов.

Понятие перерыва может означать и внезапную или высокоскоростную смену обстановки седиментации с вариантом смены вещественного состава пород или без такового, но с изменением структуры отложений (геометрии слоев в пределах нового формационного объекта). Поэтому любую границу можно считать некоторым вещественным (сколь угодно малой мощности) слоем с аномальными физическими параметрами. Осадочная толща таким образом «запоминает» все моменты смены осадочных циклов, включая локальные или кратковременные смены седиментационных событий.

Слоевые ассоциации, выделяемые как системные подразделения (естественные геологические тела надопорного уровня организации), при сейсмостратиграфическом и сиквенстратиграфическом расчленении разреза не совпадают, поскольку они определяются различными системными связями. П.Р. Вейл первый обратил внимание на существование особой категории естественных геологических тел надопорного уровня организации - циклически построенных совокупностей элементарных осадочных систем, структурные связи которых определяются **колебаниями уровня моря**. Условия их образования - это шельфовая часть бассейнов пассивных окраин, соразмерность величины тектонического погружения дна бассейна и амплитуды эвстатических колебаний уровня моря, неполная компенсация тектонического погружения осадконакоплением, наличие перегибов поверхности осадков любой природы. Такая элементарная циклическая система названа **сиквенция**, позже просто **циклит**, хотя системные связи циклитов определяются не только колебаниями уровня моря, но и другими (геодинамическими, тектоническими, климатическими и др.) геологическими процессами. Поэтому, чтобы отличить сиквенцию от циклита часто используют термин «вейлит».

Главный критерий выделения циклита – специфический рисунок соотношения поверхностей напластования в

пространстве, который позволяет установить генетическую природу элементарной осадочной последовательности и на этом основании доказать ее принадлежность к комплексу низкого стояния уровня моря, трансгрессии или высокого стояния уровня моря. Поэтому разрезы отдельных геологических обнажений или скважин для выделения вейлитов непригодны, поскольку циклические образования, выделенные в этом случае, не прослеживаются в пространстве. А для выделения вейлитов, которые являются не интерпретационными понятиями, а трехмерными геологическими телами, необходимо иметь сеть региональных сейсмостратиграфических разрезов. При этом желательно, чтобы разрезы пересекали морфологически выраженные в рельефе зоны дна некомпенсированного бассейна (в виде перегибов), а разрез был бы ненарушен постседиментационными деформациями и размывами.

Как уже отмечалось, вейлиты подразделяются на тракты низкого стояния уровня моря, трансгрессии, высокого уровня моря. Все эти осадочные комплексы накапливаются в ходе единого циклического (синусоидального) процесса, определяя его разные этапы. В пределах вейлита процесс осадконакопления непрерывен и любой значимый перерыв в этом процессе указывает на вероятную смену одного вейлита другим.

Методика сиквенс-анализа – это комплексный метод, требующий синтеза геолого-геофизических данных (обнажение – скважина - временной разрез). Такой подход обеспечивает интерпретатора корреляционной базой, в основе которой лежит концептуальная модель связи процессов эрозии и осадконакопления с циклическими колебаниями уровня эрозионно-седиментационного равновесия.

Выполняется сиквентный анализ только после завершения сейсмостратиграфического исследования региона, в ходе которого выделены возрастные сейсмостратиграфические подразделения первого (структурно-тектонические комплексы), второго (сейсмогеологические этажи) и третьего (квазисинхронные сейсмокомплексы) порядков, намечены границы седиментационных бассейнов, проведена их генетическая типизация, выделены зоны компенсированного и

некомпенсированного осадконакоплением прогибания. Сиквентный анализ проводится отдельно для каждого из квазисинхронных сейсмокомплексов. Главной особенностью, отличающей сиквентный анализ от сеймостратиграфического, является необходимость определения абсолютных значений скорости геологических процессов, ответственных за формирование осадочных последовательностей.

В ходе исследований решаются задачи: 1) сиквенсстратиграфическая интерпретация сейсмических разрезов на основе изучения рисунков слоистости, 2) возрастная калибровка выделенных последовательностей напластования и литофациальная интерпретация трактов осадочных пород, 3) качественная и количественная оценка параметров, контролирующих процесс осадконакопления.

Таким образом, сиквенсстратиграфия оформилась в ходе своего развития в научное направление, изучая новый класс естественных геологических тел осадочного чехла – «вейлитов». Развиваясь, она расширяет возможности других геологических дисциплин, как сугубо прикладных, так и теоретических.

6.3. Структурно-формационная интерпретация

Структурно-формационная интерпретация (СФИ) сейсмических данных – это направление, находящееся на стыке геологии и геофизики. Отправной точкой для структурно-формационной интерпретации послужило учение о послышной зональности физических свойств пород и ее связи со структурами, созданное Б.А. Андреевым. Как самостоятельное направление исследований СФИ впервые заявлено в работах Ф.И. Хатьянова [102; 103]. Последующее развитие СФИ и результаты ее применения отражены в многочисленных трудах геологов и геофизиков, с учетом которых позже вышли работы, где были определены принципы интерпретации и методология комплексирования геофизических методов на структурно-формационной основе [42; 69; 97].

Объектами структурно-формационной интерпретации являются отображенные в волновых (физических) полях геологические тела и их физические (но не условные или

произвольные) границы. Среди таких границ особая роль принадлежит перерывам седиментации. В настоящее время многие геологи считают, что суммарное время перерывов осадконакопления существенно превышает время собственно седиментации. Так, время формирования разреза фанерозоя оценивается в 600 млн лет. Из них для собственно осадконакопления (по оценкам Ю.В. Наливкина) хватило бы 60 млн лет. Поэтому 9/10 геологического времени составляет суммарная длительность перерывов в осадконакоплении. «Неполнота геологической летописи» (закон Ч. Дарвина) установлена и измерена уже экспериментально. Перерыв в седиментации, особенно если он охватывает длительный промежуток времени, сопровождается уплотнением накопившихся осадков, изменением их микроструктуры в приповерхностной зоне, формированием несогласий и другими явлениями. Вновь выпавший осадок будет иметь (даже при однородном составе) другую плотность, а следовательно, и акустическую жесткость, отсюда – важнейшая роль перерывов в формировании сейсмической волновой картины.

Чаще всего выделяются следующие типы границ.

1. Резкие (зеркальные) границы, соответствующие резким изменениям физических свойств пород, чаще всего резким перерывам характера седиментации осадков или резким сменам вещественного состава или структуры осадков.

2. Нерезкие (незеркальные) границы, обусловленные их физической и/или геометрической шероховатостью (в том числе в связи с угловыми несогласиями), либо постепенностью (градиентностью) изменения жесткостных свойств отложений.

3. Совокупности близкорасположенных границ типа породно-слоевых ассоциаций, не выделяемых отдельно на сейсмических записях.

Как было показано выше, методология сейсмостратиграфии основывается на рассмотрении сейсмических разрезов как природных обнажений и таит в себе скрытые проблемы, поскольку временные разрезы (и прослеживаемые на них отражающие границы) не могут быть полными аналогами разрезов (геологических границ) в силу

ряда причин [76].

- Каждая граница представлена на сейсмических разрезах некоторым импульсом, протяженным во времени.

- Кроме однократных отражений на разрезах присутствует фон остаточных помех различных типов, создающих «интерпретационный шум». Ограниченная разрешающая способность сейсморазведки приводит к волновому «загрублению» разреза.

- Вид отображения зависит от формы и длины сейсмического импульса, особенно при использовании различных видов временных и пространственных фильтров.

- Известная неоднозначность геологической природы – дивергенция (разные воздействия – один результаты) и конвергенция (одинаковые воздействия – разные результаты) должна быть умножена на сейсмическую конвергенцию и дивергенцию, что может только увеличивать неоднозначность интерпретации.

Поскольку методика сейсмостратиграфии зарождалась как качественная, визуальная, то сейсмический разрез воспринимается как единственно возможное отображение изучаемого геологического разреза. Но на практике вид окончательного сейсмического разреза зависит от критерия, по которому он строился (максимальная прослеживаемость отражающих горизонтов, контрастность выделения дизъюнктивных нарушений, выявление внутренней структуры геологического объекта и т.д.). Поэтому каждому геологическому разрезу может быть поставлено в соответствие множество его сейсмических отображений, каждое из которых не является самодостаточным. И только окончательный сейсмогеологический разрез – результат интегрированной интерпретации всей совокупности отображений, с учетом данных бурения и ГИС, позволяет описать геологический разрез в целом.

Методология СФИ изначально появилась (по словам ее разработчиков) как «ответ» геофизиков-сейсмологов на сейсмостратиграфический вариант геологической интерпретации, как его альтернатива [76]. Именно интегрированный подход и составляет основу методологии

структурно-формационной интерпретации, которая базируется на трех взаимосвязанных технологиях: структурно-формационный анализ, моделирование геологических процессов, сейсмическое моделирование. Поэтому методология СФИ получила самую широкую практическую апробацию к настоящему времени.

Порядок проведения сейсμοформационного анализа рассмотрим на примере изучения юрского нефтегазоносного комплекса Западной Сибири, который отличается сильной изменчивостью коллекторских свойств, негоризонтальным характером ВНК, неравномерным распределением скважин по добычным возможностям, высоким темпом обводнения и гидродинамической изоляции отдельных зон. Именно применение сейсμοформационной методики позволило получить данные о сейсмогеологической неоднородности песчаных резервуаров, формационной принадлежности нефтегазовых комплексов, гидродинамической обособленности углеводородных залежей [26].

На первом этапе проводится максимально глубокая декомпозиция временных разрезов МОГТ на серию обособленных сейсмогеологических комплексов, кровля и подошва которых контролируется отражающими горизонтами, устойчиво коррелирующимися по всей площади исследований. Комплекс (осадочная формация) – это такой тектоно-фациальный набор осадков, который устойчиво прослеживается как на площади исследований, так и за ее пределами, а также существенно отличается от выше и нижезалегающих пород особенностями своего строения и тектоноседиментационного режима.

В состав осадочной формации обязательно должна входить генетическая совокупность фаций (набор фаций), соседствующих друг с другом не только в геологическом разрезе, но и в палеоплане, с полным соблюдением закона Головкинского-Вальтера. Согласно этому закону: то, что мы видим вертикально напластованным, должно явиться нам с тем же характером в горизонтальном направлении, и обратно. Иными словами, только те отложения могут отлагаться друг на друге, которые образуются рядом друг с другом [77; 97].

Понятно, что нарушение фациального ряда Головкинского-Вальтера происходит в случае перерыва осадконакопления или смены состава пород. И только после формационного расчленения изучаемого разреза, построенные геологические карты можно истолковывать в терминах фаций, обстановок осадконакопления, природных палеогеографических зон и т.п.

Под сейсмофациями понимаются фации, выделяемые по рисунку сейсмического волнового поля на временных разрезах, а сейсмоформации – это формации, выделяемые по сейсмическим данным. Именно повышение разрешающей способности и динамической выразительности разрезов МОГТ позволило выявить в геологическом разрезе такие особенности, о существовании которых геологи могли только догадываться [26; 69].

Сейсмоформационный метод требует совместной корреляции сейсмических и скважинных данных. Учет полного комплекса данных ГИС и керна при стратификации сейсмических границ – это не только путь к максимальной декомпозиции геологического разреза, но и возможность выделить различные генетические совокупности фаций - формации. Юрские сейсмокомплексы Западной Сибири – это осадочные формации (комплексы фаций), а различные типы разрезов, вскрываемые скважинами, связаны с их естественной внутриформационной зональностью.

Второй этап – это геометризация выделенных сейсмогеологических комплексов (построение структурных карт по кровле и подошве) с выявлением областей их выклинивания и прилегания к эрозионной кровле доюрских образований. Это не только дает знание геометрии зон выклинивания, но и позволяет сделать выводы о пространственной неоднородности тектонических движений с юрского времени до наших дней, а также о возможных типах песчаных коллекторов, их взаимном размещении в плане и геометрии аккумулятивных зон.

Так, в зонах склонов выступов фундамента глины замещаются песчаниками и гравелитами, образуя «кольцевые» песчаные постройки с высокими значениями фильтрационно-емкостных параметров, а иногда создавая единый резервуар

массивного типа. На других участках коллекторы формируются в присводовых частях территорий.

Третий этап – это выявление внутренней природной зональности осадочных формаций. В результате проводится построение сейсмофациальных карт с выделением зон развития различных типов разрезов: с увеличением или уменьшением толщин коллекторов, выделением соответствующих обстановок с относительным преобладанием аккумулятивно-седиментационных или эрозионно-денудационных процессов.

Наиболее простым методом выявления внутриформационной зональности является метод мощностей, который применительно к сейсморазведке МОГТ сводится к анализу полей интервальных времен $\Delta T_0 = T_{02} - T_{01}$, рассчитываемых как разница времен пробега отраженных волн по центральному лучу от поверхности наблюдения до кровли T_{01} и подошвы T_{02} сейсмокомплекса. Главным недостатком такого метода является то, что одинаковые мощности осадков могут накапливаться в существенно разных условиях, при совершенно различных соотношениях скоростей аккумулятивно-седиментационных или эрозионно-денудационных процессов. В результате этого, например, может получиться, что в одном месте образуются «мусорные», плохо отсортированные по размеру частиц песчаники, а «чистые» крупнозернистые песчаники точно такой же мощности формируются совсем рядом за счет повышенных скоростей привноса терригенного материала и выноса из него мелкозернистой и пелитовой (глинистой) фракций.

На основе анализа толщин можно установить тектоно-седиментационные режимы осадконакопления: компенсируемое воздымание, компенсируемое погружение, некомпенсируемое воздымание, некомпенсируемое погружение.

Четвертый этап – это статистическое обоснование точности и достоверности граничных значений, используемых при выделении сейсμοформационных зон и содержащихся в них пород коллекторов и нефтегазоперспективных объектов. Для этого проводится построение карт интервальных времен ΔT_0 (x, y) или их толщин, вариационных изменений времен или толщин

с применением статистических методов. А на основе этого можно ранжировать области уменьшенных, средних или увеличенных толщин (по отношению к среднему значению) на аккумулятивно-седиментационные, градиентно-дефицитные и эрозионно-денудационные формационные зоны. А это позволяет установить местоположение зон, где накопилось большее и меньшее количество осадков, относительно линейного закона.

6.4. Спектрально-временной анализ (СВАН)

Одним из направлений структурно-формационной интерпретации является **сейсмолитмология** – методика изучения объектов с циклической седиментацией (в основном осадочного происхождения). Эта методика включает последовательность выделения седиментационных комплексов (главным образом, по границам несогласия), анализа сейсмофаций (в основном по геометрическому рисунку отражений) и построения для каждой из них модели осадконакопления, изучения региональных и глобальных циклов осадконакопления [45].

В рамках структурно-формационного подхода всякую геологическую толщу пород можно представить в виде совокупности, характеризующейся направленностью изменения какого-либо существенного структурного признака, свойственного отдельным слоям. Сейсмолитмология изучает закономерности распределения, тип и генезис слоистости в рамках теории седиментационной цикличности. Основным **проявлением цикличности осадочных пород является непрерывное и последовательное изменение их свойств в пределах единого элемента – циклита**. В качестве классификационного признака при выделении циклитов обычно используют **гранулометрический состав**. При этом более тонкозернистому составу отвечает и более тонкослоистая структура.

Основными типами циклитов являются [42; 97]: проциклит, соответствующий трансгрессивному режиму осадконакопления (рис. 6.2, I), рециклит, соответствующий регрессивному режиму осадконакопления (рис. 6.2, II),

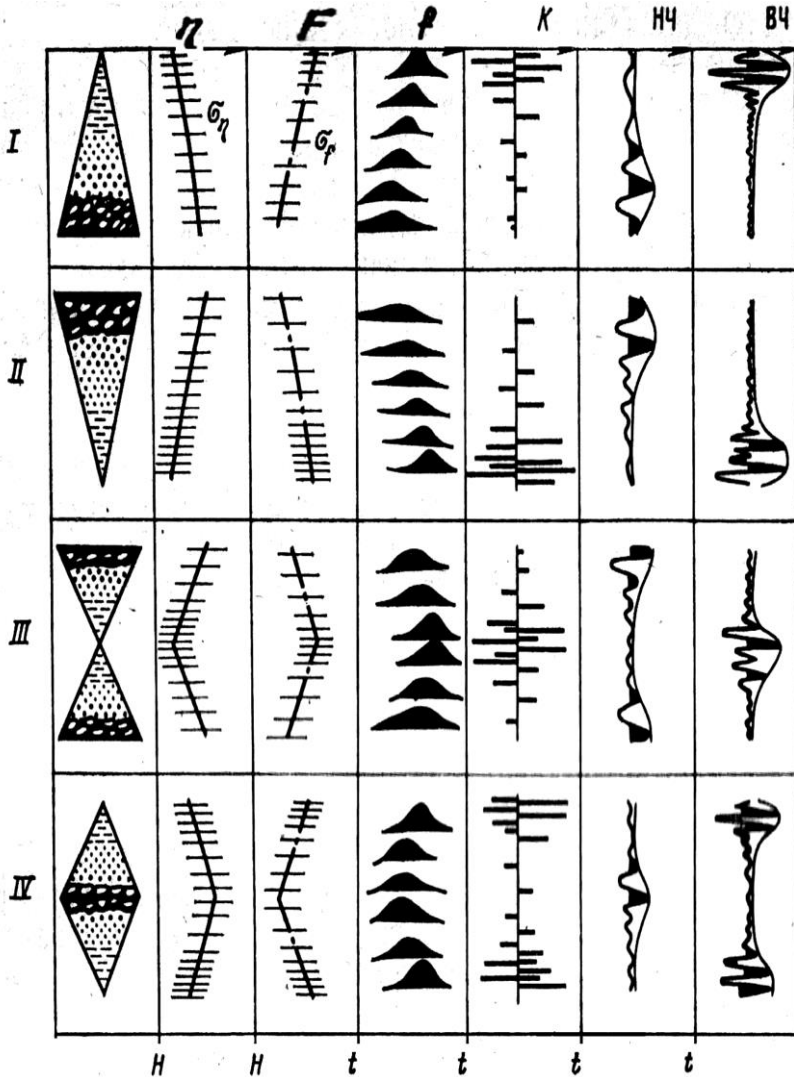


Рис. 6.2. Модели циклитов и их сейсмические отображения:
 I – проциклит; II – рециклит; III – прорециклит; IV – репроциклит; η – акустическая жесткость; F – характеристика частоты чередования слоев; K – коэффициенты отражения; НЧ – низкочастотная фильтрация; ВЧ – высокочастотная фильтрация

прорециклит (рис. 6.2, III) и репроциклит (рис. 6.2, IV). Границы между циклитами (как правило, перерывы в осадконакоплении), характеризуются резкой сменой свойств отложений или представляют собой маломощные пачки тонких слоев.

Принцип картирования разных типов строения геологического разреза по сейсмическим данным в межскважинном и заскважинном пространстве заключается в том, что различные геологические образования (карбонатных и терригенных отложений) отличаются друг от друга индивидуальными спектрально-временными характеристиками целевых интервалов сейсмической записи на временных разрезах. Эта разница возникает в связи с изменением литофациальной и гранулометрической характеристик разреза, его емкостных и петрофизических параметров: пористости, трещиноватости, эффективной толщины, емкости, проницаемости, гидропроводности, и как следствие – плотности, скорости, жесткости. Таким образом, особенности геологического строения циклических (ритмических) отложений сопровождаются изменениями их петрофизических характеристик в горных породах, а эти изменения обуславливают изменение формы сейсмической записи, а следовательно, их частотного спектра.

В качестве основных структурно-формационных параметров схематических моделей циклитов принято использовать эффективное интервальное значение акустической жесткости (η) и характеристику частоты чередования слоев (F). Изменения этих параметров в пределах циклита являются непрерывными и направленными (рис. 6.2). Направленное изменение свойств отложений, слагающих циклит, находит отражение в распределении вида мгновенных спектров мощности (рис. 6.2) и эффективных частотно-зависимых коэффициентов отражения.

В простейшем случае импульсная трасса сейсмоциклита (цикла осадкообразования горных пород, выделяемого по сейсмическим параметрам в процессе анализа) представляется в виде знакопеременной (чаще) или знакопостоянной (реже) последовательности единичных импульсов (коэффициентов отражения) с линейным законом изменения величины

интервалов между ними

$$\tau_k = \tau_1 + \Delta\tau (k-1),$$

где k – номер интервала, $\Delta\tau$ – градиент, характеризующий скорость изменения величины интервала τ_k между соседними импульсами.

При переходе к синтетическим записям сейсмоциклитов, получаемых путем свертки импульсных трасс с сейсмическим сигналом, отмечается смещение максимумов огибающей трассы в зависимости от преобладающей частоты сейсмического импульса и вида циклита.

Характер этих смещений для разных типов циклитов различен. При проведении низкочастотной (НЧ) и высокочастотной (ВЧ) фильтрации сейсмической записи проциклита (рис. 6.2) происходит смещение низкочастотных колебаний к подошве (в область грубозернистых разностей пород), а высокочастотных колебаний — к кровельной части (в зону мелкозернистых пород). Обратная картина наблюдается в случае фильтрации записей рециклита (смещение низкочастотных составляющих к кровле, а высокочастотных – к подошве). Для прорециклита характерна концентрация энергии высокочастотных колебаний в центральной части (где величина зерен пород минимальна), при смещении энергетически выраженных низкочастотных колебаний к подошве и кровле (грубозернистые разности пород). Обратная картина отмечается для репроциклита (смещение высокочастотных колебаний к кровле и подошве и концентрация низкочастотной составляющей в центральной части).

Все эти закономерности положены в основу методик выделения и трассирования сейсмоциклитов, базирующихся на спектрально-временном анализе (СВАН) сейсмических данных [97]. СВАН-анализ представляет собой результат целенаправленного перебора фильтраций сейсмических трасс (взятых на суммарном временном разрезе) с использованием последовательности узкополосных фильтров.

Для фильтрации применяются двухоктавные, нуль-фазовые, рекурсивные фильтры с треугольной частотной характеристикой переменной ширины. Полоса пропускания

этих фильтров и разница их центральных частот постепенно увеличиваются. Начальную частоту максимума (F_{\max}) первого и конечную частоту максимума последнего фильтра выбирают в соответствии с реально достигнутой при наблюдениях и обработке шириной спектра сейсмических колебаний. Количество фильтров, а следовательно, и число трасс СВАН-колонки подбирают экспериментально таким образом, чтобы спектрально-временные образы (СВО) различных типов геологического разреза (их СВАН-колонки) отличались максимальным образом, а последующие спектральные преобразования не противоречили бы требованиям теоремы Котельникова-Найквиста (учет величины шага квантования). Граничные частоты фильтров рассчитываются с учетом максимума их частотной характеристики: $F_{н.гр.} = F_{\max}/2$; $F_{в.гр.} = 2F_{\max}$. Таким образом, реализуется шаг перебора фильтров, возрастающий с увеличением частоты. Длительность оператора фильтра составляет примерно 60 мс. Если необходимо провести СВАН в меньшем временном окне, фильтрация исходной трассы производится во временном интервале, большем 120 мс, а визуальный анализ результатов осуществляется в целевом интервале записи, который может быть менее 120 мс.

СВАН рассматривает **зависимость сейсмических амплитуд** (коэффициентов отражения) **от частоты** по шкале времен, а не изменение частоты (спектра сигнала) от времени. Это позволяет определить ранговые частотные диапазоны, построить ранговые, многоранговые, параметрические и структурно-формационные разрезы, получить совокупность отображений геологического разреза, дающих наиболее адекватное представление об его внутренней структуре и соответствующих фациальных обстановках осадконакопления.

Подобный подход, когда с геологическими параметрами коррелируются не амплитуды колебаний, а характер их изменения, применяется, например, в методике AVO, когда степень затухания интенсивности отраженных волн меняется в зависимости от расстояния до пункта приема или от угла падения на отражающую границу. Используя найденные отображения, можно определить интегральные оценки структурно-формационных параметров разреза и выделить

правдоподобные с геологической точки зрения макротела, установить их седиментационно-тектонические границы и генезис, а следовательно, и литолого-фациальные характеристики отдельных толщ. На базе полученной седиментационно-тектонической модели возможно построение седиментационно-емкостной модели и проведение интегральной оценки распределения эффективных толщин коллекторов.

Каждый тип геологического разреза характеризуется своим видом распределения коэффициентов отражения. Характер изменения положения и количества энергетических минимумов и максимумов на СВАН-колонке, по мере изменения несущей частоты фильтра, создает спектрально-временные образы объектов, которые характеризуются различным количеством и своим внутренним строением седиментационных ритмов. Поэтому общая картина распределения энергии на СВАН-колонке зависит от строения разреза. При этом типы разреза должны выделяться по генетическому принципу, т.е. с точки зрения формационного анализа – по выделенным элементарным циклам – парагенезам генетических типов осадков и обстановок осадконакопления – парагенезам фациальных типов осадков. Парагенез – одновременное образование или совместное пространственное нахождение осадков.

Иначе говоря, определение различных типов геологического разреза на основе СВАН-колонок сейсмической записи заключается в следующем: литогенетическая (литофациальная и гранулометрическая) характеристика пород различных типов отображается в изменении фильтрационно-емкостных и петрофизических параметров, что, в свою очередь, вызывает различие формы сейсмической записи и распределения амплитуд в координатах частота - время. Таким образом, особенности геологического строения циклических (ритмических) отложений сопровождаются изменениями петрофизических характеристик в горных породах, что приводит и изменению вида СВАН-колонки, являющейся спектрально-временным образом соответствующего типа разреза.

Совокупность фрагментов, полученных при различных

фильтрациях (включая и исходный фрагмент без дополнительной фильтрации), составляет СВАН-колодку (рис. 6.3 и 6.4). Анализ СВАН-колонок проводится совместно с анализом всех других видов сейсмического материала: разрезов ОГТ в разных полярностях, разрезов мгновенных амплитуд, частот, фаз, псевдоакустических разрезов. Качество и надежность интерпретации СВАН-колонок зависят от следующих факторов:

1) особенности строения исследуемого разреза (масштабов и рангов циклитов, их пространственно-временных соотношений, степени «чистоты» циклических свойств, типов перерывов седиментации, типа и интенсивности постседиментационных процессов и др.);

2) качества сейсмических материалов, оцениваемого по критериям отношения сигнал/помеха или разрешенности;

3) оптимальности предшествующей обработки (особенно заключительных процедур: когерентной фильтрации, деконволюции по разрезу, миграции и др.);

4) корректности выбора режимов реализации и видов изображения СВАН (шага и полосы анализа, количества фильтров, масштаба изображения и др.).

На первом этапе анализа СВАН-колонок выделяют перерывы осадконакопления. При этом отличают границы трех типов:

а) резкие границы - по устойчивой регистрации сигналов при всех (иногда по большинству) применяемых фильтрациях;

б) незеркальные границы - по устойчивой регистрации и прослеживанию лишь на НЧ фильтрациях и нарушению регулярности на других частотах;

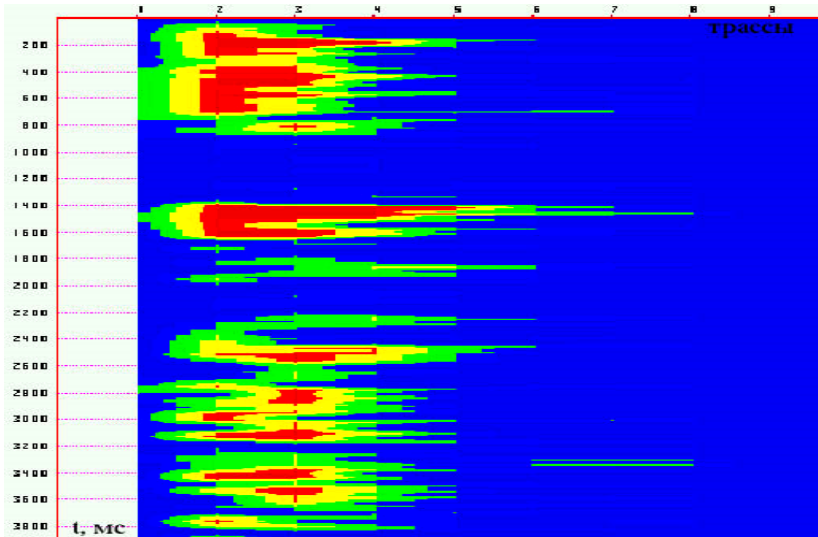
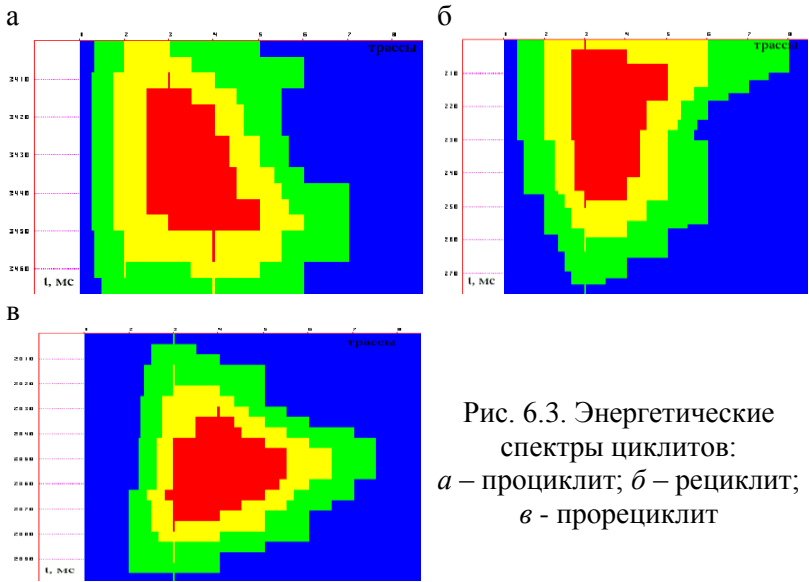
в) границы в виде локальных пачек тонких слоев небольшой мощности - по наличию нескольких зон разрастаний амплитуд на строго фиксированном времени при разных частотах.

Наряду с различными типами границ, выделяемых на СВАН-колонках, учитывают и различный их ранг, отвечающий рангу ограничиваемых ими циклитов. Более высокому рангу перерывов соответствует обычно большая интенсивность и лучшая прослеживаемость (как на фрагментах СВАН-колонки,

так и по исходному временному разрезу) отражений.

Выявление сейсмоциклитов проводится во временных интервалах между выделенными перерывами. Изучаются направленные изменения частоты энергетически выраженных фаз колебаний, которые затем трансформируют в соответствующие типы сейсмоциклитов – регрессивные, трансгрессивные и их сочетания. Наиболее уверенно тип сейсмоциклита определяется по направленному изменению частоты соседних фаз отражений. В качестве примера на рис. 6.3 представлены энергетические спектры основных типов сейсмоциклитов: проциклита, рециклита, прорециклита. Результатом анализа может являться СМЦ-колонка (колонка сейсмоциклитов). На нее выносят перерывы осадконакопления, а функция изменения частоты от времени трансформируется в различные типы СМЦ. Треугольники, составляющие колонку СМЦ, служат качественным отображением исследуемого разреза (рис. 6.5). В точках профиля, на которых размещены глубокие скважины, СМЦ-колонки сопоставляются с колонками циклитов, выделенных по результатам анализа керна и данных ГИС. Переход от вертикального анализа СВАН-колонок к анализу по латерали осуществляется по аналогии с технологией анализа скоростей. Шаг анализа по профилю устанавливают в зависимости от детальности решаемой задачи, с учетом качества сейсмического материала и его изменениями вдоль профиля, с использованием априорных данных об особенностях строения исследуемого разреза и его изменениях по латерали, о свойствах цикличности, седиментации и характере постседиментационных процессов и т. п.

На основании совместного анализа совокупности развернутых графиков частот, СВАН-разрезов и СМЦ-колонок, характеризующих вещественный состав, тип и характер слоистости, и временных разрезов по профилям строят структурно-формационные разрезы и карты. В рамках спектрально-временного анализа производится моделирование сейсмических трасс, соответствующих различным фаціальным обстановкам, полученные трассы сопоставляются с реальными, что позволяет уточнить типы различных разрезов (цветной рис. 6.6).



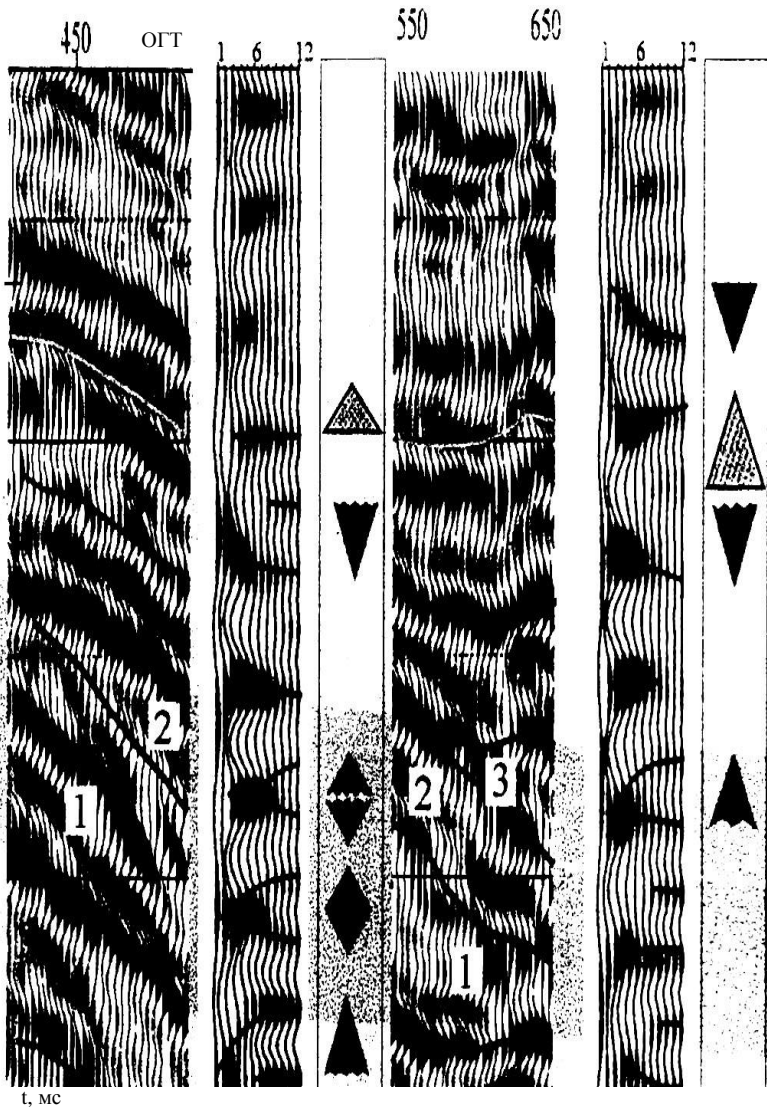


Рис. 6.5. Результаты СВАН-анализа участков временного разреза

Распределение амплитуд на СВАН-колонке в координатах частота – время, как уже отмечалось, отражает особенности строения седиментационных комплексов, т.е. создается спектрально-временной образ (СВО) разреза для заданных условий осадкообразования. Так, при низких уровнях моря активизируются денудационные процессы, что приводит к накоплению грубых континентальных фаций и, прежде всего, песчаных аллювиальных отложений. В сейсмической записи это отображается смещением частотного спектра в область нижних частот, с соответствующими изменениями характера СВО. При высоком уровне моря обстановка стабилизируется и накапливается более тонкий материал. На сейсмических записях это отображается сдвигом частотного спектра в область верхних частот, с соответствующими изменениями СВО.

Поскольку при распознавании особенностей строения разреза по СВАН-диаграммам большую роль может играть субъективизм интерпретатора, то при анализе (чтобы сделать его результаты более объективными) используют расчет специальных спектрально-временных параметров или атрибутов [17; 33; 54]. Результаты спектрально-временного анализа оцениваются в настоящее время шестью спектрально-временными параметрами (СВП). Они представляют собой отношение энергии высоких частот и больших времен к энергии низких частот и меньших времен энергетических частотного и временного спектров СВАН-колонки.

Они заменяют качественное (визуальное) описание спектрально-временных образов различных типов геологического разреза, которое (описание) заключается в выделении и корреляции осей синфазности отраженных волн, определении их количества, наклона и криволинейности, времен регистрации и длительности временных интервалов между границами, их частотного диапазона, в пределах которого выделена каждая ось синфазности, а также сопровождаются изменением частоты со временем. Иначе – спектрально-временные параметры отражаются в характеристике распределения амплитуд СВАН-колонки в координатах частота - время.

Спектрально-временные параметры, как уже говорилось,

рассчитываются по энергетическому (по оси частот) и временному (по оси времен) спектрам СВАН-колонок. В основу расчета кладется использование удельной спектральной плотности по частоте и времени, максимальных и средневзвешенных частот и времен, а также отношение энергии высоких частот и больших времен к энергии низких частот и малых времен [17; 33; 54; 78; 79].

Поскольку форма кривых ГИС, как и форма СВАН-колонок, связаны с литофациальной и гранулометрической характеристиками геологического разреза, распределением его емкостных и петрофизических параметров, то были построены СВО кривых различных геофизических методов ГК, НГК, КС, ПС и др. Установлено, что форма СВО, полученных по данным сейсморазведки и ГИС, вполне сопоставимы. Поэтому появилась возможность проведения «сертификации» результатов временного анализа.

Сертификация кривых СВП производится по цепочке: моделирование синтетических трасс → построение синтетических СВАН колонок → определение модельных (синтетических) кривых СВП, а также СВП-ГИС с последующей взаимной корреляцией СВП-модельных, СВП-ГИС, СВП-сейсморазведка ОГТ между собой и с удельной емкостью коллекторов, $q = K_p \cdot h_{эф}$, где K_p – коэффициент пористости, $h_{эф}$ – эффективная толщина, а также гидропроводностью $T = K_{пр} \cdot h_{эф}$, где $K_{пр}$ – коэффициент проницаемости. Сертифицированные СВП определяются по наибольшим коэффициентам взаимной корреляции анализируемых зависимостей. Надежность расчета скоростей $V_{пак}$ или акустических жесткостей $(V \cdot \rho)$ определяется по сопоставлению их с $V_{ак}$ или $(V \cdot \rho)_{ак}$. Таким образом, исходная информация состоит из семи спектрально-временных атрибутов. Шесть атрибутов определяется по СВАН-колонкам и 1 - по кривой $V_{пак}$. Они полностью описывают изменение формы сейсмического импульса и скорости его распространения, отображающих изменчивость литолого-фациального состава целевых отражений и их ФЕС [17; 54; 79].

По сертифицированным кривым СВП и $V_{пак}$ строятся

кубы и карты, которые преобразуются в коэффициенты удельной емкости коллекторов q и гидропроводности T . Полученные карты и кубы q и T контролируются путем комплексной интерпретации сертифицированных атрибутов с использованием других способов геостатистики. Результирующими материалами интерпретации являются кубы и карты емкости, гидропроводности, кубы и карты прогнозной нефтепродуктивности ($K_{нпр}$) в виде дебитов или коэффициентов $K_{нпр} = f(T)$. Трехмерность СВАН-колонок (цветной рис. 6.7) определяется координатами: частота – время – расстояние. В плоскости частота - время СВАН-колонки разных типов разреза отличаются друг от друга (различное число осей синфазности в целевом интервале, различающиеся частотные и временные интервалы, в пределах которых эти оси прослеживаются). В процессе моделирования рассчитываются синтетические трассы, их СВАН-колонки, сами атрибуты сравниваются с экспериментальными сейсмическими трассами, СВАН-колонками, атрибутами.

Таким образом, структурно-формационная интерпретация – одно из направлений геологической интерпретации данных сейсморазведки 2D - 3D, ГИС и других геофизических методов, а СВАН – основополагающая процедура в аспекте ее геологических приложений. Ныне появилась идея построения единой технологии сейсморазведки (обработки и интерпретации) на основе СВАН [78]. Л.А.Рябинкин рассматривал суммоленды РНП как некое новое сейсмическое отображение геологического разреза. Но именно СВАН-колонка (это совокупность результатов разных фильтраций как единое целое, а не сейсмическая трасса) дает отображение геологического разреза и становится многоканальной «единицей сейсмической информации» (основным материалом для последующей интерпретации).

Соседние сеймотрассы часто различаются по форме, хотя и соответствуют одному и тому же геологическому разрезу. Существует ли такое преобразование трасс, которое однозначно показало бы их идентичность, их соответствие единому геологическому разрезу с его сложной внутренней структурой? Таким преобразованием и является СВАН, коэффициент

корреляции которых в 2 раза больше, чем у сейсмических трасс. Подобно эквалайзеру при производстве спектрально-временного анализа, трассы на выходе каждого фильтра нормируются и в совокупности составляют единое отображение, на котором исходные соотношения различных частот по энергии на входе фильтров фактически сnivelированы и уже не влияют на вид и структуру СВАН-колонок. Поэтому СВАН-колонка по сравнению с трассой является существенно более инвариантной к воздействию различных фильтрующих факторов. И именно СВАН-колонки являются наилучшим материалом для выявления подобия, увязки и интеграции данных сейсморазведки, ГИС и других методов.

Именно вследствие инвариантности СВАНов по отношению к формирующему импульсу, они становятся главными инструментами при увязке и совместной интерпретации продольных, поперечных и обменных волн в многоволновой сейсмике. Так как они более адекватно и устойчиво отображают единую реальную внутреннюю структуру разреза, то их можно использовать для коррекции статических и кинематических поправок; деконволюции; расчленения сейсмического разреза на сеймоформационные комплексы разного ранга с инструментально обоснованным выделением их границ и установлением их внутренней структуры – СВАН-фаций; корреляции выделенных комплексов по сейсмическим разрезам, представленных последовательностью СВАН-колонок; увязки данных сейсморазведки и ГИС на скважинах по СВАН-колонкам, обеспечивающей существенное повышение надежности как визуальных, так и корреляционных оценок подобия СВАН-ОГТ и СВАН-ГИС.

СВАН-колонки - лучший на сегодня способ расчленения геологического разреза по данным как сейсморазведки, так и ГИС [78], позволяющий извлекать информацию о типах разреза, типах его слоистости, ее направленности, цикличности и т.п. При достаточно надежном выделении и корреляции разреза сейсмоциклитов они могут быть увязаны с известными эвстатическими кривыми колебаний уровня мирового океана (по Вейлу) высокого ранга. Они фактически являются практической

реализацией идей сейсмостратиграфии. Поэтому СВАН-колонки могут использоваться и при корреляции продуктивных горизонтов, и увязке данных сейсморазведки и ГИС, при коррекции статических и кинематических поправок и коррекции результатов фильтрации и т.д.

Таким образом, сейсмостратиграфический и структурно-формационный анализы сейсмических материалов позволяют воссоздать историю осадконакопления и провести оценку перспективности нефтегазонасыщенности разреза, прогноз наличия ловушек, благоприятных для скопления нефти и газа. Обобщенная схема этих исследований дана на рис 6.8 [2; 3; 6].

Помимо параметрического направления интерпретации сейсмической информации развивается и геологическое (сейсмостратиграфическое и структурно-формационное) направление, в рамках которого по сейсмическим данным можно восстановить историю осадконакопления в заданном регионе. Одной из первых опубликовала свои исследования в виде монографии группа американских геологов, участвовавших в обработке сейсмических материалов регионального плана [90]. В рамках сейсмостратиграфического подхода они предложили рассматривать сейсмические разрезы как некоторые геологические обнажения горных пород. Это позволило использовать геологические закономерности, установленные за многие годы развития геологии, при интерпретации сейсмических волновых полей. Анализ циклических образований, связанных с изменением уровня мирового океана, стал называться сиквенстратиграфическим [45, 80]. В отечественной литературе такого типа исследования получили название структурно-формационной интерпретации [97; 102; 103]. Одним из чисто российских направлений интерпретации циклически построенных толщ является спектрально-временной анализ (СВАН), результаты которого позволяют не только обнаруживать на временных разрезах циклические наслоения пород, но и проводить их типизацию, и даже прогнозировать фильтрационно-емкостные свойства коллекторов [1, 17, 33, 54, 78, 79, 97 и др.].



Рис. 6.8. Схема историко-геологического анализа

Описание примеров решения задач с использованием этих направлений геологической интерпретации в различных регионах может являться темой для написания реферата.

Вопросы для самоконтроля

В чем состоит сущность сейсмостратиграфического подхода к интерпретации сейсмических материалов?

Что такое сеймофация?

Каким образом физико-геологические условия осадконакопления влияют на акустические свойства пород?

Какие задачи решаются при проведении сейсмостратиграфического анализа?

Для чего проводится сиквенсстратиграфический анализ?

Объясните разницу между терминами «циклит» и «вейлит»?

Какие этапы исследований выделяются при проведении структурно-формационной интерпретации?

Изложите основные задачи структурно-формационной интерпретации.

Как проводится спектрально-временной анализ сейсмических данных?

Что изучается при СВАН?

От каких факторов зависит качество и надежность интерпретации СВАН-колонок?

По какой цепочке производится сертификация СВА?

7. ДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

7.1. Расчет корреляционных зависимостей сейсмических атрибутов и скважинных данных Сейсмофациальное районирование

Природные резервуары, содержащие УВ, обладают (как отмечалось выше) значительной латеральной литолого-фациальной изменчивостью пород и соответственно непостоянством их фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС). Поэтому весьма актуальной является проблема прогнозирования типов геологического разреза в межскважинном пространстве, поскольку простая интерполяция этой информации между скважинами (линейная или нелинейная) приводит к серьезным ошибкам, снижающим геологическую и экономическую эффективность ГРП на нефть и газ (оптимального размещения разведочных и эксплуатационных скважин).

Под типом разреза понимается естественная совокупность литолого-фациальных разностей пород в определенном стратиграфическом диапазоне, характеризующаяся индивидуальными историей и условиями их формирования. Интегральная характеристика типов геологического разреза (помимо качественного описания литолого-фациальных особенностей) включает количественные параметры горных пород: скорость пробега колебаний, плотность, жесткость, пористость, эффективная толщина, емкость, проницаемость, гидропроводность, продуктивность. Методика составления типовых геологических разрезов по данным бурения и ГИС хорошо известна. Проблема заключается в прогнозировании этих свойств в межскважинном пространстве.

Вместе с тем сейсмические данные, являющиеся основой для выбора точек расположения поисковых и разведочных скважин по структурному признаку, недостаточно или вообще не использовались до сих пор для изучения свойств резервуаров. Между тем после применения разработанных за последние годы технологий обработки волновое поле адекватно отображает распределение акустических свойств в геологической среде. Акустические параметры пород либо прямо (пористость, флюидонасыщение), либо косвенно, с учетом статистических закономерностей, связаны с коллекторскими (и другими

геологическими) характеристиками резервуара. Следовательно, существуют объективные предпосылки включения сейсмических данных в общий комплекс формирования лито-фациальных, петрофизических и других моделей резервуаров углеводородов.

Проблема заключается в том, что даже в идеальном случае, когда на сейсмических записях присутствуют только однократные волны, то отражения, связанные с продуктивным пластом, являются лишь частью интерференционного колебания, возникающего в тонкослоистой среде и включающего, кроме того, и неинформативные в отношении резервуара отражения от близлежащих границ во вмещающих породах. В реальной ситуации трудная задача оценки параметров одного из слагаемых суммарного колебания дополнительно усложняется присутствием фона разнообразных волн-помех и искажений, принципиально полностью неустранимых даже после применения совокупности мощных средств современной цифровой обработки.

Существуют и развиваются два основных подхода к извлечению из волнового поля данных о петрофизических свойствах отдельного пласта, которые с некоторой долей условности можно назвать **аналитическим (детерминистским или параметрическим)** и **геостатистическим**. При этих подходах данные, полученные в скважинах, используются в качестве фактора, регулизирующего решения [11; 53; 106].

Аналитическими считаются способы, использующие вначале решение обратной динамической задачи, а затем прогноз коллекторских характеристик пласта по найденным значениям упругих параметров породы. В этом случае основной целью обработки и интерпретации геофизических полей $U(x, y, t)$ является получение некоторого набора комплексных кинематических или динамических параметров $D(x, y)$, который в интервале продуктивного горизонта $T_0(x, y)$ имеет наиболее значимые корреляционные связи с эксплуатационными характеристиками исследуемого резервуара: эффективной толщиной коллекторов $H_{эф}$, коэффициентами пористости K_p , коэффициентами проницаемости $K_{пр}$ и т.д.

Для этого в точках скважин проводится построение

регрессионных зависимостей (кросс-плотов) между прямыми – скважинными $L(x_i, y_i)$ и косвенными – сейсмическими $D(x_i, y_i)$ параметрами, что позволяет на основе многомерного статистического анализа прогнозировать значения прямых свойств в межскважинном пространстве. Считается, что прогнозируемое прямое свойство может быть аппроксимировано линейной функцией $L(D)$ сейсмических параметров $D(x, y)$. То есть для оценки коэффициента регрессии имеется совокупность эталонных точек $D(x_i, y_i)$, в которых измерены значения прямых свойств $L(x_i, y_i)$. В настоящее время такого типа процедуры стали проводиться в производственном режиме во многих регионах России [53; 71; 84; 85; 104 и др.].

Достаточно широко в практике проводится определение эффективных мощностей песчаных коллекторов с использованием амплитуд сейсмических колебаний [84] или преобразование кубов скоростей $V_{\text{пак}}$ в коэффициенты пористости [85]. Для пересчетов используются связи между сейсмическим импедансом и пористостью по ГИС. По кросс-плоту зависимости между этими параметрами можно получить уравнение пересчета импеданса в пористость. В работе [89] дан пример прогноза эффективной нефтенасыщенной мощности коллектора по значениям среднеквадратичных амплитуд сейсмических сигналов.

Имеются примеры определения статистических зависимостей скорости продольных волн и обменных волн по данным многоволновой широкополосной акустики. Это позволяет построить тонкослоистые скоростные модели, рассчитать синтетические сейсмограммы продольных и обменных волн и калибровать расчеты коэффициента Пуассона по сейсмическим данным на основе технологии AVO [104]. На цветном рис. 7.1, б показаны кросс-плоты зависимости коэффициентов пористости от коэффициентов Пуассона для одинаковых глубин по скважинным и прогнозным сейсмическим 3D данным. На рисунке хорошо видно, что точки, соответствующие водо- и нефтенасыщенной частям пластов, попадают в разные области графика. И если кубы пористости отражают тонкослоистую структуру пластов, то коэффициент

Пуассона связан с характером нефтенасыщения коллектора. Это позволило провести распознавание зон нефтенасыщенных коллекторов с применением критерия соотношения пористость – коэффициент Пуассона (цветной рис. 7.1, а).

Аналогичные результаты при определении пористости представлены в работе [7] при трехмерной их интерполяции с учетом данных акустического импеданса (цветной рис. 7.2).

Недостатком аналитического подхода является использование довольно примитивных моделей формирования волнового поля, когда среда считается слоисто – однородной, одномерной, а расчет выполняется способом свёртки. Часто вызывает трудности подбор формы импульса и недоучет или даже игнорирование наличия помех. Возникают трудности с учетом влияния на динамику поля двумерных процедур обработки, таких как суммирование (по ОГТ), миграция, когерентная фильтрация и т.п. Влияние перечисленных и других факторов приводит к тому, что прогнозируемые значения упругих свойств продуктивных пластов всегда искажены, но степень искажения оценить непросто, а зачастую просто невозможно. Отсюда – ненадежность и субъективность получаемых в результате анализа данных. Отметим, что, чем тоньше продуктивный пласт и, следовательно, меньше его энергетический вклад в формирование волнового поля, тем меньше оснований для применения аналитических решений [13; 65; 72].

Геостатистические (сейсмостатистические) способы основаны на прямом использовании статистических связей петрофизических характеристик резервуара с динамическими параметрами волнового поля в некотором интервале времен [11; 65; 72; 106]. Решение обратной динамической задачи при этом подходе рассматривается как излишний промежуточный этап. Сейсмостатистический подход базируется на методиках распознавания образов и кластерном анализе, что позволяет относить сейсмические трассы, соответствующие любой точке площади (с различными волновыми характеристиками сейсмических записей), к заданным по скважинным данным классам геологического строения интервалов разрезов (с разным типом строения). Классы могут быть определены заранее, либо

сформированы в процессе динамического анализа сейсмических разрезов.

Одним из таких направлений является **сейсмофациальное районирование** территорий, т.е. классификация особенностей осадконакопления различных участков площади по форме сейсмических записей [40; 106].

Основная идея такого анализа заключается в следующем. Предположим, что на площади исследований имеется несколько скважин, в которых в интервале продуктивного горизонта отмечается различная мощность песчаных отложений, варьирующая от 100 до 0 % (полного замещения песчаников на глины). В этом случае на сейсмических записях (рядом со скважинами) вычленяются некоторые интервалы, которые принимаются за кластеры (эталон). Считается, что форма кластера как раз и определяется свойствами анализируемого интервала разреза (процентным содержанием песчаников). Затем происходит сравнение каждого кластера с трассами, имеющимися на сейсмических разрезах (кубах данных) на всей площади в межскважинном пространстве с отнесением анализируемого интервала записи (на каждой трассе) к одному из кластеров. Результаты сравнения отмечаются тем или иным цветом. В итоге сравнения получают цветокодированную схему, где вся территория может быть разграничена на ряд участков, соответствующих какому-либо кластеру (характеризующихся определенной мощностью песчаных толщ в анализируемом интервале).

Так (цветной рис. 7.3) по результатам сейсмо моделирования, стратиграфической привязки и сейсмофациального анализа в пределах рифового массива возможно выделение [49] четырех пачек пород, граница каждой из которых совпадает с моментом смены фациальной обстановки и может быть использована для корреляции образований, сформировавшихся в течение мезоцикла развития ядра рифа. На цветном рис. 7.4 представлены результаты сейсмофациального анализа (с использованием 10 кластеров) позднетурнейских клиноформенных образований по данным сейсморазведки 3D на Забегаловском месторождении [44], связанном с одиночным позднедевонским рифом.

Клиноформенное залегание отложений отчетливо прослеживается на сейсмофациальной карте.

Кластерный анализ сейсмических записей во временном интервале визейского терригенного комплекса (цветной рис. 7.5) позволил выявить зональность их типов [48], которая отображает неоднородное внутреннее строение комплекса на Сибирском месторождении. Трассирование границ литолого-фациальных зон бобриковского горизонта осуществлялось по комплексному параметру с использованием средних значений амплитуд, мгновенных частот, наклонов поверхностей времен T_0 подошвы визейского терригенного комплекса. В результате анализа геолого-геофизических данных выделено три литолого-фациальных зоны (цветной рис. 7.6), из которых зоны I и II – наиболее перспективные.

Частным случаем таких исследований может быть сейсмофациальное районирование, когда имеется только один эталон (одна скважина с высокими добычными возможностями), а в остальных – коллекторские свойства плохо выражены. В этом случае целесообразно ограничиться построением карт подобия сеймотрасс площади этому эталону. В качестве меры подобия используется среднеквадратичная повязка двух сеймотрасс либо их взаимная корреляция.

Важным этапом динамического анализа является выбор величины временного (не менее 30 мс) или глубинного интервала сейсмической трассы (что приводит к включению в интервал анализа многослойного разреза с чередованием пропластков с разными характеристиками), в котором изменение формы сейсмической записи в наибольшей степени отражает влияние исследуемого свойства пласта.

Со времени появления пакетов программ сейсмической интерпретации с применением технологий искусственных нейронных сетей (Stratimagic, WaveForm Classifier, d-Test, Emerge и др.) выполнение сейсмофациального анализа упростилось [25].

Если используется неконтролируемый способ (без предварительного расчета модельных трасс-эталонов) подобной кластеризации по форме записи (Stratimagic), то результатом анализа является карта сейсмофаций форм записи, которая, в

свою очередь, может отождествляться с определенными литофациями или петрофизическими характеристиками. При использовании контролируемого подхода кластеризации (WaveForm Classifier), когда, например, при задании эталонных трасс, ближайших к выбранным скважинам, где вскрыт тот или иной продуктивный пласт с определенными петрофизическими характеристиками, результатом анализа являются двумерные карты характеристик пластов. Другие пакеты (d-Test, Emerge), использующие нейронные сети для классификации весовых значений амплитуд или прочих сейсмических атрибутов, также получают в качестве результата одномерные или двумерные карты.

Геостатистический подход изначально задуман как аппарат для латеральной интерполяции петрофизических данных, полученных в скважинах с использованием любой косвенной информации, в том числе и динамических особенностей (атрибутов) сейсмического волнового поля. Недостатки у такого подхода (при геостатистическом решении) либо отсутствуют, либо при этом возникают помехи, которые изначально учитываются благодаря статистическому характеру решения. Кроме того, и это, возможно, наиболее существенно, геостатистический подход, хотя и неявно, позволяет учесть известный в геологии закон корреляции фаций (закон Головкинского-Вальтера), согласно которому горизонтальная изменчивость свойств пласта сопровождается направленной изменчивостью параметров вмещающих отложений [77]. Благодаря этому зональность петрофизических характеристик резервуара неотделима от зональности более мощной пачки пластов. В этой связи для прогноза свойств резервуара нет необходимости вычленять из суммарного сейсмического колебания часть, связанную с продуктивным пластом. Здесь важно установить, в каком интервале волнового поля изменения сейсмических параметров наиболее тесно связаны с изменчивостью характеристик продуктивного пласта. Этот интервал совершенно необязательно должен совпадать с интервалом залегания пласта: благодаря действию закона корреляции фаций изменения в продуктивном пласте, даже очень тонком, могут коррелироваться с их изменениями в

достаточно большом интервале разреза.

Понятно, что данные сейсморазведки 3D наиболее эффективны при проведении сейсмофациального анализа, когда для анализа используются и кинематические параметры волн: геометрическая форма (конфигурация) отражений, степень непрерывности их прослеживания, и динамические: характер изменения амплитуд, частот, интервальных скоростей и т.д. Прямой корреляции между определенным типом рисунка сейсмических записей и литологическим составом пород не существует. Однако, анализ характеристик отражений в комплексе со всеми имеющимися данными, в первую очередь данными ГИС, керна, результатами его опробований и т.д., позволяет сделать предположения об условиях осадконакопления отдельных продуктивных пластов и получить приемлемые оценки литологии.

Для примера рассмотрим один из вариантов современной методики изучения и прогноза коллекторских свойств резервуаров руслового генезиса по данным сейсморазведки 3D и ГИС в условиях широтного Приобья [71]. Ключевой проблемой разведки и разработки нефтяных месторождений здесь является неточность информации о геологическом строении резервуаров нефти и газа (изменчивость толщин и формы песчаных тел по горизонтали и вертикали). Для ее решения предлагается проводить обработку сейсмических данных с миграцией до суммирования и калибровку прогнозных глубин по скважинам, расчет упругих параметров продуктивных и вмещающих осадочных толщ и на их основе осуществлять прогноз толщин, пористости и линейной емкости резервуаров.

На первом этапе атрибутного анализа проводится изучение палеосрезов (через 2 мс) временного куба сверху вниз. Высокие значения амплитуд по вертикали и в плане давали данные о положении палеоруслу (типичных сейсмофаций для неморских отложений). Максимальные амплитуды характерны для больших эффективных толщин, а малые для тонких пластов. При этом амплитуда не зависит от того, какая часть пласта характеризуется улучшением коллекторских свойств (вблизи кровли или подошвы). Связь между эффективной толщиной и амплитудой акустической жесткости несомненна (коэффициент

корреляции 0,83 на выборке из 61 точки). Карта эффективных толщин, полученная путем пересчета из карт амплитуд, бесспорно точно описывает поведение русел, тогда как карта интерполированных скважинных данных в условиях литологических ловушек неприемлема.

Затем проводилась амплитудная инверсия, т.е. преобразование сейсмических трасс временного разреза в трассы псевдоскорости. Для ее проведения сделан анализ данных акустического и плотностного каротажа. Для корректировки данных АК в местах каверн глинистых пластов была рассчитана псевдоакустическая кривая по уравнению Фауста на основе кажущегося сопротивления БК и ИК. Данные ГГКп также корректировались за влияние каверн по палеткам, соответствующим типу аппаратуры. Затем проводилась оценка спектра (максимальная ширина и равномерность амплитудного спектра) сейсмических данных, подаваемых на вход псевдоакустического преобразования, далее выполнялась стратиграфическая привязка и проводилась амплитудная калибровка сейсмических данных к скважинным. Частотный диапазон записей составлял 15-65 Гц. Сигнал нуль-фазовый. Добавлялась еще информация о низкочастотных компонентах акустической модели. А затем строилась объемная фоновая акустическая модель на основе каротажных кривых.

Акустическая модель строилась путем трехмерной интерполяции скоростей продольных волн по скважинным данным (метод Крайкинга). Учитывались конфигурация границ, характер залегания прослоев и их число внутри выделенных границ. В результате был получен учитывающий макро- и микроструктурные особенности среды куб скоростей, который использовался в дальнейшем в качестве акустической модели при расчете сейсмической инверсии.

Далее проводилась собственно инверсия куба данных (в полосе частот 15 - 65 Гц). Анализ куба псевдоскоростей показал наличие повышенных скоростей в районах скважин с увеличенными эффективными толщинами пласта, что позволило уточнить границы палеорусел и далее провести сейсмофациальный анализ, т.е. анализ геометрической формы (конфигурации) отражений, амплитуд, степени непрерывности,

частоты, интервальных скоростей и т.д. Прямой корреляции между определенным типом рисунка волновой картины и литологическим составом пород не существует, тем не менее, анализ характеристики отражений в комплексе со всеми имеющимися данными, в первую очередь данными ГИС, керна, опробований и т.д., позволяет сделать предположения об условиях осадконакопления и получить приемлемые оценки литологии.

Современные методы сейсмофациального анализа данных сейсморазведки 3D направлены на изучение динамических параметров (стратиграфической деконволюции, амплитудной инверсии, AVO-анализа мигрированных сейсмограмм и т.д.), которые наиболее полно описывают рисунок сейсмической записи в продуктивных интервалах. На вход анализа сейсмофаций можно подавать как временной сейсмический куб, так и кубы псевдоскорости, псевдоакустической жесткости, AVO-атрибуты и т.д., как по отдельности, так и все одновременно. Это позволило разделить площадь исследований на различные зоны, соответствующие разным континентальным условиям осадконакопления:

- зоны меандрирующих рек с большими эффективными толщинами (более 8 м) и заметным увеличением скорости в интервале пласта;
- зоны разлива рек со средними толщинами (6 - 8 м) и относительным увеличением скоростей;
- зоны аллювиальных долин с невысокими толщинами (до 5 - 6 м), где пласт представлен переслаиванием песчаников и глинистых прослоев;
- зоны распространения узких, сложной формы палеоканалов, приуроченных к песчаным телам в подошве пласта.

Затем проводилось атрибутивное прогнозирование. Согласно геологической модели накопления осадков, подтвержденной исследованием керна, коллекторы с улучшенными ФЭС формировались не только в руслах рек, но и на отмелях. Гистограммы распределения пористости коллектора по скважинам показывают, что диапазон изменений пористости для всех скважин одинаков, а фациальные различия (процент

глинистости) отражаются лишь на результатах модальных значений параметров.

Анализ влияния величины пористости на форму сейсмического сигнала показал, что она не связана с амплитудой, т.е. прямой расчет пористости коллектора по амплитудам колебаний - несостоятелен. Для этого найдены петрофизические связи скорости продольных волн от общей пористости и глинистости пород, которые свидетельствуют, что на показания АК влияют в равной степени как открытые, так и изолированные пустоты породы. Хотя и наблюдается связь скорости с открытой пористостью, но при этом должна быть достоверно известна глинистость породы. Прямой связи плотности и акустического импеданса с открытой пористостью также не найдено. Поэтому прямой прогноз открытой пористости по сейсмическим данным для изучаемого резервуара невозможен. Несомненно, что волновое поле откликается на увеличение эффективной толщины пласта и в какой-то мере на увеличение пористости, но разделить влияние этих параметров не представляется возможным.

Поэтому в качестве параметра, описывающего улучшение коллекторских свойств, была спрогнозирована емкость $E = H_{эф} K_{п}$, линейно изменяющаяся от максимальных значений псевдоскорости (результата амплитудной инверсии). Было рассчитано уравнение регрессии и для части площади построена карта линейной емкости.

Результаты исследований показали: хотя, с одной стороны, имеются сложные сейсмогеологические условия, связанные с тонким переслаиванием песчаников и глинистых разностей отложений, но с другой – имеющийся объем геолого-геофизической информации достаточно информативен и наличие большого числа скважин (около 70) обеспечивает надежный прогноз даже при коэффициенте корреляции около 0,8.

Понятно, что при проведении такого анализа ставятся повышенные требования к обработке материалов, результаты которой оцениваются по соотношению сигнал/помеха в интервале целевого горизонта и к ширине спектра Δf полезного

сигнала, характеризующего разрешенность записей. Очевидно, что чем лучше сохраняются исходные динамические особенности сигналов (т.е. чем шире частотный спектр), тем большая детальность расчленения разреза возможна.

После отбраковки ряда скважин (15%) по данным включенных в анализ 45 скважин: 25 подтвердили прогноз с точностью до 2 м (55%); 13 - с точностью до 2 - 4 м (29%); в трех скважинах ошибка составила от 4 до 6 м, а в четырех – ошибка составила 6 - 8 м. По краям русел прогноз оказался чуть завышенным, а в центре – заниженным.

После бурения (по новой схеме) еще 45 скважин, результаты сравнения их данных с прогнозными показали: подтвержден русловой генезис песчаных резервуаров, определена форма и пространственное положение продуктивных песчаных пластов. Ошибка эффективных толщин резервуаров не превышает 4 м в 39 из 45 скважин при изменении толщин в диапазоне 0 - 20 м; основная причина ошибок при прогнозировании толщин и линейной емкости заключается в неточном восстановлении тонкослоистой структуры песчаных резервуаров.

7.2. Прогнозирование структуры и свойств природных резервуаров на основе комплексной интерпретации сейсмических и скважинных геолого-геофизических данных

Успешная эксплуатация месторождений невозможна без знания геологического строения резервуара, элементы которого определяют возможности аккумуляции углеводородных флюидов в залежи и, в конечном счете, контролируют продуктивность месторождения. Для математического моделирования пластовых систем, оптимизации технологических схем разработки, повышения эффективности воздействия на пласт необходимо выявление закономерностей распределения в разрезе и по площади разнофациальных образований, обладающих неодинаковым емкостным потенциалом, определение характера их гидродинамической связи по вертикали и латерали. Для решения таких задач разработаны различные технологии прогнозирования строения природных резервуаров на базе комплексной интерпретации

скважинных данных и материалов сейсморазведки 3D. Рассмотрим одну из них, предложенную в ООО «Геофизические системы данных» [41].

Создание таких технологий обусловлено тем, что на практике при анализе геолого-геофизических данных не всегда в полной мере учитывается вся имеющаяся информация. С одной стороны, при интерпретации сейсмических данных геологические модели целевых интервалов часто приводятся практически без необходимого в таких случаях обоснования, без детального изучения первичной геологической информации. А с другой стороны, прогноз структуры резервуаров и ФЭС слагающих их отложений, базирующихся на литолого-фациальном и петрографическом анализе, осуществляется, как правило, без использования сейсмических материалов. Такая взаимная «невостребованность» результатов работ геологов и геофизиков снижает достоверность создаваемых моделей природных объектов.

Поэтому необходим строгий «седиментационный» контроль процесса интерпретации геофизических данных. Только с помощью «правильной» седиментационной модели, соответствующей реальным условиям осадконакопления, разработанной с использованием новейших достижений научной и практической геологии, можно установить основные закономерности формирования осадков. В этом случае решаются задачи: какие осадочные тела будут присутствовать на изучаемом участке, каков характер наложения этих тел, как и куда они могут смещаться в течение седиментационного цикла или его фазы, а соответственно, каким образом эти тела могут отображаться в волновом поле. Использование детальных литологических исследований пород позволяет дополнительно прогнозировать «внутреннее наполнение» осадочных тел и его изменения в пространстве и времени, которые зачастую не отображаются в сейсмических характеристиках ввиду ограниченной разрешающей способности сейсморазведки.

При этом особенности волнового поля обязательно должны учитываться для детализации седиментационной модели, т.е. комплексная интерпретация геолого-геофизических данных в понимании авторов данной технологии – процесс

многоактный, предусматривающий неоднократные итерации. А процедура седиментационно-емкостного прогнозирования разбивается на 3 этапа (цветной рис. 7.7).

Первый – подготовительный. Он охватывает исследование скважинных данных для определения возраста пород резервуара, выявления особенностей их строения (в рамках биостратиграфического, литолого-петрографического анализов и качественной интерпретации ГИС). Результат этого этапа – модель биостратиграфического расчленения разреза. По детальному макро- и микроскопическому описанию пород выделяются основные осадочные тела («седиментационные маркеры»), в строении которых зашифрованы резкие изменения процессов осадконакопления. Как правило, они хорошо проявляются как на каротажных кривых, так и в волновом поле. К таким маркерам относятся эрозионные границы с признаками субэаральности (выхода на поверхность), фиксирующие перерывы в осадконакоплении; трансгрессивные поверхности, отражающие рост пространства, связанного с повышением относительного уровня моря (как частный случай – поверхности максимального затопления); пласты «индекс-литотипы» – индикаторы условий накопления и/или преобразования осадков.

Основная задача второго этапа – разработка седиментационной модели природного резервуара. Седиментационное моделирование опирается на использование фациального и циклического анализа (стратиграфию секвенций или секвенсстратиграфию).

Основные единицы седиментационного анализа – циклиты и фации (в соответствии с понятиями авторов). Первые отражают особенности процесса седиментации во времени, а вторые – в пространстве. Осадочные толщи характеризуются циклическим строением, обусловленным тремя факторами: климатом, количеством привносимого материала и частотой изменений относительного уровня моря. Последний есть сумма эвстатических (всемирных) колебаний уровня Мирового океана и темпа погружения или воздымания дна морского бассейна. В формировании «прибрежных» и «морских» циклитов основную роль играет эвстатический фактор, вызывающий миграцию фаций в бассейне седиментации и обеспечивающий чередование

типов пород в разрезе. Эвстатические флуктуации являлись во многом определяющими для осадконакопления и в континентальных средах, поскольку именно с ними связаны изменения базиса эрозии, уровня грунтовых вод и т.д.

Разномасштабные колебания уровня моря, вызванные обеими причинами, предопределяют формирование в составе осадочных толщ ассоциаций иерархически соподчиненных циклитов. Границами циклитов, как правило, выступают поверхности субэкральных несогласий, фиксирующие разноуровневые падения относительного уровня моря, и коррелятивные им согласные поверхности. Причем степень выраженности, площади распространения несогласий и длительность сопутствующих им перерывов, увеличиваются с ростом ранга цикличности. В такой трактовке они близки к секвенциям, что позволяет, используя концептуальную базу секвенстратиграфического метода, дифференцировать их на более мелкие элементы – фациальные последовательности (седиментационные системы), отражающие различное положение и фазы движения относительно уровня моря.

«Полный» циклит состоит из 3 седиментационных систем: низкого стояния (НСС), трансгрессивной (ТСС) и высокого стояния (ВСС). Первая формируется в фазу падения и начала подъема уровня моря, когда значительные области шельфа осушаются и подвергаются субэкральной эрозии, а осадконакопление осуществляется главным образом за кромкой шельфа в его наиболее мористой (удаленной от суши) части или на локальных участках суши. В фазу интенсивного подъема уровня моря (период до максимального затопления) накапливаются осадки ТСС. Образование ВСС отвечает фазам стабилизации и падения уровня моря. Оно начинается с момента максимального затопления шельфа и заканчивается новым осушением его поверхности. В зависимости от вариаций темпов изменения относительного уровня моря реальные циклиты могут быть трех-, двух- или одноэлементными (НСС+ТСС+ВСС, ТСС+ВСС, ВСС). Седиментационные системы разноранговых циклитов слагают циклиты «подчиненных» рангов: ординарные – состоят из элементарных, представляя собой «кирпичики» седиментационных систем

мезоциклитов и т.д.

Последовательная смена циклитов более низкого ранга в той или иной седиментационной системе циклитами более высокого ранга определяется направленностью развития бассейна. Так, ТСС формируют комплексы ретроградирующих или наступающих на сушу морских и прибрежно-морских осадков, оформленные в виде «углубляющихся» (ретроградационных) циклитов соответствующего ранга. ВСС свойственны комплексам аградирующих и проградирующих осадков, отвечающих регрессии моря, ассоциации которых образуют «наращивающиеся» (аградационные) или обмеляющиеся (проградационные) циклиты. Граница между трансгрессивной и верхней седиментационными системами проводится по подошве «самого трансгрессивного» пласта (поверхности максимального затопления), которому в наиболее мористой части бассейна отвечают конденсированные отложения. Этот анализ позволяет локализовать в пространстве и времени области максимального накопления осадков, способных аккумулялировать УВ.

Выявление специфики строения циклитов и создание циклофациальной модели осадочных толщ базируются на фациальном анализе, позволяющем на основе литогенетических исследований восстановить палеогеографическую зональность в бассейне седиментации и, тем самым, прогнозировать распространение разновозрастных циклитов, различающихся литологическим наполнением их седиментационных систем.

Фациальная диагностика пород проводится на основе генетической интерпретации результатов петрографических и петрофизических исследований керна, анализа формы кривых электро- и радиоактивного каротажа. Реконструкция фаций основывается на трех методических приемах. Первый заключается в анализе парагенетических ассоциаций литотипов и базируется на законе Головкинского-Вальтера, согласно которому последовательность наслоения полифациальных осадков в разрезе отражает закономерности их распределения по латерали. Поэтому можно восстановить генезис того или иного типа отложений, зная происхождение его ближайших соседей. Второй - метод исключения, позволяющий из

нескольких вариантов возможного генезиса отложений, обладающих сходными первичными признаками, исключить наименее вероятные для данной палеогеографической обстановки. Третий, основывающийся на законах аккомодации (медленного изменения, приспособления), включает диагностику генезиса осадочных тел вкпе с анализом как толщин самих тел, так и перекрывающих их толщ. Так, осадки, имеющие глубоководный облик или содержащие глубоководную фауну, могут быть диагностированы как глубоководные образования только в том случае, если их толщины отвечают соответствующей глубине бассейна седиментации (при компенсированном развитии), либо (при недокомпенсации) их перекрывают осадочные образования, способные заполнить создавшееся аккомодационное пространство.

Найденные закономерности в распределении литотипов в разрезе скважин, охарактеризованных керновым материалом, используются для прогноза фаций в тех частях разреза, где керн отсутствует и имеются лишь данные каротажа. Разработка моделей фаций, прогнозируемых по данным каротажа, становится возможной благодаря тому, что практически каждой фации свойственен специфический вещественный состав (наличие глинистой примеси и «форма» ее присутствия – слоистая или рассеянная), текстурные параметры, особенности строения пустотного пространства.

Анализ распространения элементарных циклитов и их ассоциаций по разрезу дает основание для корреляции синхронных, но накапливающихся в различных условиях отложений, поскольку характер последовательности наслоения осадков (про- и ретроградационный) будет одинаковым для разных разрезов, несмотря на то что они представлены различными по генезису отложениями.

Однако все эти построения должны отвечать разрезам скважин. Чтобы осуществить прогноз фаций в межскважинном пространстве, необходимо проведение структурно-тектонического и сейсмостратиграфического анализов, направленных на реконструкцию рельефа дна седиментационного бассейна или его участка, выявление

морфологии и структуры осадочных тел (разноранговых циклитов), определение типов разделяющих их несогласий.

Так, в разрезе неокома Западной Сибири выделяется ряд циклитов, каждый из которых представляет собой клиноформный комплекс, состоящий из ундо-, клино- и фондотемных элементов. Шельфовые пласты, образующие ундоформенную часть соответствующего комплекса, и тем более, глубоководные аналоги (глинистые отложения клинотемы и глинисто-битуминозные – фондотемы), отвечают ординарным циклитам или секвенциям IV - V порядков.

С учетом этого в основании пласта БУ_n (глубина 3131 на цветном рис. 7.8) зашифровано типичное изменение уровня моря: максимальное стояние в начале седиментационного цикла и последующее падение уровня моря, что благоприятно для создания резервуаров. Анализ долевого участия литотипов в строении реальных разрезов, результаты палеогеоморфологического и сейсмофациального анализов, позволили построить схему фациального районирования пласта. Отложения максимального стояния уровня моря (аргиллиты) вверх по разрезу сменяются отложениями предпляжной зоны (глинисто-алевролитистый состав), пляжного и барового комплексов (переход к песчаниками). В верхней части пласта преобладают пелитовые разности пород, аккумуляция которых происходила в условиях забарьерной лагуны.

Таким образом, в строении данного пласта прослой пронизаемых песчаников встречаются лишь в верхней части, маркируя окончание седиментационного цикла. Максимальные мощности песчаников наблюдаются в зоне наиболее стабильного и длительного цикла аккумуляции песчаного материала (северо-восток и юго-запад площади). Они хорошо выделяются на карте сейсмических атрибутов (псевдоакустических импедансов), локализуясь в областях пониженных их значений (цветной рис. 7.9). В центре и на юго-востоке площади существовала забарьерная лагуна с низкой гидродинамикой водной среды и глинистым и алевритистым составом отложений.

Основной объем песчаного материала накапливается в морском бассейне в прибрежной зоне. Песчаные тела могут

возникать и в фондоформной части клиноциклита (ачимовские отложения). Совместная стратификация разрезов глубоких скважин позволяет уточнить положение песчаных линз в структуре клиноциклитов и установить особенности их распространения во времени и пространстве. Совместный анализ этих данных с палеореконструкциями и горизонтальными срезами куба амплитуд позволяют предположить, что накопление песков в глубоководной впадине происходило, вероятно, в моменты максимальных падений уровня моря, когда на большей части шельфа осадконакопление отсутствовало. Низкое положение базиса эрозии предполагает образование каналов и проток, по которым обломочный материал переносится в глубоководную впадину, формируя различные по размерам и конфигурации конусы выноса. Эти каналы, в которые могли эродировать и более древние отложения, хорошо проявляются в волновом поле. Песчаные пласты перекрыты глинистыми пачками различной толщины (15 - 20 м), фиксирующими моменты повышения относительного уровня моря, сопровождающегося трансгрессией и возобновлением интенсивного накопления осадков.

При таком механизме формирования клиноформ каждая из них содержит два седиментационных маркера, отражающих резкие смены процесса осадконакопления: поверхности размыва с субаэральными признаками и «максимально трансгрессивные» пласты, соответствующие поверхности максимального затопления. Первые обычно не проявляются в волновом поле, а вторые образуют устойчивые отражения. В характере изменения волнового поля заложена информация о том, как заполнялась глубоководная впадина и какой характер смещения имела береговая линия (про- или ретроградационный).

На цветном рис. 7.10 показан один из вариантов интерпретации временного разреза. Отдельные фазы отражений формируют классические типы несогласий: подошвенное прилегание (индекс 1), кровельное утыкание (2) и подошвенное налегание (3) соответственно в нижней, средней и верхней части клиноформного комплекса. Механизм образования такой картины можно объяснить таким образом (цветной рис. 7.11). Временной интервал, заключенный между ОГ НБУ⁰ и НБУ²,

представляет собой осадочный клиноформный комплекс, ограниченный трансгрессивными поверхностями (точнее, поверхностями максимального затопления), внутри которого поведение осей синфазности отвечает про- (соответственно индексы 1, 2, 3) и ретроградационной (4 и 5) направленности развития бассейна седиментации. Первые из них отображают последовательное обмеление и смещение береговой линии в сторону моря в условиях регрессии. Вторые, напротив - наступление моря на сушу, вызванное повышением ОУМ. Накопление песчаных осадков повышенной мощности соответствует низкому стоянию моря (3). Поэтому именно в этом стратиграфическом интервале следует ожидать появления значительных по размеру песчаных конусов выноса у подножия склона.

По результатам анализа динамики волнового поля над горизонтом НБУ² (цикл 3) достаточно уверенно выделяется зона пониженных амплитуд, отождествляемая с присутствием относительно пористых песчаников (цветной рис. 7.12). Ее морфология и положение по отношению к склону глубоководной впадины позволяют считать эту зону конусом выноса. Аналогичный песчаный конус выноса обнаружен на другом объекте (цветной рис. 7.13). Сверху и снизу алевролитовое тело конуса выноса ограничено глинистыми пачками, маркирующими моменты максимального повышения относительного уровня моря (ОУМ) и развития трансгрессии.

Третий этап – разработка емкостной модели природного резервуара. Несмотря на то, что осадочные тела характеризуются широким спектром факторов, определяющих их ФЕС, доминирующую роль среди них играют седиментационные признаки. Наблюдается четкая корреляция между парагенетическими ассоциациями литотипов отложений и характеристикой их ФЕС, преобладающим типом пористости, а соответственно, и параметрами емкости. Различия в генезисе, морфологии и параметрах емкости служат основой для прогноза фаций, типов пустотного пространства и характера насыщения в разрезах скважин, не охарактеризованных керновым материалом.

С учетом имеющегося скважинного материала (керна, ГИС

и промыслово-геофизические исследования), кластеризованного по генетическим признакам в соответствии с принятыми геофизическими характеристиками, осуществляется количественная оценка данных ГИС, в результате которой строятся кривые пористости, выделяются проницаемые пласты и обосновывается их корреляция с учетом положения внутри седиментационных циклитов.

Несомненно, что для выявления особенностей распространения проницаемых пластов по площади и прогноза их ФЕС в межскважинном пространстве необходимо использовать количественные параметры волнового поля. Целесообразно оперировать такими параметрами емкости, как суммарная мощность проницаемых пропластков $H_{\text{эф}}$; «линейные запасы» - коэффициент $mH_{\text{эф}}$ (сумма произведений средней пористости m на мощность проницаемых пропластков с учетом граничного значения пористости); коэффициент удельной емкости пласта E (частное сумм $mH_{\text{эф}}$ в составе продуктивного пласта к его общей мощности).

Построение карт прогнозных параметров осуществляется с применением геостатистического подхода (выявление статистических зависимостей между коллекторскими свойствами целевых интервалов и сейсмическими атрибутами: динамическими параметрами, результатами псевдоакустической инверсии, AVO-атрибутами, картами временных толщин между горизонтами и т.д.). Выбор окон для расчета атрибутов выполняется на основе сейсмической привязки и сейсмогеологического моделирования, основанного на петрофизических зависимостях упругих и емкостных параметров.

Для расчета карт параметров емкости обычно применяются методы статистической интерполяции (Colocated Cokriging, Kriging with External Drift). При правильно построенной регрессионной модели и модели пространственной корреляции эти методы позволяют оптимальным образом настроить весовые коэффициенты сейсмических и скважинных данных, участвующих в вычислении прогнозных параметров. При настройке регрессионной модели на этапе выбора опорных сейсмических атрибутов производится перебор большого числа

многомерных корреляционных зависимостей. Окончательный выбор регрессионной модели обычно осуществляется на основе совместного рассмотрения нескольких статистических показателей. Такой подход позволяет найти оптимальное соотношение между оценкой погрешности прогноза в межскважинном пространстве (определяемой значением выборочного коэффициента корреляции) и надежностью регрессионной модели [72; 106].

Для контроля используется ранее полученная геологическая информация, которая не должна противоречить выявленным закономерностям. Иногда площадь разбивается на отдельные кластеры, отвечающие разным фациальным зонам (цветной рис. 7.14). В данном случае изначально слабая статистическая зависимость коэффициента удельной емкости коллекторов E и импеданса ПАК была значительно улучшена, что позволило построить прогнозную карту параметра E (цветной рис. 7.15) и детализировать карту фациальной зональности (цветной рис. 7.14). Для прогноза емкостных свойств пород пласта можно использовать и прогнозные карты суммарных эффективных толщин коллекторов, определяемых по карте псевдоакустического импеданса (цветной рис. 7.16). В результате, как и в предыдущем примере, особенности распределения эффективных толщин коллекторов контролируются главным образом фациальной зональностью (цветные рис. 7.11. - 7.16).

Основным достоинством предлагаемой технологии прогноза структуры и свойств природных резервуаров, способных содержать УВ-флюид, является то, что здесь используются общеизвестные («неэсклюзивные») методы исследования природных объектов и широко применяемые комплексы обработки и интерпретации скважинных и сейсмических данных.

7.3. Методы прогноза прямого флюидосодержания и изучения трещиноватости геосреды

С учетом увеличивающейся стоимости и сложности бурения скважин большое значение имеют технологии, позволяющие увеличить по геофизическим данным коэффициент достоверности прогнозирования насыщенности коллекторов нефтью и газом. Если считать, что сейсморазведка должна указывать места бурения скважин, то можно определить три важные задачи, определяющие геологическую эффективность сейсморазведочных работ:

- обнаружение ловушек углеводородного сырья;
- определение наличия углеводородов в ловушке;
- выбор оптимального места бурения скважины для

получения высоких и максимальных дебитов УВ.

Первая задача является традиционной, успешное ее решение и определило широкое применение сейсморазведки. Использование отраженных волн для решения следующих двух задач нельзя считать столь же успешным, особенно для сложных сейсмогеологических условий и сложных типов коллекторов при их неравномерном насыщении нефтью и газом. Это обусловлено многофакторной зависимостью динамических и кинематических характеристик сейсмических волновых полей от физико-механических, петрофизических, геологических и других параметров среды. Использование методик «яркого пятна» или расчета AVO-аномалий часто не позволяет выделить критерии, однозначно свидетельствующие о наличии флюида того или иного качества. Следовательно, нужно **искать эффекты самой залежи (флюидонасыщенности пласта) в наблюдаемых волновых полях.**

Поэтому для повышения эффективности сейсморазведки при решении второй и третьей задач нужно использовать те волны, которые имеют однофакторную зависимость от нефтенасыщения и повышенной трещиноватости пород-коллекторов. С одной стороны, к ним относятся возникающие в нефтяной залежи в процессе воздействия на нее упругими колебаниями инфранизкочастотные волны, регистрация которых свидетельствует о наличии нефти в породах. С другой, – это изучение рассеянных волн, образующихся на

совокупности открытых трещин, которые можно использовать для исследования основных направлений трещиноватости продуктивных интервалов. Несмотря на слабую интенсивность этих колебаний, современные средства регистрации и обработки позволяют выделить эти волны на сейсмических записях, и по их энергетике оценивать нефтегазонасыщение пород и интенсивность их трещиноватости.

7.3.1. Прямое обнаружение залежей углеводородов с использованием наведенных низкочастотных излучений

К первой группе таких технологий относится направление АНЧАР (акустическая низкочастотная разведка). Эта технология основана на давно отмеченных эффектах образования низкочастотных колебаний (3 - 5 Гц), возникающих в зонах углеводородной залежи, при ее просвечивании колебаниями удаленных землетрясений [14-16; 31; 55; 58]. Так, М.А. Садовским и А.В. Николаевым были высказаны предположения о том, что реальная геологическая среда, являясь источником микросейсм, «обладает сейсмической эмиссией», а виброколебания «стимулируют возникновение сейсмической эмиссии», при этом залежь нефти и газа может являться «достаточно интенсивным источником микросейсм».

В реальных условиях была зафиксирована тенденция к изменению сейсмоакустической активности газовой залежи после воздействия на нее полем вибросейсмических колебаний вблизи ее расположения, и **отмечено повышение удельного веса низких частот в спектре сейсмоакустического волнового поля**. При этом факт повышения уровня микросейсмического низкочастотного поля над продуктивными участками при воздействии вибратора на поверхности Земли носит устойчивый локальный характер. Прозвучала идея о возникновении в продуктивном пласте (под воздействием колебаний вибратора) локального (в пределах залежи) очага множественных микроземлетрясений. Появилась возможность количественного описания нефтегазовой залежи с помощью координат эпицентра этих колебаний, глубины залежи и ее сейсмического момента. Проверенные глубоким бурением результаты прогнозирования на 50 поисковых объектах

показали как положительный, так и отрицательный прогноз. Коэффициент достоверности прогноза составил около 85%. Поэтому, с учетом результатов прогнозных работ, выполненных по технологии АНЧАР, появилась возможность решения задач по размещению поисковых и разведочных скважин, корректировке и постановке детальных сейсмических и других геофизических работ.

В связи с этим феномен АНЧАР стал рассматриваться как «генерация инфразвуковых волн углеводородной залежью при возбуждении залежи внешним искусственным (индуцированный эффект АНЧАР) или естественным (спонтанный эффект АНЧАР) полем упругих колебаний в полосе частот эффективного взаимодействия поля с углеводородным веществом, находящемся в напряженном метастабильном состоянии». Под воздействием упругих колебаний **нефтегазовая залежь переходит в режим генерации собственных инфразвуковых волн в диапазоне частот, находящемся за пределами нижней границы частотного спектра сигналов возбуждения**, причем этот режим генерации сохраняется в некотором интервале времени после прекращения действия внешнего источника возбуждения. В роли внешнего акустического воздействия могут выступать как естественные факторы (тектоника), так и техногенные. Происходит либо спонтанное, либо вынужденное излучение залежью акустической энергии, которое формирует дополнительный к фоновому поток колебаний в инфразвуковом диапазоне.

Основные положения технологии АНЧАР следующие:

- принципиальное отличие от других методов разведки УВ заключается в том, что в методе АНЧАР информационным сигналом являются не отраженные, не преломленные и не рассеянные волны, а собственное шумовое микросейсмическое низкочастотное излучение нефтегазовой залежи (микросейсмы АНЧАР НГЗ);

- микросейсмы АНЧАР НГЗ можно охарактеризовать как микроземлетрясения, что позволяет использовать основные положения теории очага землетрясения;

- спектр микросейсм АНЧАР НГЗ находится в инфразвуковом диапазоне частот.

Таким образом, содержание индуцированного эффекта АНЧАР заключается в существенном росте мощности акустического излучения самой залежи после волнового воздействия на нее (по отношению к фоновому излучению). Причем эти эффекты наиболее значительны в более низкой полосе частот, отличной от полосы частот диапазона возбуждения. Иначе говоря, регистрируются колебания, рожденные самой залежью (коллектором, насыщенным УВ), или явления новой нелинейной геофизики, демонстрируя активные метастабильные свойства геологической среды.

Регистрируемое на земной поверхности геоакустическое поле (рис. 7.17) имеет вид случайного сигнала со сплошным спектром [58]. Нефтяная или газовая залежь в узкой полосе частот «шумит» в 3 и более раз сильнее, чем в спокойном фоновом состоянии (рис. 7.18). Нарастание микросейсмической активности нефтегазовой залежи происходит относительно плавно. Наведенные микроземлетрясения носят мелкий множественный характер, но зафиксировать отдельно Р или S волны от одного микроземлетрясения не удастся. Аналогично, например, в технологии «ВСП при бурении» (ВСП ПБ) невозможно определить координаты забоя по шуму бурового инструмента. Иначе говоря, в условиях всегда существующей помехи в виде поверхностных волн, по этому шуму невозможно нахождение координат эпицентра активности нефтегазовой залежи и фактической ее глубины.

Технология АНЧАР основана на векторном приеме микросейсмических сигналов. Помимо вертикальной регистрируются У- и Х-компоненты смещения грунта. Используются 12-канальные специальные станции АНЧАР 3. Одним из важнейших мешающих факторов при регистрации колебаний на земной поверхности, как отмечалось выше, являются поверхностные волны, для подавления которых используется группирование СП с базой 100 м и заглублением СП в мелкие скважины.

Для изучения степени направленности метода проводились наблюдения по методике АНЧАР с использованием наземного и скважинного регистрирующих модулей [34]. Последовательность записей осуществлялась в

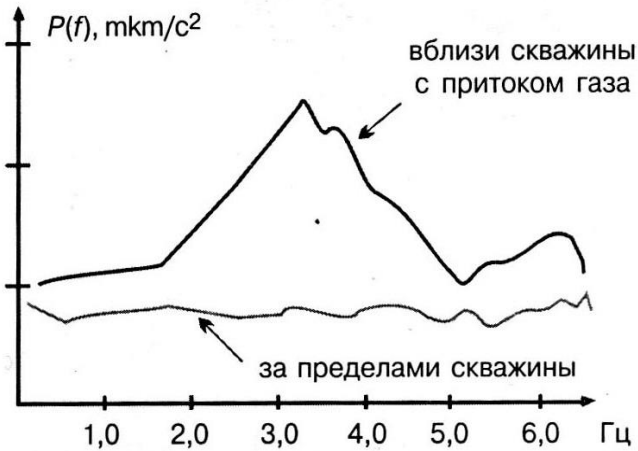


Рис.7.17. Спектральная мощность излучения над и вне залежи УВ

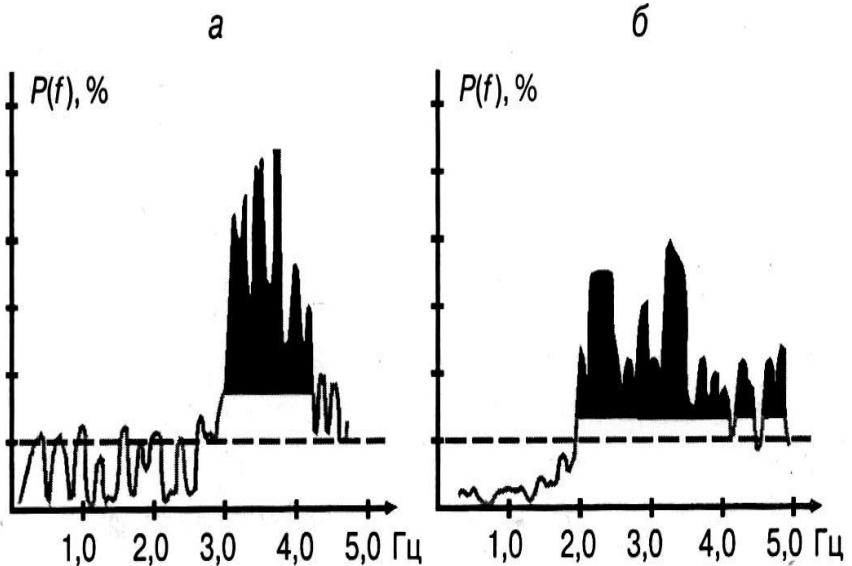


Рис. 7.18. Приведенная к фону спектральная мощность излучения залежи УВ:

а – газовая залежь, *б* – нефтегазоконденсатная залежь

таким порядке: 10 мин - запись фона, 10 мин - запись сигнала при работе вибратора (моночастота 7 Гц) в режиме: 10 с - излучение и 20 с - пауза. Запись велась при разных глубинах скважинного зонда и разных расстояниях вибратора от места расположения регистрирующей наземной аппаратуры (положение наземной установки оставалось неизменным). При измерении интенсивности сигнала регистрирующими модулями установлено (по спектральным характеристикам), что при удалении вибратора на расстояние 50 и 200 м от скважины амплитуда сигнала на поверхностном модуле уже уменьшается в 1,5 – 2 раза. Так, при расположении вибратора на поверхности Земли на расстоянии от скважины 50 м максимальные амплитуды в скважинном модуле наблюдаются на всех глубинах от 200 - 800 м до 1400 м. При удалении вибратора от скважины на расстояние до 200 м интенсивность сигнала на глубине 400 м уменьшалась до 0,3 – 0,7 мВ, на глубине 800 м - составляла всего лишь 0,03 мВ, а на глубине 1400 м – менее 0,01 мВ. Отсюда следует вывод, что сигнал от вибратора распространяется субвертикально [34].

При производственных наземных наблюдениях регистрацию волнового поля проводят до и после воздействия на геосреду. Используют импульсные или вибрационные источники. В процессе обработки сейсмозаписей в каждом пункте приема определяют амплитудные спектры волнового поля до и после воздействия, и путем их сопоставления судят о наличии или отсутствии залежи на участке профиля наблюдения. В месте наличия залежи энергия регистрируемых низкочастотных колебаний на порядок превышает фоновые значения. В местах отсутствия залежей наведенная сейсмоактивность не наблюдается, так как энергия низкочастотных колебаний до и после воздействия соизмеримы.

Одним из объяснений возникновения низкочастотных микросейсм (капельно - пузырьковая теория эффекта АНЧАР) является зависимость их спектра от процентного соотношения размеров сжимаемой (газ или нефть) и несжимаемой (вода) составляющих пластовой флюидной смеси. Некоторое время после снятия вибрации, пока происходит достаточно интенсивное растворение газа, микросейсм АНЧАР сохраняют

низкочастотную особенность в спектре. Может проявляться зависимость частоты от порового давления в породе.

В настоящее время технология АНЧАР применяется:

- для оперативного картирования продуктивного поля разведочной площади;
- определения на разрабатываемых месторождениях ВНК;
- мониторинга подземных хранилищ газа для уточнения ГВК в процессе эксплуатации.

Подобно технологии АНЧАР (но в скважинном варианте) значительный производственный интерес представляет эффект сейсмоакустической эмиссии (САЭ), который наблюдается в скважинах при акустическом воздействии на пласт [39].

Как и АНЧАР, САЭ проявляется в возникновении дополнительного к фоновому потоку акустической энергии в широком частотном диапазоне, в том числе отличном от частоты воздействия. Он может быть вызван процедурами, которые применяются для восстановления проницаемости прискважинной зоны пластов и обусловлен волновым полем большой интенсивности. С физической точки зрения такой отклик среды является результатом нелинейного взаимодействия волнового поля с флюидом, заполняющим поровое пространство. Этот отклик проявляется в виде генерации вторичного излучения, параметры которого адекватно связаны с характером флюида. Особенно наглядно эта связь с характером насыщенности порового пространства флюидом прослеживается в непосредственной близости от расположения источника возмущений и приемника колебаний.

Первичным результатом метода акустического воздействия на пласт (предназначенного, например, для увеличения производительности скважин) является восстановление проницаемости насыщенного пористого пространства, причем как в ближней зоне, так и в удаленной зоне пласта. По результатам гидродинамических исследований после акустического воздействия по всей толще работающих пропластков происходит увеличение проницаемости призабойной зоны на 80 - 130%, а удаленной зоны - на 40 - 160%.

После акустического воздействия происходит изменение

параметров сейсмоакустической эмиссии, причем наибольший вклад в изменение САЭ вносят именно свойства жидкости, которая находится в данный момент в поровом пространстве коллектора. Так, по результатам опытных работ в Татарии на контрольной неперфорированной скважине решалась задача определения характера насыщения пластов методом каротажа САЭ. При этом записывается вначале фоновый сигнал САЭ, а затем - сигнал после облучения силовым акустическим полем выбранных интервалов, с последующим анализом динамики сигнала САЭ. Сигнал САЭ имеет импульсный, регулярный характер, амплитуда которого как минимум на 2 порядка выше фонового.

7.3.2. Возможности применения рассеянных волн для изучения трещиноватости горных пород

Чтобы использовать рассеянные волны, необходимо применять специальные модификации сейсморазведки: создан способ полевых работ и обработки, получивший название Сейсмический Локатор Бокового Обзора (СЛБО). Он направлен на выявление зон вертикальной азимутально-ориентированной трещиноватости массивов горных пород. Технология СЛБО разработана для изучения объемного распределения открытой трещиноватости горных пород с использованием рассеянных волн [47; 59; 60; 99-100]. Для их выделения в волновом поле применяются специальные приемы наблюдения и обработки. Они основаны на принципах локатора бокового обзора, используемых в гидроакустике (на морских судах) и радиолокации (на самолетах и спутниках) для выделения неоднородностей с размерами значительно меньшими, чем длина волны. Наиболее адекватной моделью реальной геологической среды является модель со случайным распределением неоднородностей. Затухание упругих волн в такой среде происходит за счет поглощения в материале пород и рассеяния ее на неоднородностях (трещинах). Количественное соотношение этих потерь зависит от структурных особенностей строения пород.

Рассеянные волны, в отличие от отраженных и преломленных, не нашли широкого применения в

сейсморазведке, хотя начали применяться сравнительно давно для выделения трещиноватых зон. Трещина выступает в виде дипольного источника, форма импульса и амплитуда которого определяются падающей волной. Если рассчитывается волновое поле без учета трещин, а затем поле, рассеянное на трещинах, то из результатов моделирования следует, что волны, рассеянные назад от области с небольшой концентрацией трещин (1 трещина на 25 м), более чем на 2 порядка слабее падающих волн. При размерах области трещиноватости, превышающей длину волны, эти колебания на порядок слабее рассеянных вперед. Но наблюдается особенность, имеющая большой практический интерес: зависимость длительности импульса от размеров области рассеяния. При этом вклад участков области, находящейся за первой зоной Френеля, достаточно велик и соизмерим с вкладом энергии этой зоны. Таким образом, можно выделять не только начальную часть области рассеяния, но и всю эту область и определять ее контуры, что и используется в методе сейсмической локации бокового обзора [47; 59; 60].

В этом методе апертуры излучения и приема выносятся за область исследуемого объема. Число пунктов излучения и приема достигает 100 и более, а кратность накопления сигналов - 10000 и более. Процедура накопления осуществляется следующим образом. Исследуемый массив делится на кубические блоки со стороной меньше половины длины волны. В центр каждого блока осуществляется фокусирование волн от всех излучателей с синфазным суммированием волн на приемниках от каждого излучения, т.е. амплитуды всех импульсов, приходящих в центр кубического блока и от центра блока ко всем приемникам, суммируются и возводятся в квадрат. Поскольку колебания не гармонические, получаемую величину условно можно назвать энергией рассеянной волны, как это и делается на практике. Каждому блоку приписывается полученное при проведении процедуры накопления значение энергии, по максимальным значениям которой и выделяют область рассеяния.

Фокусирующее преобразование сейсмического волнового поля позволяет реализовать синфазное накопление сигналов рассеянных волн с кратностью $10^4 - 10^5$ для каждой точки

объема исследуемой среды. Результатом обработки полевых наблюдений СЛБО является 3-мерная матрица значений энергии рассеянных волн. В связи с тем, что интенсивность открытой трещиноватости пород однофакторно определяет энергию рассеянных волн, ее полученное значение является индикатором интенсивности открытой пористости, а 3-мерная матрица этих значений отражает пространственное распределение трещиноватости в среде.

Технология СЛБО применяется:

- для выбора оптимального места бурения добывающих скважин;
- задания оптимального азимутального направления горизонтальных скважин;
- прогноза осложнений бурения скважин;
- контроля техногенных воздействий на продуктивную толщу с целью интенсификации выработки залежи и др.

В отличие от отраженных и преломленных, рассеянные назад волны не выделяются на сейсмограммах, что ставит под сомнение сам факт их **существования**.

Способ МИРО (миграционное изображение рассеивающих объектов) позволяет использовать материалы наземной сейсморазведки МОГТ для выявления и оконтуривания высокопродуктивных зон скоплений УВ [50], связанных с тектоническими нарушениями, трещиноватостью и аномально напряженным состоянием коллекторов нефти и газа. В связи с этим в комплексе с технологиями азимутального анализа и геомеханического моделирования проводится подавление зеркальной компоненты волнового поля (регулярных отражающих горизонтов), что дает возможность получать изображение среды на рассеянных волнах. Сущность предлагаемого метода – модифицированное весовое миграционное преобразование сейсмических трасс после высококачественной обработки. Классическая постановка задачи сейсмической миграции предусматривает наилучшее, с точки зрения латеральной разрешающей способности, отображение всех рассеивающих элементов геологической среды, независимо от того, образуют ли они континуум (непрерывную совокупность точек), дающий зеркальные

отображения, или концентрируются в совокупности, принадлежащие рассеивающим объектам, или, в пределе, никак не концентрируются, образуя «мутную» среду. Поскольку зеркальная компонента намного интенсивнее, то ее следует ослаблять, чтобы рассеивающий объект был лучше виден.

Особо актуальной становится разработка технологий сейсморазведки, обеспечивающих выявление коллекторских зон в массивных породах нижнего, более глубокого структурного этажа. Трещиновато-кавернозные резервуары представляют собой зоны скопления микропустот, в большей или меньшей степени связанных сетью микротрещин и трещин. Если их размеры колеблются от долей миллиметра до десятков сантиметров, то зоны их скоплений – коллекторские резервуары – характеризуются существенно большими размерами: от первых сотен метров до километра и более. При этом распределение в пространстве микрокаверн носит незакономерный характер, а их концентрация неравномерна.

К макрозонам их развития применим термин «диффузной» кавернозности и трещиноватости. Для таких зон наряду со случайным характером распределения микронеоднородностей в объеме характерно отсутствие резких границ. Из-за отсутствия внутриформационных границ единственным носителем информации может быть отклик рассеянной сейсмической энергии от зон развития неоднородностей.

Эффективная скорость распространения волны при наличии трещин становится ощутимо ниже, возрастает затухание. Волновой отклик от зоны микронеоднородностей (каверн) представляет собой многофазный пакет интерферирующих фрагментов отраженных продольных и обменных волн с временной мощностью, отвечающей толщине кавернозной зоны, обусловленный неравномерной концентрацией микронеоднородностей, образующих участки их разрежения и скопления (кластеры). Размеры последних могут быть уже сопоставимы с длиной волны, а значит, и обеспечивать генерацию локальных отражений, видимых на результатах численного моделирования.

Целая серия публикаций [66; 68; 89; 100] посвящена

доказательству принципиальной возможности выделения зон коллекторов в кристаллических (монокристаллических) породах с помощью использования рассеянной компоненты сейсмического поля.

7.3.3. Прогноз флюидных параметров продуктивных интервалов по сейсмическим данным (методика ДФМ)

Как было показано выше, с конца 70-х г.г. предпринимались многочисленные попытки по данным сейсморазведки создать технологию прогноза флюидных параметров в продуктивных интервалах осадочного чехла (оценки эффективных значений пористости, проницаемости, порового давления, трещиноватости, флюид-фактора, включая и нефтегазонасыщенные толщины). И только в 2000 г. полученные результаты атрибутного анализа сейсмических данных на Варьеганской площади по специальной технологии показали, что амплитуды отражений от продуктивных пластов чутко реагируют на наличие нефти [29; 30].

При этом появилась возможность выполнить прогноз остаточной нефтенасыщенности, основываясь на расчете корреляционной связи между нефтенасыщенной толщиной и импедансом. Поскольку Варьеганское месторождение давно и активно разрабатывается, то прогноз позволил «увидеть» промытые зоны и остаточную нефть и понять основные направления движения закачиваемой в пласт воды. Результаты работ показали высокую эффективность сейсморазведки, однако полученные амплитудные аномалии значительно превышают теоретический эффект от замещения нефти водой.

Возможная причина неудач предыдущих технологий и несовпадение теоретических расчетов с практическими заключаются в выборе схемы модели (парадигмы) перехода от тензора упругих напряжений, созданного упругой волной в данной точке многофазной среды, к ее многочисленным свойствам, включая флюидные параметры. Существует две основные парадигмы (модели постановки и решения проблемы) [81]:

- сейсмический процесс линейным образом определяется моделью упругих модулей флюидонасыщенных сред,

формируемой, в том числе, и переменным тектоническим полем естественной и техногенной природы (геодинамическая модель флюидонасыщенных сред, или флюидодинамическая модель). Эта парадигма (флюидодинамическая) основана на упругой реакции сейсмической волны на медленно меняющиеся в реальном времени и пространстве упругие параметры

- сейсмический процесс порождает дифференциальные упругие смещения в твердой и жидкой фазах флюидонасыщенной среды (возбуждение диффузной волны, нежесткие упругие контакты на плоскостях разрыва сплошности среды). Эта теория (диффузная) основана на мгновенной нелинейной реакции среды во время сейсмического процесса.

Модель флюидодинамического состояния коллектора

Проблема флюидных течений в слоистых средах решается на основе моделей двойной пористости. Так, еще С. Пирсон представлял коллектор любого происхождения двумя системами пористости и проницаемости: 1) слабопроницаемые блоки, заключенные между трещинами, в которых нефть движется медленно на короткие расстояния; 2) высокопроницаемые трещины, приводящие нефть к скважине.

Но модель идеального флюидопроводящего (несжимаемого) пласта в той или иной степени не совпадает с его фактическим состоянием. Это и привело к созданию научного направления: «флюидодинамика осадочного бассейна», теория которого связывает течение Дарси с текущим напряженно-деформационным состоянием (НДС) коллектора. То есть действуют два процесса: блоковая геодинамика в системе «осадочный чехол - фундамент» и флюидные потоки.

Совместно эти два процесса обеспечивают необходимый тепловой обмен между различными интервалами осадочного бассейна в непрерывном режиме дефлюидизации фундамента, что формирует цепочку: **миграция нагретой флюидной смеси – генерация углеводородных растворов интервалах в нефтегазоматеринских породах – миграция углеводородных растворов – аккумуляция в зонах сниженных температур и давлений**. При этом залежи сдерживают лишь разности давлений и температур (P-T фактор).

Таким образом, модель флюидодинамического состояния коллектора объединяет обе генетически связанные модели – модель твердой фазы среды с двойной пористостью (дискретная или блоковая структура различных интервалов осадочного чехла) и модель НДС (геодинамическая модель, в которой параметры НДС являются непрерывными функциями времени). **Именно структура пустотного пространства и параметры напряженно-деформационного состояния слоистой среды, по существу, определяют абсолютные значения проницаемости, флюидного давления и вектора течения флюидного потока [81].**

При этом считается, что начальный пустотный объем изменяется очень мало (сотые - тысячные доли процента), тогда как проницаемость способна измениться на один – два порядка (кубическая зависимость проницаемости от изменения показателя раскрытия одной трещины). Если задана структура пустотного объема (плотность блоков в объеме расчетного интервала и начальная пористость материала блоков) и известно распределение параметров НДС в пределах границ изучаемого интервала геологического разреза, то представляется возможным решить уравнение флюидного течения относительно проницаемости, флюидного давления и вектора потока. И здесь важны не абсолютные значения параметров, входящих в уравнение Дарси, а относительные приращения относительно нормальных значений и знаки градиентов давления в пространстве.

Абсолютную проницаемость вообще нельзя получить, так как ее значения зависят от объема среды, вовлеченного в процесс измерения (масштабный фактор), методов измерения, траектории ствола скважины и способа вскрытия пласта. При этом проницаемость непрерывно изменяется под действием переменных факторов: НДС, флюидного давления, температуры, фазового состава смеси и т.п. Другими словами: оценку проницаемости, отстраненную от конкретных тектонофизических условий, технологии измерения и момента времени измерений, практически не имеет смысла рассматривать как метрологический параметр, тем более принимать его за продукт интерпретации каких-либо данных,

геофизических в особенности.

Поэтому логику прогноза основных флюидных параметров коллектора в объемах ближней (радиус 5 - 10 м) и дальней (радиус 500 - 1000 м) зон влияния среды на параметры флюидного потока в точке их исследования разумнее сформулировать в виде следующей схемы: модель современных геодинамических процессов осадочного чехла и фундамента → геометрия блоковой структуры и параметры НДС на уровне целевого интервала → модель флюидного течения в границах проводящего интервала или пласта. В такой схеме ключевым параметром является **градиент добавочного (сверх литостатического) давления**, а целью интерпретации – **вектор флюидного течения** (контуров стечения или истечения флюидов).

Теоретический и практический опыт обобщений результатов гидродинамических исследований показывает [81]:

- Основным контролирующим параметром в матрице коэффициентов тензора проницаемости является градиент горизонтальной компоненты НДС.

- Горизонтальные градиенты компонент тензора проницаемости согласуются с геометрией блоковой структуры флюидонасыщенного интервала и осадочного чехла в целом.

Поэтому цель интерпретации сейсмических и других геолого-геофизических данных – осуществить оценку параметров модели современных геодинамических процессов в системе осадочный чехол - фундамент. При этом любая твердая оболочка делится на регулярное множество блоков, на что тратится меньше энергии, чем на проскальзывание слоев относительно друг друга. В моменты изменения скорости вращения слоистого тела (Земли) геометрия системы блоков должна быть развернута относительно геометрии блоковой реакции подстилающей оболочки на угол около 45°.

Отсюда вытекает схема прогноза модели: на основе блоковой структуры проводится построение карт интервальных и погоризонтных относительных аномальных давлений, проводится расчет относительной проницаемости в продуктивных интервалах, а затем расчет вектора флюидного

течения в тех же интервалах. При этом согласуются геологическая, геодинамическая и флюидодинамическая модели.

Упругие модули в дискретных неоднородно-напряженных средах

При анализе дискретных структур достаточно оперировать параметрами НДС и измеряемыми компонентами дискретности (плотностями блоков в анализируемом объеме среды), а при анализе трещинных – компонентами НДС и параметрами нескольких систем трещин (шероховатость, протяженность, простирание, раскрытие и т.п.). В.Б. Писецким в дискретную модель, с упорядоченной по седиментационному принципу структурой, дополнительно вводятся параметры давления и трения с учетом фундаментального соотношения J.D. Byerlee [81].

Экспериментально установлено, что до глубин 10 км (до значения общего давления 200 МПа) блоки горной породы могут совместно и линейно деформироваться до того момента, пока выполняется неравенство $\tau \leq 0,85\sigma$, где τ – горизонтальная компонента напряжения, приложенная к боковой грани сжимаемого (разгружаемого) блока, а σ – вертикальная нагрузка на этот же блок. Как только это условие нарушается, линейная деформация переходит в нелинейную форму – в скольжение, что означает растяжение блока по горизонтали (относительное сжатие в вертикальном направлении) или его стяжение (относительная разгрузка).

В нормально-гравитирующей среде $\tau = 0,33 \sigma$, но с учетом действия дополнительных сил в концепции многоярусной тектонической расслоенности вращающейся Земли, значение горизонтальной компоненты обязательно приближается к значению вертикальной, что немедленно вызывает индивидуальные процессы трения каждого блока во множестве других, к которым эти напряжения приложены. Именно микроподвижки разного знака во множестве блоков и поддерживают баланс сил в активных системах с огромной диссипативной составляющей (убывающей вследствие перехода

в другие формы) энергии. В случае, когда между блоками присутствует жидкий флюид, параметр J.D. Byerlee, принятый для сухих моделей равным 0,85, уменьшается до 0,5 и менее.

Другими словами, нормально гравитирующая флюидонасыщенная среда становится неустойчивой и способна перейти в квазизидкое состояние, что и определяет суть современных геодинамических процессов медленного пликативного характера. А в таких средах тензор напряжений можно заменить при расчетах на общее давление. Модели дискретных сред с трением переходят в разряд моделей с масштабным эффектом (несовпадение значений упругих модулей в разных объемах однородного по вещественному составу пространства). Коэффициенты Пуассона начинают зависеть от знака и величины приращения давления в каждом блоке, плотности дискретной структуры и характера флюидонасыщения пород. Решая дифференциальные уравнения равновесия для двух блоков с проскальзыванием, обобщая это решение на произвольное число блоков, можно получить выражение для коэффициента Пуассона в виде [81]

$$\frac{\nu}{\nu_0} = \frac{1 - \frac{1 - \nu_0}{\nu_0} f \frac{P}{P_0}}{1 - 2\nu_0 f \frac{P}{P_0}} C(d) d^{\frac{1}{3}}, \quad (7.1)$$

где ν – коэффициент Пуассона для всего измеряемого объема с дискретной структурой; ν_0 – коэффициент Пуассона для одного сплошного блока; f – коэффициент трения между горизонтальными гранями блоков; P – общее давление в рассматриваемом объеме среды (с учетом дополнительного давления за современную геодинамику); P_0 – нормальное давление гравитирующей массы; d – относительная плотность блоков в данном объеме; C – корректирующая функция за начальную плотность упаковки дискретов (блоков).

Особенности распространения сейсмических волн в неоднородно-напряженных средах с дискретной структурой

Впервые фундаментальное волновое уравнение с начальными напряжениями опубликовано в работах М.А. Biot [107]. В этом уравнении появляется новая деформация ω - твердое вращение, которое возникает в случае, если поле начальных напряжений неоднородно. Иными словами, если к нормальному литостатическому напряжению добавить напряжение, связанное с процессами современной геодинамики, то некоторый элемент среды повернется на определенный угол относительно своего нормального состояния. А к деформациям объема и формы будут добавляться смещение «кручения», обусловленного аномальной разностью компонент «больших» напряжений.

В соответствии с волновым уравнением поле смещений, регистрируемое в сейсморазведке, формируется мгновенной геодинамической моделью среды, которая состоит из двух основных компонент – статической, обусловленной материалом среды, и динамической, созданной добавочным давлением тектонофизической природы. Соответственно коэффициент отражения R упругой волны будет равен

$$R = R_L + R_G.$$

Здесь R_L – коэффициент отражения, зависящий от вещества сплошной среды в точке с нормальным (литостатическим) давлением; R_G – коэффициент отражения в этой же точке среды, соответствующий величине компонент дифференциальных (добавочных) напряжений за счет процессов трения или, иными словами, за счет современных геодинамических процессов. Его величина определяется числом блоков, захваченных в волновой процесс, и параметрами трения, обусловленного «смазкой» и величиной добавочного давления (за счет деформации кручения при процессах относительного «проскальзывания» твердых и жидких частиц в точке отражения упругой волны).

Другими словами, для любой точки, лежащей на границе раздела двух сред с различной дискретной структурой, с различными упругими свойствами твердого материала и заполняющих флюидов, коэффициент отражения R нормально

падающей волны в общем виде можно записать следующим образом:

$$R = R_a + R_d + R_s + R_k.$$

Здесь R_a – акустический импеданс, определяемый упругими модулями сплошного материала среды в высокочастотном приближении для малого объема осадочных пород (не более первых десятков кубических дециметров), R_d – компонента, которая описывается упругими модулями в объеме среды, соответствующей мгновенной частоте сигнала падающей волны (определяется длиной волны). Компоненты R_s и R_k определяются эффектом возбуждения флюидной (диффузной) волны и эффектом проскальзывания твердых частиц среды во время колебательного процесса.

Компоненты $R_a + R_d$ составляют не менее 90% общего коэффициента отражения. При этом компонента R_d отвечает за частотную зависимость общего коэффициента отражения от параметров тензора «больших напряжений», дискретной плотности (функционально связанной с длиной падающей волны) и трения. Вклад каждой из этих компонент в различных осадочных комплексах (особенно для карбонатных отложений) для нормально падающей волны может составлять 50%, а для углов подхода падающей волны 20 - 30° большой вклад вносит компонента R_d . Эти рассуждения относятся к монотипным продольным волнам. Вклад члена R_d в поле поперечных волн еще более значителен.

Отсюда вытекает следующая последовательность флюидодинамического метода [81]. По общей модели среды рассчитывается компонента R_a в высокочастотном приближении сейсмического сигнала отраженной волны. Затем определяется компонента R для варианта, «настроенного» по частоте этого же сигнала. Исключая R_a из R , остаток приравняем к R_d . Под термином «настройка» подразумевается восстановление формы сигнала, соответствующего длине падающей волны. Считая, что R_d является функцией приращения общего давления в точке отражения, можно определить ее по приближенной функциональной зависимости

$$R_d(P) = \left(\frac{A_r}{A_a} \right)^n \left(\frac{F_a}{F_r} \right)^m, \quad (7.2)$$

где R_d – функция относительного приращения общего давления P в точке отражения, A_r и F_r – амплитуда и частота сигнала отраженной волны (по Гильберт преобразованию) соответственно в этой же точке. Коэффициенты A_a и F_a – амплитуда и частота сигнала отраженной волны, значения которых рассчитаны в высокочастотном приближении (мгновенные атрибуты синтетических трасс) или установлены по данным широкополосного акустического каротажа. Показатели степени n и m устанавливаются с учетом генезиса и других геологических особенностей в конкретном осадочном бассейне.

Прогноз флюидодинамических параметров по сейсмическим данным

Методика прогноза флюидодинамических параметров определяется следующими алгоритмами [81].

Амплитудно-частотная трансформация исходного сейсмического волнового поля (временные разрезы или кубы данных) проводится на основе соотношения (7.2). Трансформированное поле по мгновенным атрибутам соответствует компоненте R_d . При обработке особое внимание обращается на амплитудно-частотную корректировку исходных сейсмограмм за искажения в ВЧР. Оператор деконволюции желательно находить по волновому полю ВСП.

Расчет интервальных оценок относительных давлений проводится вертикальным суммированием относительных оценок R_d соседних границ по преобразованному сейсмическому массиву данных с получением матриц (карт) интервальных оценок относительных давлений. Такая оценка, выполненная по нескольким интервалам осадочного чехла, позволяет получить достаточно надежную схему современной блоковой активности осадочного чехла (или фундамента) (цветной рис. 7.19).

При интегрировании матриц блоковой структуры и

относительных давлений получены модели современных геодинамических процессов пород осадочного чехла или его интервалов (горизонтальных или вертикальных). Такое суммирование атрибутов R_d в пределах существенных по толщине интервалов пород минимизирует грубые ошибки и является важным для последующего этапа.

Оценка флюидодинамических параметров (относительной проницаемости, флюидного давления и вектора течения флюида) проводится по параметрам современной блоковой активности осадочного чехла на основе статистического подхода. В этом случае относительная макропроницаемость устанавливается по уравнению связи параметров гидродинамических испытаний эксплуатационных скважин с параметрами матрицы интервальных оценок блоковой активности осадочного чехла R_d .

Если построена флюидодинамическая карта (цветной рис. 7.20), то при анализе полученных результатов могут быть сформулированы два вывода.

1. Контуры стечения флюидов уверенно контролируют область максимального флюидонасыщения продуктивного интервала независимо от геометрии стратиграфических границ.

2. Блоковая структура осадочного чехла и контактные зоны активных блоков в контуре скопления флюидной массы могут существенно повлиять на пространственное размещение УВ, что подтверждается на практике неплоским и неоднородным характером водо- и газонефтяных контактов (ступени, наклоны, разрывы).

Данные этапы интерпретации сейсмических материалов с конечной целью прогноза флюидодинамической модели продуктивного интервала объединяются в технологию с названием «ДФМ-технологии». Аббревиатура ДФМ означает «динамико-флюидная модель». Основой расчета ключевого значения геодинамического параметра является определение добавочного давления в твердой фазе среды, которое управляет основными параметрами флюидопроводящего пласта с дискретной структурой. Реализация всех этапов ДФМ-технологии приводит, в конечном счете, к прогнозу контуров максимального флюидонасыщения, что на неразведанных

территориях может соответствовать вероятному контуру нефтегазонасыщения.

Непосредственный **прогноз нефте-, газо-, водонасыщенности** (прогноза фазового состава флюида) по флюидодинамическим параметрам вполне возможен по характерной изменчивости коэффициента Пуассона по формуле (7.1), но требует усложнения методики.

Наиболее полными и объективными данными о нефтенасыщении являются сведения о добыче пластовых флюидов и закачке воды, на основе которых, однако, нельзя построить корреляционные зависимости из-за разномоментности измерений. Показательно (цветной рис. 7.20), что в зонах повышенных отборов и повышенной закачки воды значения поля ДФМ имеют пониженные значения, и, наоборот, в зонах отсутствия отборов и закачки, т.е. в зонах, не затронутых обработкой (в пределах контуров нефтеносности), значения ДФМ повышены. Часто скважины с большими значениями добычи и закачки располагаются в градиентных зонах поля ДФМ, на границе повышенных и пониженных значений. Зоны вне контура нефтеносности и зоны отсутствия нефтенасыщения по причине глинизации коллекторов (замещения их глинами) имеют, как правило, низкие значения ДФМ. Высокий коэффициент обводненности наблюдается в скважинах, которые располагаются вблизи областей с низкими значениями ДФМ.

Отсюда следует, что форма аномалий ДФМ контролируется структурным планом; зоны глинизации тяготеют к пониженным значениям ДФМ, скважины с большими отборами продукта и большими закачками расположены либо в зонах пониженных значений ДФМ, либо в пограничных зонах; обводненные скважины расположены вблизи пониженных значений ДФМ; наиболее высокие значения ДФМ отмечены внутри контура нефтеносности и приурочены к слабозатронутым разработкой зонам и параметр ДФМ можно использовать как меру нефтенасыщения: чем больше значения ДФМ, тем выше вероятность присутствия УВ и тем больше возможные нефтенасыщенные толщины. То есть параметр ДФМ служит прямым индикатором УВ насыщения. Этот эффект

можно объяснить и в терминах изменения нормального импеданса, и в терминах изменения порового давления. Нужно отметить, что связь между техногенными изменениями порового давления и полем ДФМ не обнаружена, хотя вопрос о степени влияния давления на параметр ДФМ остается открытым. Получается, что зоны с пониженными значениями ДФМ соответствуют водоносному коллектору или области глинизации, а с повышенными – нефтенасыщенному. Учитывая это, можно легко объяснить историю разработки залежей.

Ряд авторов [29; 30] предлагает усовершенствовать данную технологию прогноза нефтеносности на основе анализа частотно-зависимых сейсмических атрибутов (FDSA). Они подтверждают, что дискретное состояние пород приводит к нивелировке физических свойств различных пластов, но выдвигает на значимый уровень степень сжатия пород. В технологии ДФМ рассчитывается комплексный сейсмический атрибут, значения которого зависят, как считается, от общего горного давления. Коэффициент отражения предполагается состоящим из двух частей: импедансной (изучаемой в рамках классической теории) и некой дополнительной, названной пуассоновской, за счет которой и возникают обнаруженные аномалии амплитуд. Вместо модели отражения, предложенной В.Б. Писецким [81], выраженной как

$$R = R_0 + R'(d, P, K),$$

была принята модель [29; 30]

$$R = R_0 + R'(\omega, \rho_f, k, \eta).$$

Здесь R – коэффициент отражения; R_0 – его импедансная часть; R' – дополнительная часть коэффициента отражения; d – дискретность; P – давление; K – коэффициент трения; ω – частота; ρ_f – плотность флюида; k – проницаемость; η – вязкость флюида. Считается, что коэффициент отражения становится частотно-зависимым. Кроме параметра флюида большую роль в формировании общего коэффициента отражения играет проницаемость – наиважнейший промысловый параметр, прогноз которого по сейсмическим данным до недавнего времени считался невозможным.

7.4. Понятие технологической модели месторождений

Сутью современной методики интегрированной интерпретации комплекса данных сейсморазведки, бурения (геологии) и геофизических исследований скважин при изучении нефтегазовых месторождений являются способы объединения, согласования и взаимного дополнения изначально разнородных данных геологов, геофизиков и разработчиков, о строении и свойствах углеводородных резервуаров [35; 73]. Основная цель этих исследований - построение цифровой геологической модели (куба данных) в виде пространственной (X, Y, Z) сетки, узлы которой содержат информацию о положении геологических и петрографических границ, характеризующих геометрию резервуара, параметрах, описывающих литологию пород, их физико-геологические свойства, а также свойства насыщающего флюида.

Модель систематизирует всю информацию и сохраняется в памяти компьютера. Она может в дальнейшем уточняться и воспроизводиться в любом удобном для пользователя виде. Она является основой для постановки разведочного бурения с целью доразведки месторождений, подсчета запасов, проектирования оптимальной разведки, проведения геолого-технических мероприятий, направленных на повышение нефтеотдачи пластов. Иначе говоря, модель позволяет уточнить контуры залежей и определить их фильтрационно-емкостные свойства.

Чаще всего интегрированная геологическая модель необходима в качестве информационной основы подсчета запасов, гидродинамического моделирования, мониторинга эксплуатации. Поэтому детальность и точность цифрового описания конкретной геологической модели должны удовлетворять требованиям последующих потребителей информации, выполняющих формализованные математические операции со структурными и петрофизическими параметрами резервуаров.

Очевидно, что для подсчета запасов, анализа разработки и решения подобных задач, геологические модели резервуара (не обязательно сеточные) на основе интегрирования информации, строились всегда. Однако лишь в последние годы все более заметной становится роль данных сейсморазведки в

формировании представлений о геологической модели резервуара. Причиной этого, помимо существенного научного и технологического прогресса сейсморазведки отраженными волнами, является понимание того, что нефтегазовые коллекторы гораздо более изменчивы по латерали, чем ранее представлялось. Сейсморазведчик, в отличие от геолога и разработчика, геологические модели которых часто основываются на простейшей интерполяции материалов скважин, изначально получает площадную информацию о строении объекта, и поэтому его данные о латеральной геологической изменчивости резервуара могут быть объективным вкладом в формирование модели.

Для замены в предыдущем предложении слов "могут быть" на слово "являются" должны быть решены три основные проблемы.

Во-первых, сейсморазведчик получает данные о резервуаре во временном масштабе, а не в глубинном, необходимом потребителям.

Во-вторых, что еще более важно, вертикальная разрешенность сейсморазведки обычно не позволяет получать надежную информацию об объектах толщиной менее 10 - 20 м, типичной для коллекторов углеводородов.

Наконец, в-третьих, свойства отраженных сейсмических волн обусловлены упругими характеристиками пород, в то время как для геологической модели резервуара первостепенными являются иные параметры - пористость, проницаемость, глинистость и т. д.

В зависимости от этапа геолого-разведочных работ цели построения моделей могут видоизменяться, становиться все более детальными и все более ориентированными на конечный результат соответствующей стадии изучения месторождения УВ. Иногда выделяют несколько видов моделей [76]. Так, **структурные** модели описывают пликративную и дизъюнктивную морфологию исследуемых объектов. **Стратиграфические** – отражают геологическое время напластований, временные соотношения выделяемых геологических тел. **Структурно-формационные** – описывают внутреннюю структуру объектов, тип их слоистости, связи их

структурных и вещественных характеристик. **Литофациальные** – определяют условия осадконакопления и литологический состав отложений на основе анализа генезиса геологических тел, представленных в структурно-формационных моделях. **Емкостные** - в которых структурно-формационные и литофациальные характеристики преобразуются на основе комплексирования с данными ГИС и бурения в коллекторские свойства: пористость, проницаемость, эффективную нефтегазонасыщенную мощность и т.п. **Фильтрационные** – позволяют выполнять геофлюидное моделирование резервуара на стадиях подсчета запасов, проектирования разработки месторождений с учетом проницаемости и коллекторских свойств пород, роли непроницаемых экранов, свойств содержащихся в отложениях флюидов и т.п.

На ранних стадиях (например, на стадии поисков) основная цель составления модели - это изучение осадочного бассейна или его части для обоснования разведки перспективных площадей. На стадии разведки геологическая модель требуется для повышения эффективности разведочного и эксплуатационного бурения за счет снижения непроизводительных затрат («лишних» скважин) в зонах геологического риска. В процессе эксплуатации модель способствует оптимизации разработки месторождений за счет более точного описания емкостных свойств резервуаров и контуров залежей в случае сложного строения пластов (например, при глинизации, выклинивании, наличии тектонических и стратиграфических экранов).

Роль геологического фактора модели (расшифровка седиментационных обстановок, картирование фациальных зон) существенно повышается и зачастую становится определяющей при межскважинной интерполяции и экстраполяции геологических тел. Тщательная корреляция разрезов скважин по данным ГИС и сейсморазведки, с выделением регулярных и нерегулярных реперов, позволяет обоснованно оценить латеральную и вертикальную неоднородность разреза. Фактически эта процедура во многом и определяет качество получаемых моделей.

На завершающей стадии геолого-разведочных работ, в

частности на стадии моделирования резервуаров с целью контроля за разработкой месторождений, расчетно-параметрический подход становится основным, все решается на уровне физических параметров резервуара – его геометрии, пористости коллектора, проницаемости и т.п. Геологические данные, т.е. соображения о фациях, стратиграфии, литологии и прочие, здесь уже отходят на второй план. Они уже сыграли свою роль на предыдущих стадиях исследований. Если для построения начальных моделей (вплоть до литофациальных и седиментационных) можно использовать сейсмические данные 2D, то для построения емкостных и фильтрационных моделей уже необходимы данные сейсморазведки 3D.

Современные технологии подготовки месторождений к эксплуатации и разработке направлены на оптимизацию всего процесса поисков, разведки и извлечения запасов из недр для достижения максимальных значений **коэффициента извлечения нефти**. В соответствии с регламентом Минтопэнерго собственно геологическая модель - это часть постоянно действующей **геолого-технологической модели** (ГТМ) [35], которая создается на начальном этапе и завершается процессом подсчета запасов. В дальнейшем создается гидродинамическая модель, которая и решает задачи разработки месторождения. Она позволяет исследовать и прогнозировать процессы, протекающие при разработке в объеме резервуара, непрерывно уточняется на основе новых данных на протяжении всего периода эксплуатации месторождения.

Поэтому геолого-технологическая модель включает три основных взаимосвязанных элемента: цифровую базу данных, цифровую геологическую модель и цифровую гидродинамическую модель. ГТМ является математическим представлением объекта разработки. Подобное представление модели позволяет в короткие сроки на основе современного математического аппарата делать прогнозные оценки различных геолого-технологических вариантов решения производственных задач с определением их экономической эффективности.

Согласно официальным документам понятие «новое месторождение» обретает конкретную форму в процессе и по завершению поисково-оценочного этапа. Начиная с этого этапа

можно говорить о наличии постоянно действующей модели месторождения.

Процесс жизни модели включает этапы: сбор данных, создание модели, поддержка модели в рабочем состоянии, решение прикладных задач на базе модели, наполнение модели новыми данными, пересмотр модели при поступлении значительного объема новых данных.

В главе 7 показана сущность и даны примеры современной интегрированной технологии интерпретации разнородных геолого-геофизических данных. Для этого на скважинах определяются корреляционные зависимости между сейсмическими атрибутами (динамическими параметрами, данными ПАК, АВО-атрибутами и т.п.) и фильтрационно-емкостными (эффективные мощности, коэффициенты пористости, проницаемости и т.д.) параметрами отложений. По этим связям и форме колебаний проводится литолого-фацциальное районирование территорий и прогнозирование свойств коллекторов в межскважинном пространстве.

Таким образом, кинематическая интерпретация дает геометрию перспективных объектов, а атрибутный анализ позволяет прогнозировать зоны замещения коллекторов, изменения пористости коллекторов и т.п. Полученные сведения могут использоваться при детализации перспективных структур или при подсчете запасов при их разведке.

В заключительной части главы проводится краткий обзор методов, позволяющих предсказать нефте- и газонасыщенность отложений выявленных сейсморазведкой перспективных объектов (технологии АНЧАР, СЛБО, ДФМ). Дано понятие цифровой и технологической модели изучаемых объектов.

Примеры использования атрибутного анализа для решения геологических задач могут использоваться для написания рефератов.

Вопросы для самоконтроля

На чем основано сейсмофациальное районирование?

В чем сущность геостатистического подхода при установлении связей между сейсмическими атрибутами и параметрами пластов-коллекторов?

На чем основана методика АНЧАР?

Каким образом параметры волновых полей могут использоваться для изучения петрофизических свойств пластов?

Объясните понятие «сейсмофациальное районирование»?

Объясните механизм формирования клиноформ.

Назовите основные методы изучения прямого флюидосодержания.

Изложите сущность методики СЛБО.

По каким сейсмическим атрибутам проводится оценка флюидодинамических параметров?

Какие типы моделей получают при интерпретации данных сейсморазведки и ГИС?

Для чего составляется технологическая модель?

Дайте понятие технологической модели месторождения.

Заключение

За последние десятилетия постоянно происходят качественные изменения методов обработки и интерпретации сейсмических данных. Технология сейсморазведки становится более сложной, располагая широким арсеналом эффективных алгоритмов (нейронные сети, генетические алгоритмы, информационно-статистические критерии, вейвлет-анализ, томографические методы и многие др.) и техническими возможностями современной компьютерной техники. Поэтому специалист в области сейсморазведки должен обладать глубокими познаниями в различных смежных областях, таких как геология, теория распространения волн в сложных средах, методы обработки сейсмической информации, моделирование сейсмических волновых полей для сложнопостроенных сред, принципы построения пакетов обработки и современные математические методы анализа информации.

Методы обработки в сейсморазведке меняются очень быстро, привлекая новые способы оценивания параметров и построения трехмерных изображений сред. Поэтому в процессе подготовки наряду с фундаментальными знаниями в области геологии, физики, математики студенты должны получать информацию о новейших направлениях в области технологии обработки полевых данных, которая позволит решить на современном уровне геологические задачи, стоящие перед сейсморазведкой.

Нужно отметить, что возможности для решения ряда задач обработки и интерпретации данных сейсморазведки российскими геофизиками в последние 10 - 15 лет несколько снизились [13]. Это обусловлено тем, что затянувшаяся пауза в развитии российской геофизики (годы «перестройки» и становления рыночных отношений) нарушила связь поколений. Так, многие опытные способные исследователи вынуждены были прекратить свою активную деятельность или уехать за рубеж, а молодые специалисты, работающие в последние годы, в большинстве компаний ориентированы на использование зарубежных технологий, которые не предполагают активного вмешательства геофизика в налаженный производственный

процесс.

Возможно, те сведения, которые имеются в данном пособии, позволят студентам геофизикам, геологам и молодым специалистам нестандартно взглянуть на современные проблемы обработки и интерпретации сейсмических данных и изменить их в лучшую сторону.

Библиографический списокОсновной

1. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка: учебник для вузов. Тверь: Изд-во АИС, 2006. 744 с.
2. Бондарев В.И., Крылатков С.М. Основы обработки и интерпретации данных сейсморазведки. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2001. 198 с.
3. Бондарев В.И., Крылатков С.М. Анализ данных сейсморазведки. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2002. 212 с.
4. Бондарев В.И. Основы сейсморазведки. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. 332 с.
5. Бондарев В.И. Сейсморазведка: учебник для вузов. В трех книгах. Книга 2. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. С. 105-322.
6. Бондарев В.И. Сейсморазведка: учебник для вузов. В трех книгах. Книга 3. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. С. 323-620.
7. Урупов А.К. Основы трехмерной сейсморазведки: учебное пособие для вузов. М.: ФГУП Изд-во «Нефть и газ», 2004. 584 с.
8. Кузнецов В.И. Элементы объемной (3D) сейсморазведки: учебное пособие для вузов. Тюмень: Изд-во Тюмень, 2004. 272 с.

Дополнительный

9. Авербух А.Г., Буцневий Э.М., Гельфанд В.А. и др. Вопросы применения сейсморазведки для прогноза нефтегазонасыщенности, литологии, аномально высоких давлений и буримости горных пород // Нефтегазовая геология и геофизика. М.: ВНИИОЭНГ, 1976. 76 с.
10. Авербух А.Г. Изучение состава и свойств горных пород при сейсморазведке. М.: Недра, 1982. 232 с.
11. Авербух А.Г. Методика интерпретации данных сейсморазведки при интегрированном изучении нефтегазовых резервуаров // Геофизика. 1998. №1. С. 13-19.
12. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология // Теория и методы: в двух томах. М.: Мир, 1983. 880 с.
13. Ампилов Ю.П. Сейсмическая интерпретация: опыт и проблемы. М.: Геоинформмарк, 2004. 286 с.

14. Арутюнов С.Л., Кузнецов О.Л., Карнаухов С.М. и др. Опыт низкочастотной разведки в газоносных районах Оренбургской области // Геология нефти и газа. 1994. №1. С. 33-34.
15. Арутюнов С.Л., Кузнецов О.Л., Востров Н.Н. и др. Технологии АНЧАР 10 лет // Технологии сейсморазведки. 2004. №2. С. 127-131.
16. Арутюнов С.Л., Иванов С.И., Карнаухов С.М. и др. Нефтегазовая зональность северо-востока Прикаспийской синеклизы и сопредельных земель по данным инфрачастотных сейсмических исследований // Геофизика. 2005. №1. С. 21-25.
17. Афанасьев М.Л., Копилевич Е.А., Давыдова Е.А. и др. Комплексное прогнозирование фильтрационно-емкостных свойств коллекторов в трехмерном межскважинном пространстве на основе использования новой спектрально-скоростной технологии // Технологии сейсморазведки. 2005. №2. С. 11-17.
18. Ахметшин Н.М., Екименко В.А., Мыслина Т.А. Возможности сейсморазведки 3D для проектирования горизонтальных стволов в зонах развития эрозионных врезов // Геофизика (специальный выпуск «Татнефтегеофизика»). 2003. С. 25-27.
19. Берзон И.С., Епинатьева А.М., Парийская Г.Н., Стародубровская С.П. Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 512 с.
20. Блинецов М.Т., Меньшиков Ю.П. «Яркое пятно» в нижнемеловых отложениях Шаимского нефтегазоносного района Западной Сибири // Геофизика. 2002. №4. С. 11-14.
21. Бляс Э.А. Новый взгляд на скорости ОГТ в слоистых латерально-неоднородных средах: аналитическое и численное исследование // Технологии сейсморазведки. 2005. №3. С. 7-25.
22. Бусыгин И.Н., Мосякин А.Ю., Бусыгин А.И. Методика прогноза УВ-насыщения в условиях терригенного разреза на основе АВО-анализа сейсмических данных // Геофизика (специальный выпуск «Технологии сейсморазведки-1»). 2002. С. 96-100.

23. Воскресенский Ю.Н. Изучение изменений амплитуд сейсмических отражений для поисков и разведки залежей углеводородов: учебное пособие для вузов. М.: РГУ нефти и газа, 2001. 68 с.

24. Гальперин Е.И. Вертикальное сейсмическое профилирование. М.: Недра, 1982. 344 с.

25. Гатаулин Р.М., Митюков А.В., Назаров С.А. Трехмерный анализ фаций на основе нейронной и иерархической кластеризации // Геофизика. 2005. №4. С. 7-9.

26. Глебов А.Ф., Мулявин К.М., Евдокимова Т.И. Сейсмоформационное изучение юрского нефтегазоносного комплекса Ханты-Мансийского и Томского Приобья // Геофизика (специальный выпуск «Технологии сейсморазведки-1»). 2002. С. 41-53.

27. Гогоненков Г.Н. Прогнозирование геологического разреза по сейсмическим данным // Геология нефти и газа. 1981. №1. С. 48-55.

28. Гогоненков Г.Н. Изучение детального строения осадочных толщ Сейсморазведкой. М.: Недра, 1987. 221 с.

29. Голошубин Г.М., Кондрашов А.Д., Корчагин С.А. О вибростимуляции нефтеотдачи пласта // Известия вузов. Сер. Нефть и газ. 1998. №1. С. 48-54.

30. Голошубин Г.М., Ильин С.Н., Копунов С.Э. Прогноз нефтегазоносности на основе анализа частотно-зависимых сейсмических атрибутов (FDSA) // Технологии сейсморазведки. 2006. №1. С. 67-68.

31. Графов Б.М., Арутюнов С.Л., Казаринов В.Е и др. Анализ геоакустического излучения нефтегазовой залежи при использовании технологии АНЧАР // Геофизика. 1998. №5. С. 24-28.

32. Гурвич И.И., Боганик Г.Н. Сейсмическая разведка. М.: Недра, 1980. 551 с.

33. Давыдова Е.А. Методика картирования нефтепродуктивных типов геологического разреза по спектрально-временным параметрам // Геофизика. 2003. №3. С. 14-16.

34. Дворников В.В., Сиротинский Ю.В. Характер распространения низкочастотного излучения // Технологии сейсморазведки. 2004. №2. С. 135-136.

35. Денисов С.Б. Задачи геофизики в современных технологиях поиска, разведки и разработки месторождений // Геофизический вестник. 2003. №11. С. 8-12.

36. Денисов С.В., Рудая В.С., Сальников Н.В. К вопросу об оценке точности структурных построений // Геофизика. 2004. №4. С. 3-6.

37. Добрынин В.М., Серебряков В.А. Геолого-геофизические методы прогнозирования аномальных пластовых давлений: М.: Недра, 1989. 286 с.

38. Добрынин В.М., Городнов А.В., Пименов Ю.Г. и др. Роль геолого-промысловой информации и ее использование для увеличения добычи углеводородов и снижения затрат на разработку месторождений шельфа // Геофизический вестник. 12. 2005. С. 5-9.

39. Дрягин В.В., Кузнецов О.Л., Рок В.Е. Вызванная сейсмоакустическая эмиссия в скважине // Технологии сейсморазведки. 2004. №2. С. 132-134.

40. Екименко Е.А., Пустовалова С.М., Дубровская И.С. и др. Возможности сейсмофациального анализа при оценке нефтеперспективности верхнеюрских отложений Западной Сибири // Геофизика (специальный выпуск «Гатнефтегеофизика»). 2003. С. 17-20.

41. Жуков А.П., Жемчугова В.А., Эпов К.А., Федотов С.Л. Прогнозирование структуры и свойств природных резервуаров на основе комплексной интерпретации сейсмических и скважинных геолого-геофизических данных // Технологии сейсморазведки. 2006. №1. С. 69-78.

42. Интерпретация данных сейсморазведки: справочник / под ред. О.А.Потапова. М.: Недра, 1990.

43. Информативность различных параметров волнового поля при прямых поисках месторождений углеводородов / А.Авербух, А.Гриншпун, С.Птецов и др. // Сейсморазведка. М.: Изд-во СЭВ, 1982. Т.1. С. 158-170.

44. Калабин С.Н., Катошин А.Ф., Козлов В.Г. и др. Перспективы нефтегазоносности турнейской толщи заполнения

Камско-Кинельских прогибов в северных районах Пермской области. М.: ОАО НТК «Нефтеотдача», 2002. 94 с.

45. Карогодин Ю.Н., Арментроут Д.М. Анализ основных понятий и терминов литмологии и сиквенс-стратиграфии // Геология и геофизика. 1996. №7. С. 3-11.

46. Кашеев Д.Е., Кирнос Д.Г. Использование имитационного аннилинга для инверсии данных сейсморазведки // Геофизика (специальный выпуск «Технологии сейсморазведки – I»). 2002. С. 75-79.

47. Кирьянов Ю.А., Кокшаров В.З., Чиркин И.А., Смирнов М.Ю. Трещиноватость геосреды и ее изучение сейсмоакустическими методами // Геофизика (специальный выпуск «Тюменьнефтегеофизика»). 2004. С. 9-16.

48. Козлов В.Г., Лаптев А.П., Попова В.С. и др. Сейсморазведка 3D при детальном изучении сложнопостроенных залежей нефти // Геофизика (специальный выпуск «Пермнефтегеофизика»). 2000. С. 49-55.

49. Козлов В.Г., Попова В.С., Турченко Е.И. Прогнозирование строения залежей нефти в карбонатном комплексе на основе сеймостратиграфического анализа // Геофизика (специальный выпуск «Пермнефтегеофизика»). 2000. С. 56-64.

50. Козлов Е.А., Баранский Р.Л., Семенов В.Ф. и др. Раздельное изображение зеркальных и рассеивающих геологических объектов по данным 3D сейсморазведки // Технологии сейсморазведки. 2004. №2. С. 4-16.

51. Кондратьев О.К. Сейсмические волны в поглощающих средах. М.: Недра, 1986. 176 с.

52. Кондратьев О.К. Разрешающая способность сейсморазведки МОВ-ОГТ // Геофизика. 2006. №2. С. 3-12.

53. Кондратьев И.К., Бондаренко М.Т., Каменев С.П. Динамическая интерпретация данных сейсморазведки // Геофизика. 1996. №5-6. С. 41-46.

54. Копилевич Е.А., Давыдова Е.А., Самаркин М.А.. Помехоустойчивость и частотная разрешающая способность спектрально-временного метода картирования типов геологического разреза по данным сейсморазведки // Геофизика. 2004. №2. С. 21-24.

55. Корчагин С.А. Некоторые свойства спектров микросейсм в горной породе // Геофизика. 2005. №1. С. 17-20.
56. Корягин В.В. Геосейсмические модели и волновые поля. Самара: Изд-во Самарского НЦ РАН. 2000. 312 с.
57. Кузнецов О.Л. и др. Физико-химические основы прямых поисков залежей нефти и газа. М.: Недра, 1986. 216 с.
58. Кузнецов О.Л., Графов Б.М., Сунцов А.Е., Арутюнов С.Л. Технология АНЧАР. О теории метода // Геофизика (специальный выпуск «Технологии сейсморазведки –П»). 2003. С. 103-107.
59. Кузнецов О.Л., Файзуллин И.С., Чиркин А.И. и др. Опыт изучения трещиноватости геосреды методом сейсмического локатора бокового обзора – СЛБО // Геофизика XXI век, 2003.
60. Кузнецов О.Л., Курьянов Ю.А., Чиркин И.А., Шленкин С.И. Сейсмический локатор бокового обзора // Геофизика (специальный выпуск «Тюменьнефтегеофизика»). 2004. С. 17-22.
61. Кулагин А.В., Мушин И.А., Павлова Т.Ю. Моделирование геологических процессов при интерпретации геофизических данных. М.: Недра, 1994. 186 с.
62. Кунин Н.Я., Будагов А.Г., Шейх-Заде Э.Р. Разрешающая способность сейсморазведки при изучении геологических сред. М.: ВИЭМС, 1986. 40 с.
63. Курочкин А.Г., Борисенко Ю.Д., Калайдина Г.В. Инверсия сейсмической информации в параметры модели среды // Геофизика (специальный выпуск «Технологии сейсморазведки –П»). 2003. С. 44-47.
64. Лаптев А.П. Районирование территории Пермского Прикамья по верхней отражающей границе – основа структурной интерпретации данных сейсморазведки на нефть и газ: дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук / Перм. ун-т. Пермь, 2005.
65. Левянт В.Б., Билибин С.И., Шурыгин А.М. Граничные условия, способы оптимизации и подтверждаемость атрибутивного прогнозирования параметров продуктивных пластов по данным сейсморазведки 3D и ГИС // Геофизика

(специальный выпуск «Технологии сейсморазведки – I»). 2002. С. 106-116.

66. Левянт В.Б., Тронов Ю.А., Шустер В.Л. Использование рассеянной компоненты сейсмического поля для дифференциации кристаллического фундамента на коллекторские и моноклитные зоны // Геофизика. 2003. №3. С. 17-26.

67. Левянт В.Б., Шустер В.Л., Антонова И.Ю. Статистика подтверждаемости прогнозов структурных поверхностей и подсчетных параметров при использовании сейсморазведки 3D // Технологии сейсморазведки. 2005. №2. С. 105-120.

68. Левянт В.Б., Петров И.Б., Челноков Ф.Б. О природе отклика рассеянной сейсмической компоненте от зоны кавернозности и трещиноватости в массивах пород // Геофизика. 2005. №6. С.5-19.

69. Литологическая интерпретация геофизических материалов при поисках нефти и газа. М.: Недра, 1988. 256 с.

70. Лукьянов Р.Ф., Ланцев В.Ф., Лаптев А.П. Скважинная сейсморазведка // Геофизика (специальный выпуск «Пермнефтегеофизика»). 2000. С. 71-75.

71. Малярова Т.Н., Птецов С.Н., Иванова Н.А. Методика изучения и прогноз коллекторских свойств резервуаров руслового генезиса по данным сейсморазведки 3D и ГИС в условиях широтного Приобья // Технологии сейсморазведки. 2004. №2. С. 92-99.

72. Методические рекомендации по использованию данных сейсморазведки (2D, 3D) для подсчета запасов нефти и газа /Б.В.Левянт, Ю.П.Ампиров, В.М.Глоговский и др. // Технологии сейсморазведки. 2006. №3. С. 96-127.

73. Методические указания по созданию постоянно действующих геолого-геофизических моделей нефтяных и газонефтяных месторождений: часть 1 (геологические модели). М.: ВНИИОЭНГ. 2003. 52 с.

74. Михальцев А.В., Мушин И.А., Погожев В.М. Обработка динамических параметров в сейсморазведке. М.: Недра, 1990. 189 с.

75. Мосякин А.Ю., Бусыгин И.Н. Прогноз газонасыщения понт-меотических песчаников северного борта Западно-

Кубанского прогиба // Геофизика (специальный выпуск «Технологии сейсморазведки-1»). 2002. С. 101-105.

76. Мушин И.А. Нефтегазовая сейсморазведка и сейсморазведчики в начале XXI века // Геофизика. 1999. №1. С. 9-17.

77. Мушин И.А. Закон Головкинского-Вальтера в сейсмоформационной реализации // Геофизика. 2005. №1. С. 3-6.

78. Мушин И.А., Белоусов Г.А., Городков А.Б. СВАН-сейсморазведка: спектрально-временной анализ в технологиях сейсморазведки // Геофизика. 2005. №5. С. 3-9.

79. Нестеров В.Н., Копилевич Е.А., Мушин И.А. и др. Технология комплексного спектрально-скоростного прогнозирования фильтрационно-емкостных свойств и нефтепродуктивности коллекторов в межскважинном пространстве // Технологии сейсморазведки. 2005. №1. С. 67-77.

80. Осадочные бассейны: методика изучения, строение, эволюция / под. ред. Ю.Г.Леонова, Ю.А.Воложа. М.: Научный мир, 2004. Вып. 543. 526 с.

81. Писецкий В.Б. О выборе парадигмы в методах прогноза флюидных параметров по сейсмическим данным // Технологии сейсморазведки. 2006. №3. С. 19-29.

82. Прямые поиски залежей нефти и газа по комплексу геофизических и геохимических методов / Е.В.Карус, О.Л.Кузнецов, М.А.Киричек и др.: Труды 30-го Международного геофизического симпозиума. Т. 1. М., 1985. 156 с.

83. Птецов С.Н. Анализ волновых полей для прогнозирования геологического разреза. М.: Недра, 1989. 135 с.

84. Птецов С.Н., Зорькина В.Я. Прогнозирование эффективных толщин коллекторов по данным трехмерной сейсморазведки: технологии и проблемы // Геофизика. 2000. №3. С. 13-17.

85. Птецов С.Н., Матусевич В.Ю. Расчет и интерпретация глубинных кубов пористости на основе сейсмической инверсии // Технологии сейсморазведки. 2005. №2. С. 4-10.

86. Пузырев Н.Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М.: Гостоптехиздат, 1959. 451 с.

87. Пузырев Н.Н. Методы и объекты сейсмических исследований. Введение в общую сейсмологию. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 301 с.

88. Решение литологических задач сейсмическими методами разведки / Е.А.Галаган, А.М.Епинатьева, В.Н.Патрикеев и др. М.: Мир, 1979. 224 с.

89. Салихова Т.С., Потапова Н.А. Прогноз эффективной нефтенасыщенной мощности коллекторов по данным сейсморазведки 3D // Геофизика (специальный выпуск «Татнефтегеофизика»). 2003. С. 15-17

90. Сейсмическая стратиграфия / под ред. Ч. Пейтона: в 2 ч. М.: Мир, 1982. 846 с.

91. Сейсморазведка: Справочник геофизика. Кн. 1, 2. М.: Недра, 1990. 336, 400 с.

92. Силаев В.А. Скважинная сейсморазведка. Метод глубинного сейсмического торпедирования. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2002. 204 с.

93. Смирнов В.Е. Эвристическое прогнозирование геологических разрезов методом стохастической сейсмической инверсии // Геофизика (специальный выпуск «Технологии сейсморазведки - II»). 2003. С. 48-61.

94. Спасский Б.А. Цифровая обработка сейсмических данных / Перм. ун-т. Пермь, 1986. 96 с.

95. Спасский Б.А. Учет верхней части разреза в сейсморазведке. Иркутск: Изд-во Иркутск. ун-та. 1992. 184 с.

96. Спасский Б.А., Нурсубин М.А., Ланцев В.Ф. и др. Рациональный комплекс изучения скоростной характеристики разреза // Геофизика (специальный выпуск «Пермнефтегеофизика»). 2000. С. 65-70.

97. Структурно-формационная интерпретация сейсмических данных / И.А. Мушин, Л.Ю. Бродов, Ф.И. Козлов, Ф.И.Хатьянов. М.: Недра, 1990. 299 с.

98. Теплицкий В.А. Применение скважинной сейсморазведки для изучения структур в нефтегазоносных районах. М.: Недра, 1973. 130 с.

99. Файзуллин И.С., Чиркин И.А. Сейсмоакустические методы изучения трещиноватости горных пород // Геоинформатика. 1998. №3. С. 24-27.

100. Файзуллин И.С., Куценко Н.В. О возможности применения рассеянных волн для изучения трещиноватости геосферы по данным численного моделирования // Геофизика. 2004. №5. С. 5-9.

101. Хаттон Л., Уэрдингтон М., Мейкин Дж. Обработка сейсмических данных. М.: Мир, 1989. 216 с.

102. Хатьянов Ф.И. Структурно-формационная интерпретация данных сейсморазведки // Обзор. Сер. Нефтегазовая геология и геофизика. Вып.20. М.: ВНИИОЭНГ, 1982. 43 с.

103. Хатьянов Ф.И. Сейсмоформационное прогнозирование // Обзор. Сер. Нефтегазовая геология и геофизика. Вып. 11. М.: ВНИИОЭНГ, 1985. 45 с.

104. Чалов С.Е. Матусевич В.Ю., Птецов С.Н. и др. Определение свойств тонкослоистых песчаных резервуаров на основе сейсмического прогнозирования и анализа кубов пористости, плотности и коэффициента Пуассона // Геофизика (специальный выпуск «Технологии сейсморазведки-1»). 2002. С. 83-90.

105. Шыхалиев Ю.А., Гаузер Г.Е. К вопросу прогнозирования зон АВПД по данным сейсморазведки // Геофизика. 2006. №1. С. 21-25.

106. Эпов К.А., Малышева Е.О., Чертенков М.В. и др. Использование геостатистического анализа при прогнозировании свойств слабоконтрастных пластов по данным сейсморазведки 3 D // Геофизика (специальный выпуск «Технологии сейсморазведки-2»). 2003. С. 62-69.

107. Biot M.A. Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media // J. Appl. Phys. 1962. 33. P. 1482-1498.

108. Castagna J.P., Bazle M.L., Eastwood R.L. Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in elastic silicate rocks // Geophysics. 1985. V.50. P. 571-581.

109. Shuey R.T. A simplification of the Zoeppritz equations // Geophysics. 1985. V.50. P. 609-614.

110. Verm R., Liang L., Hilterman F. Significance of geopressure in predicting lithology // The Leading Edge. 1988. V.17. №2. P. 227-234.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
1. Геолого-разведочные работы на нефть и газ и роль сейсморазведки отраженными волнами в этом процессе	5
1.1. Этапы и современные особенности геолого-разведочных работ на нефть и газ	5
1.2. Планирование и технология проведения сейсморазведочных работ МОВ	9
Вопросы для самоконтроля	15
2. Математические основы цифровой обработки данных сейсморазведки	16
2.1. Особенности обработки сейсмических данных	16
2.2. Факторы, влияющие на характеристики отраженных волн	18
2.3. Математическая модель сейсмической трассы	25
2.4. Моделирование волновых полей	29
2.5. Псевдоакустические преобразования (сейсмическая инверсия)	34
Вопросы для самоконтроля	43
3. Основные этапы цифровой обработки сейсмических данных МОВ ОГТ	44
Вопросы для самоконтроля	57
4. Кинематическая интерпретация	59
4.1. Общие сведения	59
4.2. Разрешающая способность сейсморазведки МОВ	60
4.2.1. Разрешающая способность по вертикали	61
4.2.2. Разрешающая способность по горизонтали	65
4.3. Скважинные сейсмические наблюдения	72
4.4. Корреляция волн и построение границ	79
4.4.1. Корреляция волн	79
4.4.2. Расчет глубин, построение структурных карт и оценка точности структурных построений	82
Вопросы для самоконтроля	88
5. Современные направления динамической (параметрической) интерпретации	89
5.1. Динамические характеристики отраженных волн	89

5.2. Наиболее широко используемые динамические параметры	98
5.3. Задачи, решаемые в процессе прогнозирования геологического разреза (ПГР) или параметрическая интерпретация	102
5.4. Прямое определение нефтегазонасыщения. Способ яркого пятна	114
5.5. Изучение зон аномально высоких пластовых давлений	119
5.6. AVO-анализ	124
5.7. Упругая инверсия	139
Вопросы для самоконтроля	144
6. Сейсмостратиграфическая и структурно-формационная (геологическая) интерпретация	145
6.1. Сейсмостратиграфия	145
6.2. Секвенстратиграфия (секвенстратиграфия)	154
6.3. Структурно-формационная интерпретация	158
6.4. Спектрально-временной анализ (СВАН)	164
Вопросы для самоконтроля	180
7. Динамическая интерпретация	181
7.1. Расчет корреляционных зависимостей сейсмических атрибутов и скважинных данных. Сейсмофациальное районирование	181
7.2. Прогнозирование структуры и свойств природных резервуаров на основе комплексной интерпретации сейсмических и скважинных данных	192
7.3. Методы прогноза прямого флюидосодержания и изучения трещиноватости геосреды	203
7.3.1. Прямое обнаружение залежей углеводородов с использованием наведенных низкочастотных излучений	204
7.3.2. Возможности применения рассеянных волн для изучения трещиноватости горных пород	210
7.3.3. Прогноз флюидных параметров продуктивных интервалов по сейсмическим данным (методика ДФМ)	214
7.4. Понятие технологической модели месторождений	226
Вопросы для самоконтроля	231
Заключение	232
Библиографический список	234

Учебное издание

Борис Алексеевич Спасский
Ирина Юрьевна Герасимова

Сеймостратиграфия

Редактор *Н.И. Стрекаловская*

Корректор *А.В. Цветкова*

Подписано в печать 13.02.2007.

Формат 60×84 1/16. Усл. печ. л. 14,18 + 12 вкл.

Уч.-изд. л. 13,5. Тираж 100 экз. Заказ .

Редакционно-издательский отдел

Пермского государственного университета

614990. Пермь, ул. Букирева, 15

Типография Пермского государственного университета

614990. Пермь, ул. Букирева, 15