

О  
Б  
Э  
О  
Р

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

*А. Г. Гамбурцев, О. К. Кондратьев,  
В. В. Кузнецов, В. С. Лавров,  
Т. И. Полякова, М. И. Рац-Хизгия,  
А. В. Севальнев*

НЕКОТОРЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ  
ВЕРТИКАЛЬНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО  
ПРОФИЛИРОВАНИЯ В СПОСОБЕ ОГТ

40

Серия IX :

ВИЭМС

Москва 1974

УДК 550.832.42:550.834.53

Гамбургцев А.Г., Кондратьев О.К., Кузнецов В.В., Лавров В.С., Полякова Т.И., Рац-Хизгия М.И., Севальнев А.В. Некоторые возможности использования вертикального сейсмического профилирования в способе ОГТ. Обзор. Сер. IX. Рег., разв. и промысл. геофизика. М., ВИЭМС, 1974, 52 с. с ил. Список лит.: 48 назв.

Анализируются возможности метода вертикального сейсмического профилирования (ВСП) для повышения эффективности исследований способом общей глубинной точки. Используются результаты теоретических расчетов и экспериментальных данных. Показано, что метод ВСП может быть использован при выборе систем наблюдений и обработки данных наземных наблюдений по способу ОГТ.

О Б З О Р

Серия IX — Региональная, разведочная и промысловая геофизика

Москва

1974 г.

УДК 550.832.42:550.834.53

А.Г.Гамбургев, О.К.Кондратьев,  
В.В.Кузнецов, В.С.Лавров,  
Т.И.Полякова, М.И.Рац-Хизгия,  
А.В.Севальнев

(ИФЭ АН СССР)

НЕКОТОРЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ  
ВЕРТИКАЛЬНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ  
В СПОСОБЕ ОТГ

УЧЕТНО-КАДРОВЫЙ  
ОТДЕЛ  
ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО  
ИНСТИТУТА АН СССР

14 75-1253

В в е д е н и е 50450

Повышение эффективности сейсмических методов разведки во многом зависит от того, какая имеется информация о реальных средах и волнах, распространяющихся в них. Для изучения параметров сред и волновых полей применяется комплекс сейморазведочных исследований, состоящий из наземных наблюдений, наблюдений методом вертикального сейсмического профилирования (ВСП), скважинных исследований методом акустического каротажа и теоретических расчетов на ЭВМ [5,6]. В этом комплексе метод ВСП решает задачи по экспериментальному изучению волновых полей, распространяющихся в реальных тонкослоистых средах.

Наиболее традиционной задачей метода ВСП, унаследованной от сейсмического каротажа, является задача определения скоростного строения среды [11, 18, 33, 40]. Традиционными являются также задачи определения природы волн и их стратиграфической привязки [11, 15, 37]. Однако определение природы волн, зарегистрированных на вертикальном профиле, возможно лишь в случае сравнительно простого строения разреза. В платформенных условиях, когда сильно развиты многократные отраженные волны, распространяющиеся в том же направлении и примерно с той же кажущейся скоростью, что и однократные, определение природы волн становится затруднительным. Выделение однократных отражений возможно лишь вблизи отражающей границы. При распространении однократных волн вверх по разрезу с ними интерферируют кратные отражения и в большинстве случаев становится невозможно однозначно проследить однократные отражения до дневной поверхности.

При стратиграфической привязке волн в тонкослоистых средах необходим очень осторожный подход. При сложном строении отражающих пачек точная стратиграфическая привязка волн к тому или иному тонкому пропластку, к кровле или подошве пачки часто бывает невозможна. Отраженные волны в большинстве случаев несопоставимы по форме с прямой волной; отождествление фаз при этом носит чисто условный характер. При приведении годографов фаз отраженных волн к годографам первых вступлений возможны ошибки на одну или две фазы. В связи с этим стратиграфически привязать ту или иную отраженную волну можно не к какой-либо одной глубине, а к некоторому интервалу глубин.

Для решения задачи стратиграфической привязки волн в тонкослоистых средах необходим комплексный подход, включающий экспериментальные наблюдения методом ВСП и теоретические расчеты на ЭВМ [15].

Рассмотрим менее традиционные задачи, стоящие перед ВСП при работах в платформенных условиях.

Сравнительно недавно на Русской платформе при наземных наблюдениях не удавалось выделить и проследить отраженные волны, связанные с глубокими границами [37]. Работы методом ВСП показали, что с границами в терригенном девоне связаны достаточно интенсивные отраженные волны [10, 11, 37], которые могут быть использованы: 1) для структурных построений и 2) для получения информации о свойствах сигналов и основных помех, необходимой при вы-

боре оптимальных систем наблюдений и способов обработки наземных материалов. Первая задача решается методами обращенного годографа (МОГ) [35,43,44,45,46] и непродольного вертикального профилирования [36,39]. Применение этих методов ограничено, поскольку структурные построения возможно проводить только вблизи глубоких скважин.

Решение второй задачи более сложно, однако целесообразность ее решения диктуется большой практической необходимостью.

Одним из основных вопросов в этой задаче является разработка способов определения относительной интенсивности многократных отраженных волн по экспериментальным данным. Существующие способы [28,29] позволяют оценить относительную интенсивность многократных отраженных волн по полю падающих волн, регистрируемых в скважинах. Однако при решении этого вопроса принимается ряд допущений, ограничивающих использование способов в тонкослоистых средах. В целом задача пока не решена.

В настоящем обзоре обсуждается опыт применения результатов ВСП при выборе схем регистрации и способов обработки материалов наземных наблюдений, в частности, ОГТ. Рассматриваются следующие вопросы: определение по данным ВСП годографов однократных и многократных отраженных волн, необходимых для расчета кинематических поправок, используемых в способе ОГТ, прогноз эффективности суммирования однократных отраженных волн, выделенных на уровнях профилях, при разном числе суммируемых каналов и при разных базах суммирования, стратиграфическая привязка отражений, образующихся в тонкослоистых средах.

Для решения этих задач применялись детальные системы наблюдений и оптимальные методы обработки первичных материалов, направленные на разделение полей падающих и восходящих волн. Для разделения полей волн и повышения отношения сигнал/помеха широко использовались методы направленного приема: РНП [11], вычитание помех [20,21,31], веерная и оптическая фильтрации [30,32] и т.д. В работе проведено сопоставление методов синфазного суммирования и вычитания с точки зрения помехоустойчивости этих методов.

Решение сформулированных выше задач требует постановки детальных наблюдений с большим объемом полевых исследований. Для этих работ оказалось невозможным использование существующих образцов аппаратуры ВСП, содержащих малое число скважинных снарядов

[2,3,7,11,19,22,25,26 и др.]. В настоящей работе приводится описание многоканальной аппаратуры ВСП, созданной для этих исследований, и обсуждаются некоторые методические вопросы, связанные с ее использованием.

В обзоре использованы материалы, полученные ИФЗ АН СССР совместно с трестами "Саратовнефтегеофизика" и "Пермьнефтегеофизика" в Саратовской и Пермской областях в 1967-1971 гг.

## АППАРАТУРА И МЕТОДИКА РАБОТ

Проведение работ с одноточечными зондами требует значительных затрат времени и большого объема буроварывных работ. При этом из-за изменений условий возбуждения часто снижается качество первичных материалов.

Создание многоприборных скважинных зондов осуществляется в двух направлениях: на основе использования многожильных каротажных кабелей [12,22 и др.] и благодаря уплотнению сейсмической информации путем использования различных схем модуляции [8]. Наиболее перспективным представляется второе направление, так как в этом случае удается существенно увеличить число приборов в зонде при использовании стандартного одножильного каротажного кабеля. Однако такая аппаратура обладает рядом недостатков, основными из которых являются следующие. В аппаратуре, описанной в работе [8], применяется время-импульсная модуляция сейсмических сигналов. Электронная схема модуляции размещается в верхнем снаряде зонда. В остальных снарядах находятся только сейсмоприемники. Для соединения снарядов зонда используются отрезки многожильного каротажного кабеля, из-за чего существенно увеличивается количество свечных вводов в каждом из снарядов. При такой конструкции зонда уменьшается надежность работы всей установки. Кроме того, наличие общей жилы между сейсмоприемниками увеличивает взаимные влияния между каналами, а следовательно, снижает качество первичных материалов.

Чтобы исключить перечисленные выше недостатки, нами разработана новая схема многоприборного зонда.

Специфика работ по методу ВСП требует создания широкополосной регистрирующей аппаратуры, позволяющей производить записи неискаженных сейсмических сигналов в широком диапазоне времен. Необходимость в такой станции диктуется тем, что материалы ВСП обрабатываются с привлечением динамики волн.

При наблюдениях с многоканальными зондами необходимо определить оптимальную силу прижима приборов к стенкам скважины и разработать методику контроля идентичности скважинных снарядов.

Перечисленные выше вопросы рассмотрены в настоящем обзоре.

### Скважинная и наземная части аппаратуры АВСП-7м

Схема многоприборного скважинного зонда, свободное от перечисленных выше недостатков, описана в работе [9].

В настоящем обзоре основное внимание уделено тем узлам схемы, которые претерпели изменения, связанные с повышением надежности и стабильности работы всей установки.

Зонд АВСП-7м состоит из семи снарядов, погружаемых в скважину на одножильном бронированном кабеле. В каждом снаряде установлены сейсмоприемник, предварительный усилитель и модулятор. Модулированный сигнал передается по кабелю к наземной части аппаратуры. Каждый снаряд снабжен скользящим прижимным устройством, что позволяет проводить наблюдения при движении зонда вверх или вниз по стволу скважины.

В рассматриваемой схеме зонда используется принцип поочередной передачи по одному каналу информации от разных сейсмоприемников с применением время-импульсной модуляции (ВИМ) [47]. Частота опроса выбрана равной 600 Гц, что, согласно теореме Котельникова [13, 14], обеспечивает полосу пропускания сейсмических сигналов в диапазоне частот 0-150 Гц. Блок-схема и временная диаграмма скважинной части аппаратуры АВСП-7м приведены на рис. 1. Принцип работы аппаратуры заключается в следующем. Импульсы положительной полярности с частотой следования 600 Гц, вырабатываемые задающим генератором 1, поступают на усилитель-формирователь 2, который формирует положительный и отрицательный импульсы. Положительный импульс служит для запуска генератора линейного напряжения (ГЛН) 3, а отрицательный - является опорным для первого кана-

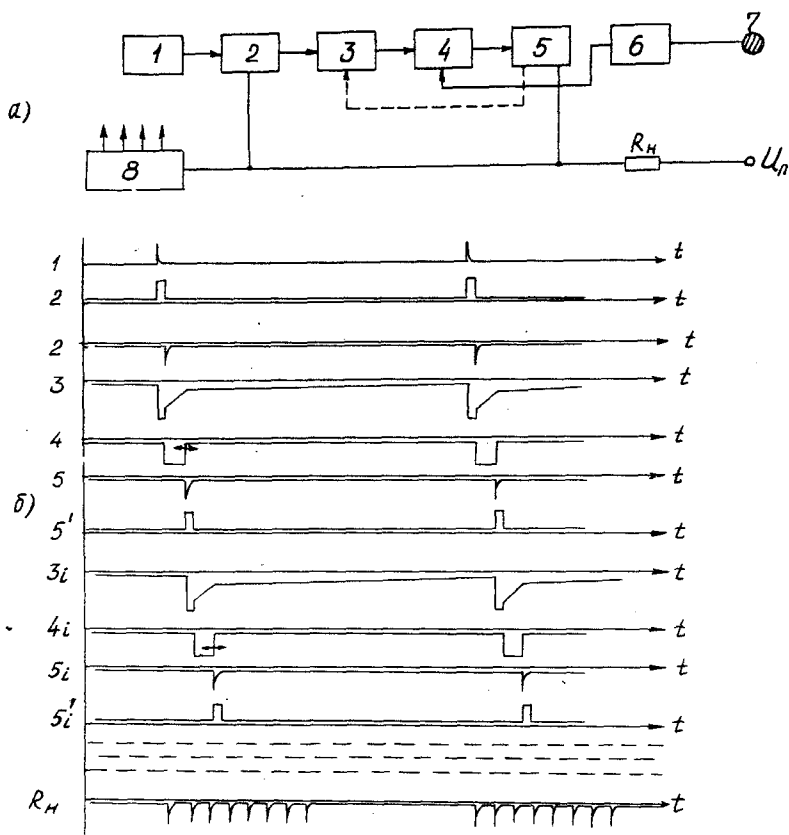


Рис.1. Блок-схема (а) и временная диаграмма (б) скважинной части аппаратуры АВСП-7м

1 - задающий генератор; 2 - усилитель-формирователь; 3 - генератор линейного напряжения (ГЛН); 4 - сравнивающее устройство; 5 - усилитель-формирователь; 6 - предварительный усилитель; 7 - сейсмоприемник; 8 - блок стабилизации напряжения;  $R_n$  - нагрузочное сопротивление

да и поступает по кабелю к наземной части аппаратуры. Выработанное пилообразное напряжение ГЛН сравнивается с напряжением сейсмического сигнала, поступающего от сейсмоприемника 7 и усиленного предварительным усилителем 6. В момент равенства двух напряжений



срабатывает ячейка сравнений 4, и усилитель-формирователь 5 формирует положительный и отрицательный импульсы. Положительный импульс запускает следующую аналогичную схему канала зонда. Отрицательный импульс является рабочим и по кабелю подается на демодулятор. Запаздывание рабочего импульса относительно опорного прямо пропорционально величине мгновенного значения амплитуды сейсмического сигнала. Чем больше амплитуда сигнала, тем больше рабочий импульс запаздывает относительно опорного.

Таким образом, за один такт преобразования (1650 мс) на сопротивлении  $R_n$  выделяется последовательность отрицательных импульсов, первый из которых является опорным для первого канала, а каждый рабочий импульс ( $i - 1$ ) канала является опорным для  $i$ -го канала.

Наземная часть аппаратуры АВСП-7м обеспечивает разделение по соответствующим каналам импульсов, выражающих дискретные значения амплитуд сейсмического сигнала, и преобразует импульсно-модулированные сигналы в аналоговые. Последующая регистрация сейсмических сигналов может проводиться любой широкополосной сейсморазведочной аппаратурой с применением или без применения автоматического регулятора амплитуд (АРА). В работе [9] приведено описание специализированной станции ВСП, предназначенной для работ с семиприборным скважинным зондом. В станции предусмотрена возможность регистрации сигналов с предварительной программной регулировкой амплитуд или на трех уровнях усиления без применения регулятора.

Программный регулятор усиления установлен между выходом демодулятора и входом усилителей. Отличительной особенностью регулятора является высокая поканальная идентичность законов регулирования сейсмических сигналов, что позволяет с большей точностью восстанавливать сейсмическую запись по известному закону регулирования. Программный регулятор построен по принципу время-импульсного множительного устройства [41, 48]. Перемножение сигналов производится дискретно. На рис. 2 приведены блок-схема программного регулятора и временная диаграмма процесса регулирования сигнала. Импульсы с частотой 1,5 кГц, вырабатываемые генератором 1, преобразуются в пилообразное напряжение 2, поступающее на вход триггера Шмидта 3. Одновременно на вход триггера подается регулирующее напряжение  $U_x$ , вырабатываемое формирователем

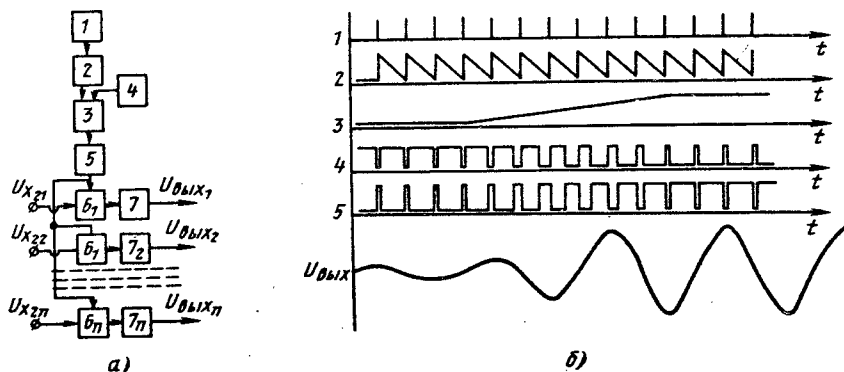


Рис.2. Блок-схема (а) и временная диаграмма (б) программного регулятора усиления

1 - задающий генератор; 2 - формирователь пилообразного напряжения; 3 - триггер Шмидта; 4 - формирователь экспоненты; 5 - усилитель-формирователь; 6 - ключи; 7 - фильтры

экспоненты 4 по команде "пуск". Суммирование в каждый момент времени двух напряжений (экспоненциального  $U_{X1}$  и напряжения пилообразной формы с частотой 1,5 кГц) позволяет менять порог срабатывания триггера Шмидта. В результате на выходе триггера выделяется последовательность импульсов, меняющихся по длительности согласно экспоненте  $U_{X1}$ , но постоянной частоты следования. После формирователя 5 импульсы подаются на транзисторный ключ 6. Сюда же поступает регулируемое напряжение  $U_{X2}$  (сейсмический сигнал). На выходе ключа выделяется произведение  $U_{Вых} = K \cdot U_{X1} \cdot U_{X2}$ , т.е. происходит регулирование сейсмического сигнала по экспоненте ( $K$  - коэффициент пропорциональности). Рассматриваемая схема не может быть отделена от усредняющего  $RC$ -фильтра 7, так как выделение составляющей сейсмического сигнала возможно только на его нагрузке.

Запуск экспоненциального регулятора осуществляется от импульса момента взрыва. Кипп-реле 4 формирует прямоугольный импульс длительностью 4,5 с. В регуляторе предусмотрено устройство, дискретно меняющее длительность переднего фронта этого импульса от 0,02 до 0,55 с. Таким образом, формируется регулирующее напря-

жение  $U_x$ . С помощью линии задержки имеется возможность перемещать начало импульса относительно отметки момента взрыва, т.е. менять время начала регулировки сейсмического сигнала.

Для восстановления динамических особенностей сейсмических сигналов специальным гальванометром на каждой сейсмограмме записывается закон регулирования. Глубина регулировки для станции АВСП-7м выбрана 40 дБ, что обеспечивает получение читаемых сейсмических записей в широком диапазоне времен.

Поканальная идентичность закона регулирования достигается за счет использования в регуляторе импульсных схем, работа которых по сравнению с аналоговыми схемами меньше зависит от характеристик применяемых в них активных элементов.

Сейсмический сигнал после регулятора амплитуд (или непосредственно с выхода демодулятора) поступает на входной делитель усилителя. После усиления с помощью предварительного двухкаскадного усилителя сигнал подается на оконечный усилительный каскад, имеющий два выхода: высокоомный и низкоомный. С низкоомного выхода сигнал поступает на осциллограф и регистрируется с минимальным коэффициентом усиления. С высокоомного выхода сигнал попадает на аналогичную схему, состоящую из делителя, предварительного и оконечного усилителей, и регистрируется второй группой гальванометров. Третья группа конструктивно решена так же, как первые две, с той лишь разницей, что в схему усилителя введен набор фильтров.

Таким образом, при работах семиприборным зондом волновая картина может регистрироваться на трех уровнях усиления, что позволяет получать неискаженную, читаемую запись практически во всем диапазоне времен, интересующем сейсморазведку.

Кроме осциллографической регистрации в станции предусмотрена запись на магнитную ленту [9]. Свежинная аппаратура может быть использована с любым выпускаемым промышленностью кабелем. Количество приборов в зонде может быть увеличено без существенных изменений схемы и доведено до двенадцати.

Особенности методики регистрации волн  
при использовании многоканального зонда

Качество сейсмических материалов, получаемых при скважинных наблюдениях, существенно зависит от технических волн-помех, основными из которых являются волны, обусловленные конструктивными особенностями скважины (трубные волны, волны, связанные с вибрацией обсадной колонны, волны, распространяющиеся по столбу жидкости), кабельные волны и волны резонансного характера, возникающие вследствие слабого контакта сейсмоприемника со стенкой скважины. Данные об этих волнах содержатся в работах [I, II, 46].

Для подавления кабельных и резонансных волн при использовании малоканальных зондов сейсмоприемник прижимают к стенке скважины и механически отвязывают его от дневной поверхности путем ослабления кабеля [9, II]. Для освобождения записей от кабельных волн при использовании многоканальных зондов целесообразно применять механические фильтры (демпферы), расположенные над верхним снарядом зонда и снабженные скользящим прижимом. Использование демпферов не освобождает, однако, от необходимости прижатия снарядов к стенке скважины, поскольку в противном случае на записях возникают интенсивные резонансные волны. Применение скользящих прижимов сравнительно небольшой силы позволяет практически полностью избавиться от помех этого типа [8].

Для определения оптимальной силы прижимов проводятся наблюдения с многоканальным зондом, в который входят скважинные снаряды, прижатые к стенке скважины с различными усилиями [9]. После каждого взрыва зонд смещается вдоль скважины на величину шага между сейсмоприемниками. Затем составляются выборки трасс для каждого снаряда и проводится сопоставление записей путем оценки соотношения энергий поля регулярных волн (отраженных и падающих) и нерегулярного поля помех. Это отношение мало, если прижим слаб, и велико, если он достаточен. При помощи этого способа можно определять оптимальную силу прижима, при которой снаряды многоканального зонда свободно опускаются в скважину и обеспечивается получение качественных сейсмических записей, пригодных для динамической обработки. Пример записей, полученных со снарядами, прижатыми к стенке скважины с разной силой, приведен на рис.3. Из рисунка видно, что при достаточном прижи-

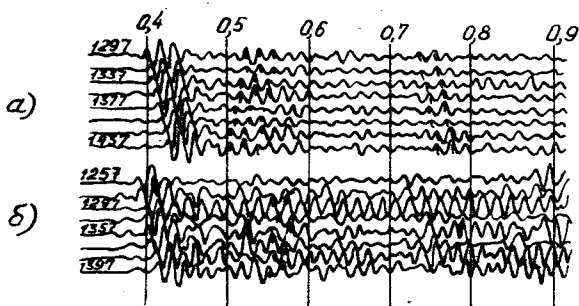


Рис.3. Записи приборов, сильно (а) и слабо (б) прижатых к стенке скважины

ме (см.рис.3,а) записи стабильны, на них можно уверенно выделить и проследить регулярные сейсмические волны. При более слабых прижимах записи нестабильны - на одних глубинах они носят квазисинусоидальный характер, а на других - тождественны записям сильно прижатых приборов (можно предположить, что на этих глубинах приборы со слабыми прижимами достаточно хорошо контактируют со стенкой скважины). Отношение энергий регулярных и нерегулярных волн при достаточном прижиге в 3,5 раза больше, чем при слабом. Наблюдения показали, что имеется некоторое пороговое значение силы прижима, выше которого прижим достаточен, а ниже - слаб. В нашем случае это пороговое значение равно 5 кг.

При работах по методу ВСП с многоприборными зондами возникает необходимость контроля амплитудной идентичности каналов. Идентичность отдельных звеньев каналов (сейсмоприемники, предварительные усилители, модуляторы, наземные усилители, гальванометры) может быть определена в лабораторных условиях. Однако при решении ряда задач необходим контроль идентичности каналов непосредственно перед работой. Наличие жестких соединений между приборами зонда не позволяет использовать для определения идентичности каналов методы, применяемые в сейсморазведке при наземных наблюдениях. Контроль идентичности каналов многоприборного зонда осуществляется путем статистической обработки материалов, полученных при стандартных наблюдениях ВСП [9]. Способ основан на том, что амплитудная неидентичность зонда вызывает системати-

ческие отклонения амплитуд прямой волны от среднего значения, в то время как другие факторы (условия установки приборов в скважине, условия возбуждения колебаний и др.) систематических отклонений не вызывают.

Практически оценка амплитудной идентичности каналов проводится следующим образом. Для каждой глубины погружения зонда в скважину, в следовательно, для каждого взрыва строится график зависимости амплитуд прямой волны от номера канала. Полученное семейство графиков нормируется и затем осредняется по методу наименьших квадратов. Систематическое отклонение амплитуд от некоторой прямой будет вызвано только амплитудной неидентичностью каналов зонда.

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ КИНЕМАТИЧЕСКИХ И ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОЛНОВОГО ПОЛЯ ПО ДАННЫМ ВСП В УСЛОВИЯХ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В условиях Русской платформы сейсморазведка встречается с рядом трудностей, снижающих эффективность исследований. Это обстоятельство связано, в первую очередь, с тем, что исследуемый разрез представляет собой тонкослоистую среду, в которой возникает интенсивное поле суммарных многократных волн [4,5]. Немаловажными факторами, снижающими эффективность сейсморазведки, являются также нестабильные условия возбуждения и изменчивость структуры отражающих пачек по площади [4].

В связи с этим в подобных районах особое значение приобретает метод ВСП для изучения среды и структуры волнового поля. Ниже на примере Саратовского Поволжья рассматриваются возможности повышения эффективности сейсморазведки в результате использования данных метода ВСП.

Известные в методе ВСП системы наблюдений [II,36,44,46] не всегда обеспечивают необходимую детальность исследований в условиях Русской платформы. В связи с этим потребовалось разработать более сложные системы наблюдений и способы обработки исходных данных.

В районе исследований в разрезе четко выделяются три основных комплекса, характеризующихся различными сейсмогеологическими параметрами: верхняя часть разреза (ВЧР), средняя часть разреза (СЧР) и нижняя часть разреза (НЧР) (табл. I). В верхней

части разреза наиболее изменчивой является зона малых скоростей. В пределах ЗМС можно выделить три наиболее сильные отражающие границы, с которыми связаны интенсивные многократно-отраженные волны - дневная поверхность, промежуточная граница ( $h \approx 20$  м) и подошва ЗМС ( $h \approx 40$  м).

Т а б л и ц а I

Сейсмогеологическая характеристика разреза		Индекс волны	Глубина залегания горизонта, м	Коэффициент отражения ( $f=50\text{Гц}$ )	$t_0$ на дневной поверхности, с	Отражающий горизонт
ВЧР	ЗМС	0	0	0,5-0,7	-	Дневная поверхность
	(рыхлые песчано-глинистые породы), $V=0,6\text{км/с}$	M	20	$\sim 0,3$	-	Промежуточная граница в ЗМС
		П	40	0,4-0,6	-	Подошва ЗМС
	Мезозойские терригенные отложения, $V=2\text{км/с}$	A	220	-	0,330	Пропластки песчаников с повышенной скоростью
СЧР	Палеозойские карбонатные отложения, $V=4,5\text{км/с}$	I <sub>p</sub>	500	0,40	0,635	Первая жесткая граница
		I <sub>a</sub>	840	-	0,762	Гжельский ярус
		I <sub>б</sub>	985	-	0,850	Мячковский горизонт
		II <sub>a</sub>	1360	0,23	1,005	Верейский ярус
		II	1550	-	1,120	Мелекесско-Черемшанский горизонт
		III <sub>a</sub>	1885	0,33	1,237	Тулский горизонт
		III	1935	0,21	1,307	Турнейский ярус
НЧР	Терригенные отложения девона, $V=3\text{км/с}$	Д <sub>ц</sub>	2400	0,20	1,425	Кыновско-Пашийский горизонт
		Дл	2600	0,27	1,540	Воробьевские слои

Ниже по разрезу залегают мезозойские терригенные отложения, представленные песчано-глинистыми породами. В сейсмическом отношении эта часть разреза сравнительно однородна. Только на глубине 220 м выделяются тонкие пропластки песчаников с повышенной скоростью.

Средняя часть разреза представлена карбонатными отложениями. Отражающая граница между ВЧР и СЧР достаточно сильная ( $K \approx 0,4$ ) и с ней связаны интенсивные многократные волны. В пределах средней части разреза можно выделить шесть основных тонкослоистых пачек, с которыми связаны опорные отраженные волны.

Нижняя часть разреза, представляющая основной разведочный интерес, сложена отложениями терригенного девона. Выделяются две тонкослоистые терригенные пачки  $D_{II}$  и  $D_{III}$ . По данным ВСП от этих горизонтов регистрируются четкие отраженные волны, однако проследить их до дневной поверхности не представляется возможным из-за увеличивающейся интенсивности крестных волн.

Полученные материалы по ВСП свидетельствуют о значительной изменчивости волнового поля даже в пределах одного и того же участка вертикального профиля при изменении расстояния до пункта взрыва или его азимута. В связи с этим для уверенного выделения однократных отраженных волн и их прослеживания на уровне горизонтальном профиле применялась система обращенного годографа [46]. Из каждого пункта взрыва отработывался участок вертикального профиля длиной 460 м (четыре стоянки 6-точечного зонда). Шаг между пунктами взрыва выбирался таким, чтобы обеспечивалась уверенная корреляция волн на уровне горизонтальных профилей. Пункты взрыва размещались по профилям, расположенным в различных азимутах относительно устья скважины (табл.2).

Интервалы глубин, на которых проводились наблюдения, соответствовали лучшему качеству регистрации отражений  $D_{II}$  и  $D_{III}$ .

Основной интерес представлял интервал глубин 1610-2060 м, где регистрируются однократные отражения  $\Pi_3 + \Pi_1$ ,  $D_{II}$  и  $D_{III}$ . Поэтому при описании первичных материалов и интерпретации данных ограничимся волнами, зарегистрированными в этом интервале глубин.

Полученные материалы свидетельствуют о значительной изменчивости волнового поля даже в пределах одного и того же участка наблюдений. Так, например, на первичных сводных сейсмограммах, зарегистрированных при использовании систем ОГ при близких ПВ



Т а б л и ц а 2

Профиль ПВ	Интервалы наблюдений по глубине, м	Крайние пикеты варьвов, м	Шаг между ПВ, м	Количество ПВ	Шаг между приборами в зонде, м
На запад от устья глубокой скважины	1130-1590	330-1350	30	36	20
	1610-2070	660-1350	30	24	20
На восток от устья глубокой скважины	1610-2070	330-990	30	24	20

восточного профиля, четко выделяются волны  $\Pi_2 + \Pi_1$ ,  $D_1$  и  $D_2$ . С увеличением угла падения они прослеживаются хуже или не прослеживаются совсем. Их выделению мешают интенсивные падающие продольные и обменные волны. Число фаз и относительные амплитуды этих волн при удалении ПВ от вертикального профиля увеличиваются. Материалы, полученные при взрывах на западном профиле, отличаются значительно более интенсивным уровнем падающих волн. Отраженные волны (в основном  $D_2$ ) выделяются спорадически.

#### Способы обработки данных ВСП

Для обработки первичных материалов ВСП используются два метода: метод синфазного суммирования и метод вычитания. Ниже рассматривается помехоустойчивость этих методов и некоторые приемы обработки данных, получаемых по системе МОГ.

## Метод синфазного суммирования

Для разделения полей падающих и восходящих волн в практике ВСП широко используются различные модификации направленного приема сейсмических колебаний [16,30,31]. Опыт работ по применению интерференционных систем и теоретический анализ показывают, что в ряде случаев это приводит к образованию ложных осей синфазности.

Применительно к группированию сейсмоприемников анализ условий возникновения ложных осей синфазности, а также разработка способов их распознавания были выполнены в работах [17,20 и др.]. Было показано, что ложные оси синфазности могут быть образованы за счет энергии помех, а также в результате флуктуации амплитуд и фаз полезного сигнала. В качестве меры надежности выделенных осей синфазности предлагается вычислять плотность распределения вероятности того, что наблюдаемые оси синфазности могут быть получены из некоррелированного случайного шума за счет сглаживающего действия группы. Чем меньше эта вероятность, тем с большим основанием можно утверждать, что наблюдаемые оси синфазности не являются ложными. Предложенная оценка не получила широкого применения, что, по-видимому, связано с большой сложностью вычислений. В связи с этим представляет интерес разработать простые и доступные методы оценки надежности выделенных осей синфазности.

В работе [20] показано, что ложные оси синфазности, образующиеся в результате синфазного суммирования, имеют максимальную интенсивность в направлении суммирования. Иначе говоря, кажущиеся скорости, определенные по ложным осям синфазности, должны меняться в зависимости от направления суммирования. Покажем, что кажущиеся скорости реально существующих волн при изменении направления суммирования не меняются.

Пусть на вход интерференционной системы поступает плоская волна  $f(t - \frac{x}{V})$ . Тогда на выходе системы после операции суммирования будет регистрироваться колебание  $\psi(t, x)$

$$\psi(t, x) = \sum_{k=-n}^n a_k f\left(t - \frac{x + \Delta x k}{V} + \tau_k\right),$$

где  $x$  - длина профиля;

$\Delta x$  - расстояние между точками наблюдения;

$V$  - кажущаяся скорость волны;

$K$  - номер канала;

$N$  - число суммируемых каналов;

$a_K$  - амплитуда сигнала на соответствующем канале;

$\tau_K$  - временной сдвиг при суммировании.

В спектральной форме это выражение может быть представлено в виде

$$\psi(t, x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \sum_{K=-N}^N a_K S(\omega) \exp\left[i\omega\left(t - \frac{x + K\Delta x}{V} + \tau_K\right)\right] d\omega.$$

Преобразуем это выражение

$$\psi(t, x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega) \sum_{K=-N}^N a_K S(\omega) \exp\left[-i\omega\left(\frac{\Delta x K}{V} - \tau_K\right)\right] \times \\ \times \exp\left[i\omega\left(t - \frac{x}{V}\right)\right] d\omega = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} A(\omega) \exp\left[i\omega\left(t - \frac{x}{V}\right)\right] d\omega,$$

где  $A(\omega)$  - спектр функции  $\psi(t)$ .

Из полученного выражения следует, что на выходе системы регистрируется волна с той же кажущейся скоростью, что и волна на входе. Меняется только спектр волны, а следовательно, только ее форма.

Таким образом, при изменении направления суммирования кажущиеся скорости реально существующих волн не меняются, в то время как наклоны ложных осей синфазности меняются. Эта особенность ложных осей синфазности может быть положена в основу критерия их распознавания.

Сформулированный критерий распознавания ложных осей синфазности опробован на экспериментальном материале. На исходной сейсмограмме отраженные волны выделялись весьма неуверенно. В результате синфазного суммирования при разных значениях  $\tau_K$  удалось выделить ряд осей синфазности. По каждой выделенной оси синфазности определялась кажущаяся скорость и рассматривалось ее изменение в зависимости от направления суммирования. Результаты опробования сведены в таблицу (табл.3).

Из рассмотрения таблицы следует, что волны на временах 680, 750 и 780 мс имеют кажущиеся скорости, мало зависящие от величины  $\tau_K$ . Оценки величин предельных ошибок изменения скоростей ( $\pm 315$  м/с) показывают, что наблюдающийся разброс кажущихся скоростей находится в пределах точности измерений. Следовательно,

$\tau_K, c$	Времена выделенных осей синфазности, в мс						
	680	710	730	750	780	880	910
	Кажущиеся скорости выделенных волн, м/с						
0,021	4630			4540			
0,035	3980			4000			
0,041	3600			3720	3720	3600	
0,046	4120			4430			
0,062	4160				4120		3050
0,071	4400	3840	3300		3600	3580	2810
0,078		3980	2880		3420		
0,081		3900	3450		3410		3070
0,100		2700	2880		3410	3230	2880
0,128		2350				2960	2480
0,153			2000				
0,185		1260					
0,200		1280					
$V_{cp}^*$	4150	2760	2900	4170	3610	3340	2860

кажущиеся скорости выделенных волн практически остаются постоянными при изменении направления суммирования, эти волны могут быть отнесены к реально существующим.

Кроме этой группы волн, выделяются волны на временах  $t = 710, 730, 880, 910$  мс с кажущимися скоростями, уменьшающимися при увеличении  $\tau_K$ . Эта группа осей синфазности относится к ложным, обрезовавшимся в результате синфазного суммирования.

Таким образом, на основании предложенного критерия удалось отделить реально существующие волны от ложных, образовавшихся в результате применения синфазного суммирования. Необходимо отметить, что рассмотренный критерий разработан применительно к материалам ВСП, характерной особенностью которых является интерференция двух полей волн, распространяющихся в противоположных направлениях. В случае суперпозиции волн с близкими кажущимися скоростями разрешающая способность критерия падает.

## Метод вычитания

Сущность метода вычитания регулярных волн-помех [31] применительно к материалам ВСП заключается в следующем. Производится синфазное суммирование по регулярной волне-помехе (падающей волне). В этом случае амплитуде падающих волн увеличится в  $n$  раз. (где  $n$  - число суммируемых каналов). Амплитуда  $A$  волн, имеющих иное направление подхода (отраженных, поперечных, обменных) изменится в пределах от нуля до  $\sqrt{n} A$  в зависимости от фазовых соотношений волн на соседних трассах. Далее производится вычитание результата суммирования из исходной сейсмограммы. Предварительно на исходной сейсмограмме уравнивается чувствительность по падающей волне, выделенной с помощью синфазного суммирования. В результате операции вычитания  $A$  полезного сигнала увеличится в  $nA - (n - \sqrt{n})A$  раз.

Полученный вывод основан на допущении о полной идентичности записей на трассах сейсмограммы. Когда имеет место амплитудная и фазовая неидентичность записей, полного вычитания волн-помех не происходит, и эффективность метода падает. Если сейсмический сигнал во внутренних точках среды может быть представлен в виде суперпозиции полезного сигнала, коррелированной регулярной помехи и стационарной случайной помехи, то после проведения операции вычитания падающих волн ложных осей синфазности по направлению полезного сигнала (отраженной волны) образоваться не может. [20]. Для экспериментального подтверждения полученного вывода проведен численный эксперимент. Предполагалось, что в среде, характеризующейся скоростью 5000 м/с, распространяются только падающие волны одинаковой формы, соответствующей форме прямой волны. Расчеты проводились для двух случаев: 1) исходная сейсмограмма составлена из 24 идентичных по амплитуде и форме трасс, сдвинутых одна относительно другой на величину  $\Delta t = 4$  мс; 2) исходная сейсмограмма составлена из 24 идентичных по форме трасс ( $\Delta t = 4$  мс). с соотношением амплитуд одноименных колебаний, меняющимся случайно от 1 до 2. По составленным таким образом сейсмограммам производилось вычитание падающих волн. В случае идентичных трасс операция вычитания приводит к нулевым амплитудам колебаний, и, следовательно, к отсутствию ложных осей. В случае трасс с флуктуирующими амплитудами колебаний результирующая запись представ-

лена неполностью подавленными падающими волнами (в рассматриваемом случае они являются помехами). Ложных осей синфазности не наблюдается.

Таким образом, метод вычитания является более помехоустойчивым с точки зрения образования ложных осей синфазности. Эта особенность метода вычитания позволяет рекомендовать его в качестве основного при выделении сигналов на фоне помех при ВСП. В некоторых случаях, когда после применения метода вычитания отношение сигнал/помеха мало, целесообразно применять синфазное суммирование с последующим определением природы выделенных осей синфазности.

### Методика обработки данных ОГ

Обработка данных ОГ преследует цель разделения полей волн на первичных сейсмограммах и составления уровенных сейсмограмм, на которых можно было бы проследить те или иные волны.

Уровенная сейсмограмма составляется из трасс, соответствующих фиксированной глубине сейсмоприемника и разным удалениям ПВ от вертикального профиля, путем выборок одиночных трасс, с каждой первичной магнитограммы. При этом на уровенной сейсмограмме записываются как отраженные, так и падающие волны. Для разделения падающих и отраженных волн перед составлением уровенных сейсмограмм проводится операция вычитания, а затем синфазное суммирование по направлению полезной волны. Пример уровенной сейсмограммы, составленной таким образом, приведен на рис.10.

### Кинематические характеристики волн

При изучении кинематических характеристик волн во внутренних точках среды практический интерес представляет определение по данным ВСП кинематических поправок для трансформации ("спрямления") годографов однократных отраженных волн в линию  $t_0 = const.$  Обычно с этой целью находят по вертикальному годографу первых вступлений среднюю скорость  $\bar{V}(t_0)$  или толстослоистую модель среды, а затем рассчитывают годографы отраженных волн. Они могут

существенно отличаться от реальных годографов в силу действия следующих факторов: 1) наклона отражающих границ; 2) влияния тонкой слоистости реальных сред, неучтенной в моделях СК и ВСП; 3) скоростной неоднородности в горизонтальном направлении, обусловленной, в частности, наличием наклонных промежуточных границ раздела.

Программа кинематических поправок в ряде случаев используется для обнаружения отраженных волн по данным ОГТ на значительной площади. Поэтому она должна быть обобщенной характеристикой поля времен, учитывающей систематически действующие факторы (тонкую слоистость, устойчивое моноклиналиное падение слоев и т.п.). Специфические особенности строения среды, изменяющиеся для разных участков наблюдений (наклон отражающей границы, горизонтальная неоднородность и т.п.), являются причиной отклонения локальных годографов ОГТ от кинематической программы. При оценке возможности подавления кратных волн в способе ОГТ необходимо знание их локальных годографов и кинематической программы, которую в настоящее время находят с помощью расчетов без учета влияния указанных выше факторов.

Для учета их влияния разработаны способы определения годографов отраженных волн для ОГТ и проведено сопоставление этих годографов с расчетными.

Следует отметить, что разработка этих способов не преследует цель замены существующих способов определения кинематических программ для обработки данных ОГТ. Цель заключается в том, чтобы обосновать применимость способа ОГТ в том или ином районе и определить возможные пределы коррекции кинематических поправок. Используемые в настоящее время способы перебора эффективных скоростей отраженных волн в ряде случаев могут привести к ошибочным результатам вследствие того, что эффективные скорости однократных и некоторых многократных отраженных волн могут быть близкими.

## Способы определения годографов однократных отраженных волн для работ способом ОГТ по данным ВСЦ

С целью нахождения годографов для работ способом ОГТ (в дальнейшем будем называть их просто "годографами ОГТ") используются данные ВСЦ при равноудаленных двухсторонних ПВ от устья каротируемой скважины. Точки регистрации волн на разных глубинах можно рассматривать как серию общих глубинных точек для поверхностных наблюдений. По временам прихода волн к этим точкам могут быть построены годографы ОГТ. Подходы к определению программы кинематических поправок и реальных годографов волн несколько различны, и мы рассмотрим их отдельно, а затем изложим конкретные процедуры построения годографов.

При получении кинематической программы нет необходимости брать точки, совпадающие с кровлей отражающих горизонтов, так как такая программа должна описывать поле времен однократных отражений во всей плоскости годографа, а не какой-либо конкретный годограф. Более того, суммирование трасс в способе ОГТ проводится по жесткой схеме фиксированных расстояний для ПВ и ТП (точки приема), симметричных относительно общей глубинной точки. Поэтому кинематическая программа может быть найдена по временам пробега волн от общей глубинной точки до равноудаленных от нее поверхностных ТП и ПВ. При этом неважно, имеется ли в данной точке реальная граница и каковы ее параметры. Согласно принципу взаимности, подобная система данных получается по прямым падающим волнам  $\bar{P}$  и  $\bar{P}$ , зарегистрированным в различных точках глубокой скважины при встречных пунктах взрыва (рис.4,а). Шаг между ПВ в идеальном случае должен быть равен шагу в способе ОГТ.

При нахождении реальных (истинных) годографов волн необходимо, в первую очередь, установить факт наличия однократного отражения  $R$  и определить глубину границы, что обычно удается сделать по данным ВСЦ в сочетании с данными ЭК или АК.

Если скважинный прибор находится на кровле отражающего горизонта (рис.4,б) или выше его в области четкого прослеживания отраженной волны (рис.4,в), то можно экспериментально определить время регистрации прямой или отраженной волны при известном расстоянии до ПВ. Пусть для определенности фиксируются правосторон-



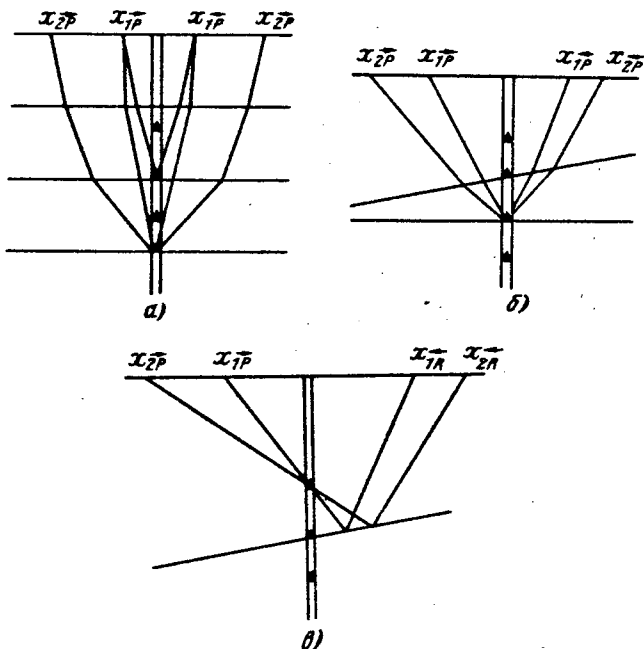


Рис.4. Лучевые схемы для разных случаев строения среды

ние взрывы. Задача сводится к нахождению точки выхода и времени волны  $\bar{R}$  на поверхности ( $X_{\bar{R}}$  и  $t_{\bar{R}}$ ), которые из-за горизонтальной неоднородности или наклона границы не совпадают с величинами  $X_{\bar{P}}$  и  $t_{\bar{P}}$  в зоне выхода. По принципу взаимности здесь также можно использовать прямые падающие волны  $\bar{P}$ , полученные из встречных ПВ, расположенных по другую сторону от скважины. Для определения нужного удаления пункта взрыва  $X_{\bar{P}}$  необходимо выбрать из всех возможных лучей  $\bar{P}$  тот, который совпадает с лучом отраженной волны  $\bar{R}$ . Очевидно, что кажущиеся скорости  $V^*$  таких волн по одному и тому же лучу равны по величине и противоположны по знаку. Это и используется в предлагаемых способах определения истинных годографов.

В последнем случае мы опять получаем годограф ОГТ, так как используется система данных с подвижным пунктом взрыва.

При этом общая глубинная точка строго сохраняется лишь при горизонтальной отражающей границе (см. рис. 4, б). Учитывая, что при этом кажущиеся скорости волн  $\bar{P}$  и  $\bar{K}$  в точке отражения равны по величине и противоположны по знаку, можно строить годограф отраженной волны по одним падающим волнам  $\bar{P}$  и  $\bar{P}$ , зарегистрированным на границе. При наклонной границе кажущиеся скорости волн  $\bar{P}$  и  $\bar{K}$  в точке отражения не равны и здесь необходимо "достраивать" луч самой волны  $\bar{K}$  (см. рис. 4, в). Для ее выделения приходится несколько отступить от отражающей границы, при этом мы получаем систему данных, относящихся к близко расположенным глубинным точкам.

При использовании истинных годографов для кинематических поправок в способе ОПТ с жесткой схемой обработки трасс на фиксированных удалениях мы также будем суммировать волны, полученные от близко расположенных глубинных точек. Для оценки максимально возможного повышения отношения сигнал/помеха необходимо проводить суммирование по истинным годографам с переменными расстояниями. Параметры истинных годографов позволяют выбрать схемы суммирования в этом методе. Очевидно, что их определение особенно важно в сложнопостроенных районах.

Коротко остановимся на конкретных способах определения истинных годографов по данным ВСП.

Для получения кинематических поправок в средах, близких к однородным, используются годографы  $\Gamma_0$ , рассчитанные по  $V(t_0)$  или толстослойной модели среды. При этом используются данные ВСП (или СК), полученные только при нормальном падении прямых волн, т.е. минимально возможная информация о среде и волновом поле. Применимость годографов  $\Gamma_0$  в каждом районе должна быть доказана путем сопоставления с годографами, определенными с учетом отмеченных выше особенностей строения среды.

Для получения кинематических поправок, учитывающих влияние тонкой слоистости в средах с горизонтальным залеганием слоев, используется годограф  $\Gamma_1$ . Годограф  $\Gamma_1$  получается по прямым волнам  $\bar{P}$  при односторонней системе наблюдений:  $x = 2x_{\bar{P}}$ ;  $t = 2t_{\bar{P}}$ .

Для учета влияния тонкой слоистости и моноклинального падения слоев, т.е. всех систематически действующих факторов, используется годограф  $\Gamma_2$ . Годограф  $\Gamma_2$  получается по падающим волнам  $\bar{P}$  и  $\bar{P}$  при встречных системах наблюдений (см. рис. 4, в)

$$x = x_{\bar{P}} + x_{\bar{P}} = 2x_{\bar{P}} = 2x_{\bar{P}} ;$$

$$t = t_{\bar{P}} + t_{\bar{P}}$$

Годографы  $\Gamma_2$  лучше всего соответствуют программе кинематических поправок ОПТ.

Для учета влияния тонкой слоистости и горизонтальной неоднородности всей покрывающей толщи строится годограф  $\Gamma_3$ .

Годограф  $\Gamma_3$  соответствует истинному годографу ОПТ при горизонтальной отражающей границе (см. рис. 4, б). По прямым падающим волнам  $\bar{P}$  и  $\bar{P}$ , зарегистрированным на глубине залегания границы, можно определить  $t_{\bar{P}}$  и  $V_{\bar{P}}^*$  для разных ПВ и построить графики  $t_{\bar{P}}(x)$  и  $V_{\bar{P}}^*(x)$ . Далее для фиксированного ПВ на противоположной стороне от скважины определяется точка выхода луча по равенству кажущихся скоростей. Таким образом, имеем

$$x = x_{\bar{P}} + x_{\bar{P}} \quad \left| \quad V_{\bar{P}}^* = V_{\bar{P}}^*$$

$$t = t_{\bar{P}} + t_{\bar{P}}$$

Годограф  $\Gamma_4$  соответствует истинному годографу ОПТ при наклонной отражающей границе (см. рис. 4, в). Он находится аналогично предыдущему, только вместо волны  $\bar{P}$  в зоне выхода используют отраженную волну  $\bar{R}$

$$x = x_{\bar{R}} + x_{\bar{P}} \quad \left| \quad V_{\bar{P}}^* = V_{\bar{P}}^*$$

$$t = t_{\bar{R}} + t_{\bar{P}}$$

Этот годограф учитывает все указанные выше факторы, к тому же он использует реально существующие отраженные волны. Прогнозирование кинематических характеристик однократных отрезаний на поверхности по этому способу является наиболее полным. Однако при построении годографов  $\Gamma_4$  и  $\Gamma_3$  используются кажущиеся скорости, которые обычно определяются с большой погрешностью, от величины которой в конечном счете зависит точность найденных годографов.

Для сложнопостроенных сред изменения  $V^*$  от  $x$  могут быть большими, и именно для этих районов будет наблюдаться наибольшее различие путей волн в зоне входе и выхода, учитываемых в годографе  $\Gamma_4$ .

Приведем примеры определения годографов. Район работ характеризуется залеганием пород, близким к горизонтальному. Поэтому здесь можно определить главным образом степень влияния на форму

годографа фактора тонкой слоистости, выявленной по данным АК для терригенных и особенно карбонатных палеозойских отложений. Вначале этот фактор оценивался теоретически, а затем по экспериментальным данным. Здесь также сопоставляются различные годографы, найденные описанными выше способами с годографами  $\Gamma_0$ , рассчитанными для толстослойной модели среды. При этом оказалось более удобным рассматривать величины отклонения годографов от  $\Gamma_0$  в долях преобладающего периода записи  $\frac{\Delta t}{T}$  (при частоте  $\sim 40$  Гц). Величины  $\Delta t$  получали для разных расстояний от ПВ, приведенных к дневной поверхности.

Теоретические расчеты годографов проведены на ЭВМ для двух асимметричных моделей — толстослойной, содержащей II слоев, построенной по данным ВСП (годограф  $\Gamma_0$ ), и тонкослойной, содержащей 390 слоев, построенной по данным АК (годограф  $\Gamma_I$ ).

Верхняя часть разреза до границы  $I_p$  (до глубины 500 м) представлена терригенными мезозойскими отложениями с тонкими пропластками известняков. На модели ВСП — это одна мощная толща с постоянной скоростью. Ниже в разрезе переслаиваются слои плотных карбонатных и сильно расчлененных палеозойских пород. Скорости в отдельных тонких слоях здесь отклоняются в обе стороны от средних пластовых скоростей модели ВСП.

Наибольшие различия годографов при разных моделях отмечены для волны  $I_p$ . Они достигают величин  $\Delta t = 200$  мс на удалениях 2000 м. Годографы следующей за ней волны  $I_a$  отличаются гораздо меньше ( $\Delta t = 15$  мс), а для более глубоких волн годографы совпадают. Это можно объяснить тем, что на волну  $I_p$  сильно влияет преломление лучей в тонких высокоскоростных пропластках мезозоя. Для более глубоких частей разреза, где скорости колеблются в обе стороны от средней, влияния слоев с повышенными и пониженными скоростями как бы компенсируют друг друга.

Таким образом, из теоретических расчетов следует, что наибольшее влияние может оказывать отклонение скоростей в одну сторону от средних; при "двухсторонней" осцилляции скоростей использование тонкослойных моделей более правомочно. Однако этот вывод нуждается в экспериментальной проверке.

По данным ВСП годографы определены по односторонней системе наблюдений для волны  $I_p$  и по встречной системе для волны  $III_a$ .

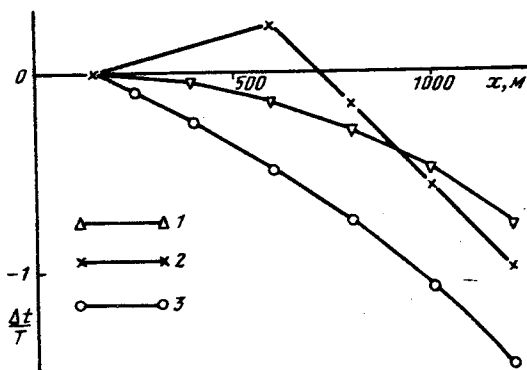


Рис.5. Графики  $\frac{\Delta t}{T}(x)$ , характеризующие отклонения годографов  $\Gamma'_I(1)$ ,  $\Gamma_I(2)$ ,  $\Gamma_{\text{МСВ}}(3)$  от годографа  $\Gamma_0$

На рис.5 сопоставляется годограф  $\Gamma_I$  волны  $I_p$  с описанными выше расчетными годографами  $\Gamma_0$  для толстослойной и  $\Gamma_I$  для тонкослойной модели среды. Отражение  $I_p$  является доминирующим, поэтому можно провести прямое сопоставление этих данных с реальным поверхностным годографом  $\Gamma_{\text{МСВ}}$ . Из рисунка видно, что все три годографа  $\Gamma'_I$ ,  $\Gamma_I$  и  $\Gamma_{\text{МСВ}}$  хорошо согласуются друг с другом, но сильно отличаются от  $\Gamma_0$ . Это подтверждает сделанный выше вывод, что влияние тонких пропластков в мезозое нельзя не учитывать. Отличия годографов на базе 1200 м достигают примерно 60 мс, поэтому при использовании кинематических программ, полученных для толстослойной модели, отражение от первой жесткой границы будет "переспрямлено" примерно на  $2T$ , т.е. полностью расфазировано.

На рис.6 приведены графики  $\frac{\Delta t}{T}(x)$ , характеризующие отклонения годографов  $\Gamma_I$  и  $\Gamma_2$  от  $\Gamma_0$  для волны  $III_a$ . Годографы  $\Gamma_I$  получены отдельно для каждой ветви встречных систем наблюдений. Они существенно отличаются друг от друга, годограф  $\Gamma_2$  расположен между ними. По мере удаления от ПВ отмечается систематическое выполаживание годографов  $\Gamma_I$  и  $\Gamma_2$  по сравнению с  $\Gamma_0$ . Разность времен для  $\Gamma_2$  и  $\Gamma_0$  при  $x = 1920$  м достигает примерно четверти.

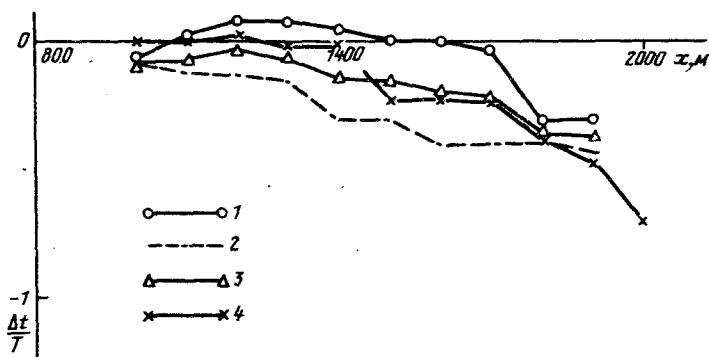


Рис.6. Графики  $\frac{\Delta t}{T}(x)$ , характеризующие отклонение годографов  $\Gamma_1$  (1),  $\Gamma_2$  (2),  $\Gamma_3$  (3) и  $\Gamma_4$  (4) от  $\Gamma_0$

видимого периода записи. Различия годографов  $\Gamma_1$  по встречным системам могут быть обусловлены влиянием горизонтальной неоднородности или кривизны глубокой скважины [35]. Однако систематическое их выполаживание, как и годографа  $\Gamma_2$ , по сравнению с годографом  $\Gamma_0$  говорит о влиянии тонкой слоистости. Следовательно, этот эффект в реальных средах проявляется более существенно, чем в тонкослоистых моделях.

На этом же рисунке сопоставлены графики  $\frac{\Delta t}{T}(x)$ , полученные по годографам  $\Gamma_2$  и  $\Gamma_3$ . Они также отображают описанные выше особенности в сравнении с  $\Gamma_0$ , но мало отличаются между собой. Последнее обусловлено сравнительно простым структурным строением среды. В этих условиях определение годографов  $\Gamma_4$  не имело смысла.

По приведенным графикам  $\frac{\Delta t}{T}(x)$  может быть сделан вывод, что для расчета программ кинематических поправок для глубоких волн в районе работ можно до удалений  $\sim 1500-1700$  м пользоваться расчетным годографом  $\Gamma_0$ . На больших удалениях систематическое выполаживание годографов достигает больших величин и здесь надо определять годографы  $\Gamma_2$ .

Определение годографов кратных отраженных волн  
на дневной поверхности по данным ВСП

В условиях Русской платформы обычно не удается по данным ВСП выделить кратные отраженные волны. Поэтому для определения годографов кратных отражений пользуются косвенными данными.

Очевидно, наиболее интенсивные падающие волны служат источником возникновения и наиболее интенсивных кратных отраженных волн.

Рассмотрим два способа определения годографов кратных волн на дневной поверхности.

В первом способе предположим, что разрез горизонтально-слоистый и известны границы, где образовались падающие волны. Первичные сейсмограммы обрабатываются с помощью интерференционных систем с целью выделения падающих волн, и результирующие трассы собираются в сводные уровенные сейсмограммы, соответствующие глубинам залегания отражающих границ.

Рассмотрим "симметричную" кратную волну, распространяющуюся по схеме, показанной на рис.7. Ее годограф определяется уравнениями

$$x = 6h_1 t g i_1 + 2h_2 t g i_2 + \Delta x ;$$
$$t = \frac{6h_1}{V_1 \cos i_1} + \frac{2h_2}{V_2 \cos i_2} + t_{\text{верт}} ,$$

где  $\Delta x$  - приращение  $x$  при прохождении волной ЗМС (этой величиной можно пренебречь, так как луч внутри ЗМС проходит практически вертикально); остальные обозначения ясны из рисунка.

Величины  $x$  и  $t$  легко определяются из экспериментальных данных путем удвоения расстояния от ПВ до вертикального профиля и времени регистрации падающей волны на уровне той или иной границы. Исходя из этих данных, можно определить годограф любой симметричной кратной волны. Однако больший интерес представляют волны "несимметричные", претерпевшие лишь по одному отражению от промежуточных кратнообразующих границ. Для нахождения годографов этих волн в вышеприведенные формулы необходимо

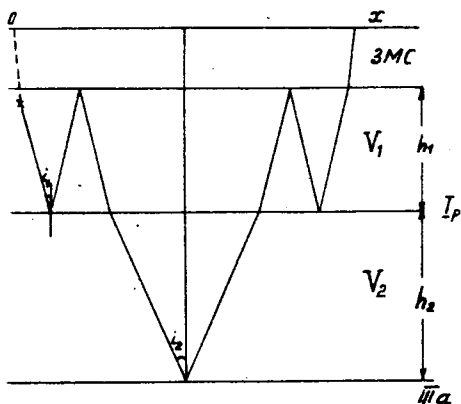


Рис.7. Лучевая схема распространения "симметричной" кратной отраженной волны

ввести поправки  $\Delta x$ ,

$$\Delta x = 2h_1 \operatorname{tg} i_1 ;$$

$$\Delta t = \frac{2h_1}{V_1 \cos i_1}$$

Пользуясь экспериментальными данными, можно записать

$$x = 2x_{\text{набл}} - \Delta x,$$

$$T = 2t_{\text{набл}} - \Delta t.$$

Величины  $\Delta x$  и  $\Delta t$  для разных углов падения легко определить, задаваясь скоростным разрезом.

Использование этого способа предусматривает экспериментальные определения величин  $x$  и  $t$  и теоретические определения величин  $\Delta x$  и  $\Delta t$ . Для того, чтобы рассчитать значения  $\Delta x$  и  $\Delta t$ , необходимо знание некоторой части скоростного разреза. Преимущество данного способа перед расчетным заключается в том, что, во-первых, определения проводятся для наиболее интенсивных кратных отражений, определяемых из эксперимента, и, во-вторых, теоретические величины поправок определяются лишь для небольшой части разреза.



Как показали наблюдения ВСП при нормальном падении, наиболее интенсивные падающие волны образуются при отражении восходящих волн от подошвы ЗМС и от дневной поверхности. Об этом свидетельствует то, что практически одни и те же падающие волны регистрируются как в верхней терригенной толще, так и на больших глубинах. Каждой падающей волне соответствует определенная кинематическая схема, согласно которой эта волна отражается от одной из границ в разрезе - от подошвы ЗМС или от дневной поверхности.

В соответствии с этими замечаниями для рассматриваемого района рассчитаны годографы некоторых типов кратных отраженных волн, связанных с границей  $III_a$  (рис.8). Величины эффективных скоростей этих волн удовлетворительно совпадают с эффективными скоростями, найденными при помощи энергетического анализа данных наземных наблюдений [21].

В случае скоростной неоднородности среды в горизонтальном направлении для определения годографов кратно-отраженных волн пригоден другой способ, основанный на следующем. Пусть при некотором  $\bar{x}$  на глубине отражающей границы  $h$  зарегистрирована одна из сильных падающих волн в последующих вступлениях с кажущейся скоростью  $V_N^*$ . Кажущаяся скорость кратной отраженной волны  $\bar{R}_{кр}$  на глубине  $h$  должна быть равна  $V_{\bar{R}_{кр}}^* = +V_N^*$ . Далее, аналогично тому, как это делалось выше, необходимо из набора донных встречной системы найти такой годограф первой падающей волны, для которого  $V_{\bar{D}}^* = V_N^*$ . Затем определяются точки и время выхода кратной волны на дневную поверхность  $x$  и  $t$

$$\left. \begin{aligned} x &= x_{\bar{D}} + x_N \\ t &= t_{\bar{D}} + t_N \end{aligned} \right| V_{\bar{D}}^* = V_N^*$$

#### Стратиграфическая привязка отражений

Временная привязка волн обычно производится по данным сейсмокаротажа с вводом поправки за фазу [27]. Такой способ базируется на рассмотрении среды как толстослойной с отдельными отражающими границами. В связи с изменением представлений о мо-

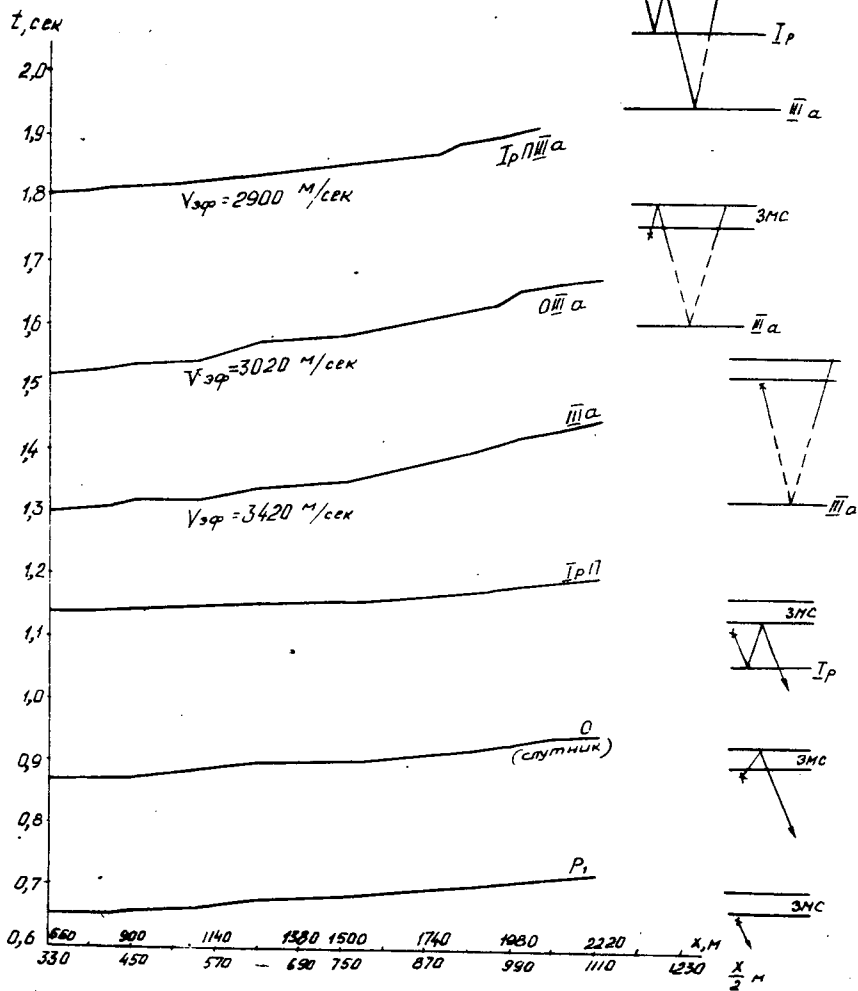


Рис.8. Экспериментальные годографы некоторых типов волн и схемы их распространения

дели среды и об особенностях образования волн и переходом от сейсмокаротажа по первым вступлениям к прослеживанию волн при ВСП необходимо пересмотреть способы стратиграфической привязки. В связи с этим можно отметить следующее:

1. Использование данных ВСП повышает надежность стратиграфической привязки волн прежде всего тем, что дает уверенность в реальном существовании тех или иных отражений. Однако, как правило, отраженные волны во внутренних точках среды не удается непрерывно прокоррелировать до дневной поверхности из-за различных волн-помех. Отраженные волны невозможно выделить в зоне интерференции с прямой волной и проследить непосредственно до места их образования. Таким образом, привязка отражений по данным ВСП оказывается разорванной с обоих концов.

Для отождествления фаз на поверхности и в скважине и для продления годографов волн вниз до отражающих границ используют вертикальные годографы первых вступлений. Таким образом, элементы временной привязки остаются и в методе ВСП.

2. В тонкослоистых реальных средах понятия отдельной сейсмической границы и соответственно первых вступлений отраженной волны не существуют. Граница может быть "проведена" в любом месте, а отражение формируется в результате сложения большого числа однократных и многократных "элементарных" волн в тонкослоистых пачках. В этой ситуации несколько меняется и задача стратиграфической привязки волн. Поскольку все сейсмические построения основаны на использовании экстремальных фаз записи, необходимо выявить в разрезе те отражающие горизонты, которые обусловили появление на записях данной экстремальной фазы и поведение которых в пространстве контролирует эта фаза при ее корреляционном прослеживании по профилям.

3. Регистрация волн производится с типовой аппаратурой, обладающей фазовыми сдвигами [23,27]. Четкие срывы первых вступлений отмечаются без временных задержек, а экстремальные фазы в последующей части записи имеют большие временные сдвиги (0,02-0,04 с на среднечастотных рабочих фильтрациях). Поэтому при временной привязке волн без учета фазовых сдвигов годографы отраженных и прямых волн будут пересекаться ниже отражающих горизонтов, с которыми эти волны связаны. Для определения и учета фазовых сдвигов можно пользоваться способами, описанными в работах [23,27].

По этим причинам для строгой стратиграфической привязки волн необходимо использовать комплекс сейсмических методов: ВСП, акустический каротаж (АК) и теоретические расчеты волнового поля на ЭМ.

В ряде случаев приуроченность отражений к ярко выраженным элементам разреза не вызывает сомнений. Для этого достаточно сопоставить вертикальный сейсмический профиль с построенной по данным АК моделью среды (рис.9,а). Хотя и при этом годографы прямых и отраженных волн пересекаются ниже резких границ, учет фазовых сдвигов приводит в соответствие данные ВСП и АК.

Более распространенным является случай, когда приуроченность отражения к какому-либо элементу разреза неочевидна (рис.9,б). Если отражающие горизонты представлены достаточно мощной тонкослоистой пачкой пород, то на записях выделяются две волны, связанные со слоями в кровле и подошве пачек. Формальная временная привязка, без учета фазовых сдвигов, дает ошибочные выводы о приуроченности первой из волн к подошве горизонта, а второй — к более глубоким слоям. Однако и при строгой временной привязке в этом случае не удастся найти одну границу в разрезе, с которой могла быть связана та или иная волна. Здесь необходимо провести специальные теоретические расчеты.

Наиболее пригодной для решения подобной задачи является методика расчета синтетических сейсмограмм. Вначале рассчитывают теоретическую трассу для всей тонкослоистой модели АК в целом. Для соответствующих времен производят отождествление экстремальных фаз теоретической и экспериментальной сейсмограмм. Далее в модели среды убирают или подчеркивают отдельные слои и элементы разреза. По исчезновению или разрастанию амплитуды анализируемой фазы записи можно судить об ее приуроченности к этим слоям и элементам разреза. Полученные таким образом выводы переносят на экспериментальные сейсмограммы ВСП, зарегистрированные во внутренних точках среды [42].

Распространение результатов стратиграфической привязки на сейсмограммы, полученные на поверхности, встречает известные трудности, обусловленные невозможностью непрерывной корреляции отражений снизу доверху. Эта проблема адекватна проблеме выделения однократных отражений среди кратных волн и может быть решена лишь при наличии уверенности, что зарегистрированные на дневной поверхности волны являются однократными.

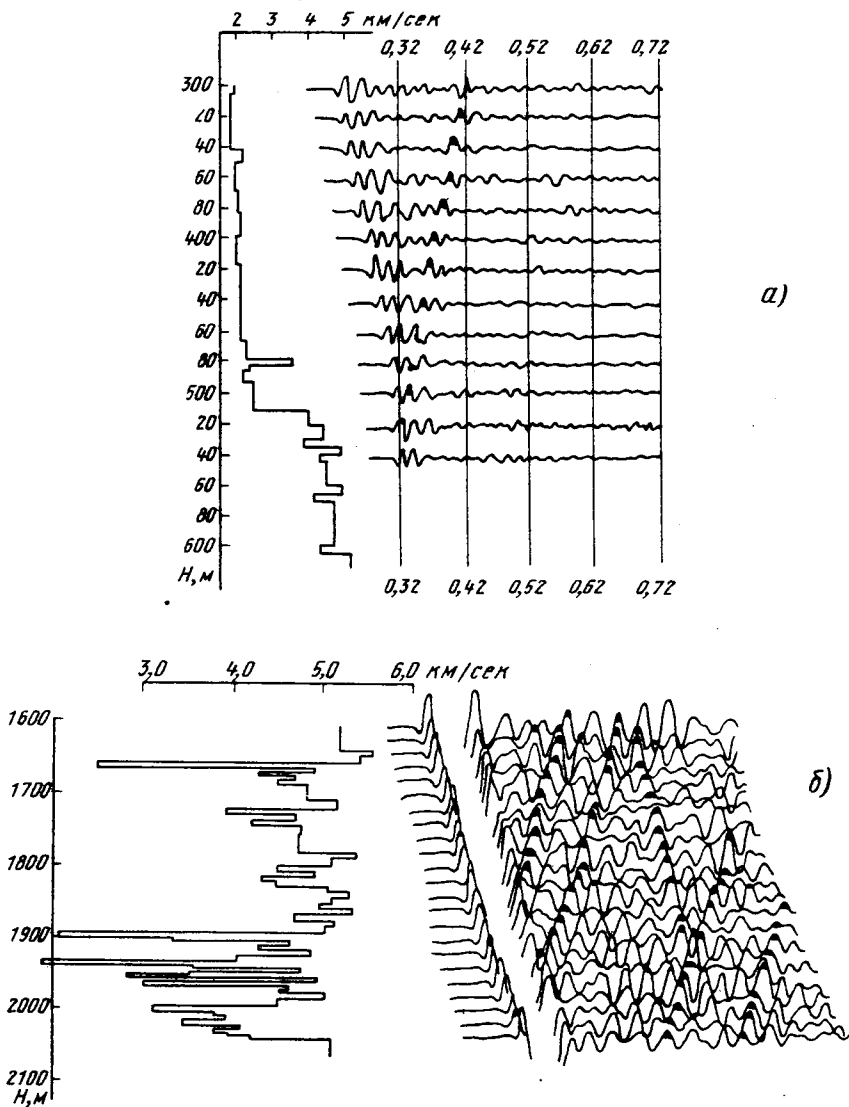


Рис.9. Примеры стратиграфической привязки волн по моделям УЗК в случаях резкой отрезающей границы (а) и тонко-слоистой пачки (б)

## Анализ динамических особенностей волн, регистрируемых во внутренних точках среды

Одним из условий эффективности работ способом ОПТ является сохранение формы записи отраженных волн при разных углах падения. При наблюдениях на дневной поверхности в платформенных условиях отраженные волны регистрируются при высоком уровне помех. По этим данным не удается установить, сохраняется ли форма записи вдоль профиля. Такая задача может быть решена по данным наблюдений во внутренних точках среды.

Ниже проводится анализ изменчивости отраженных волн в зависимости от расстояния ПВ - вертикальный профиль ( $\Delta x$ ). Приводится пример определения основной причины изменения формы записи отраженных волн вдоль уровня профиля на фактическом материале. Рассматривается эффективность суммирования отраженных волн, выделенных на уровне профиля и свободных от регулярных помех, в зависимости от числа суммируемых трасс и от базы суммирования.

### Изменение формы записи отраженных волн вдоль уровневого профиля

Для анализа изменчивости характера отраженных волн при изменении расстояния ПВ от вертикального профиля наиболее удобно воспользоваться уровнями сейсмограммами, на которых выделены отраженные волны. Уровеньная сейсмограмма, приведенная на рис. 10, получена на глубине 2060 м при обработке 60 магнитограмм способами последовательного вычитания помех и последующего синфазного суммирования в направлении отраженных волн. Каждая трасса на этой сейсмограмме есть результат обработки 24-канальной магнитограммы. Из приведенного рисунка видно, что характер отраженных волн изменяется вдоль уровня профиля. Меняются периоды волн и соотношения амплитуд соседних экстремумов.

Ниже рассматриваются примеры количественных оценок изменения характера отражений вдоль уровня профиля. Величины периодов прямых и отраженных волн тесно связаны между собой: из-

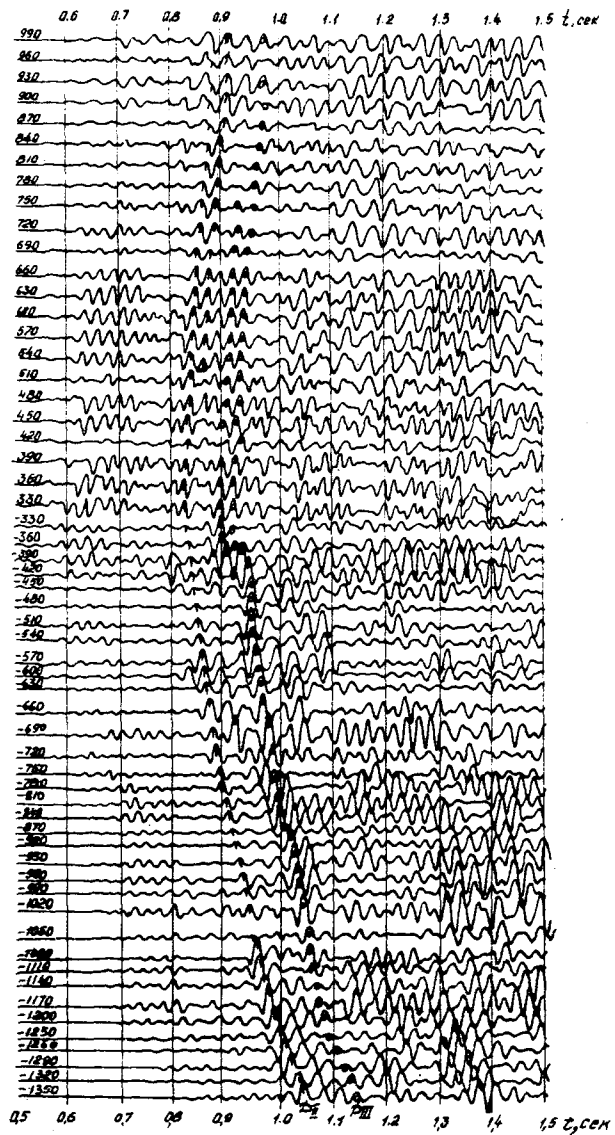


Рис. 10. Сводная уровенная сейсмограмма

менение периодов прямой волны, зарегистрированной на вертикальном профиле, влечет за собой изменение периодов отраженных волн (табл. 4).

Т а б л и ц а 4

$\Delta x, м$	Периоды волн, мс	
	прямой	отраженной
330	20	21
390	20	20
450	20	25
510	20	25
570	24	24
660	23	24
690	23	24
720	29	30
810	28	35
870	33	34
930	36	36
960	36	36

Известно, что амплитуды отраженных волн в силу ряда причин изменяются в зависимости от угла падения волны на отражающую пачку. Данные ВСП позволяют определить в наиболее чистом виде характер этих изменений. Ввиду того, что при взрывах в разных скважинах, расположенных на горизонтальном профиле, амплитуды волн, падающих на отражающие пачки, могут быть различными, целесообразно определять отношения амплитуд отраженных волн к первой падающей волне. При этом необходимо учитывать расхождение фронтов волн и характеристику направленности сейсмоприемников. Пример таких определений приведен на рис. II. Для каждого ПВ определяли 8-12 значений относительных амплитуд и их среднеарифметические. Полученные величины в известной мере характеризуют коэффициенты отражения и их зависимость от угла падения. Из рисунка видно, что при малых  $\Delta x$  относительные амплитуды волны  $\Delta_{II} - K_{AII}$  меньше, чем  $K_{AIII}$ . При увеличении  $\Delta x$  наблюдается возрастание



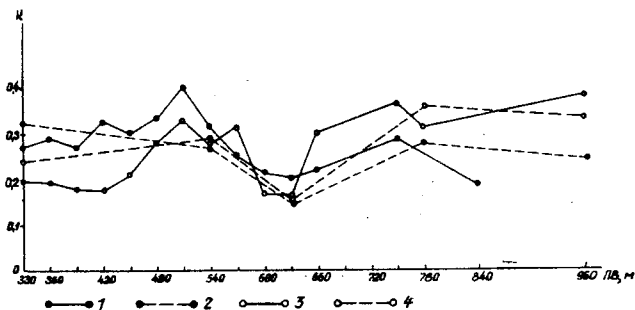


Рис. II. Экспериментальные и теоретические графики зависимости относительных амплитуд отраженных волн от угла падения волны на отражающую границу

1 —  $K_{D_{III}}$  по экспериментальным данным; 2 —  $K_{D_{III}}$  по теоретическим расчетам; 3 —  $K_{D_{II}}$  по экспериментальным данным; 4 —  $K_{D_{II}}$  по теоретическим расчетам

$K_{D_{II}}$  и уменьшение  $K_{D_{III}}$ . На графиках имеется глубокий минимум обеих кривых при  $\Delta x = 600-630$  м.

Количественное сопоставление формы записи волн при изменении  $\Delta x$  может быть проведено путем расчетов коэффициентов корреляции  $r$  между парами записей рассматриваемых волн, выделенных при разных  $\Delta x$ . Полученные величины дают объективную оценку изменения формы записи волн. Ниже приведен пример таких определений, сделанных для отраженной волны  $A_{II}$ , выделенной на уровне сейсмограмме (восточный профиль), и для первой падающей волны  $P_1$ , зарегистрированной на той же глубине и при тех же взрывах, что и волна  $A_{II}$ . О величинах коэффициентов корреляции можно судить по табл. 5. и рис. 12, где более зачерненные квадраты соответствуют большим величинам коэффициентов корреляции для сравниваемых пар записей. Из рисунка и таблицы видно, что величины  $r$  для волны  $A_{II}$  в пределах участков 450-690 (1-й участок) и 720-960 м (2-й участок) сравнительно велики, т.е. пары записей, входящие в тот или иной участок, хорошо коррелируются друг с другом. Записи же 1-го участка плохо коррелируются с записями 2-го участка. Примерно такими же свойствами

Расстояние между сравнимыми трассами, м	Коэффициенты корреляции					
	волна $P_I$			волна $\Delta_{II}$		
	участки профиля			участки профиля		
	I	2	I-2	I	2	I-2
30	0,86	0,54	0,72	0,72	0,79	0,17
60	0,84	0,69	0,73	0,69	0,72	0,21
90	0,72	0,68	0,64	0,60	0,58	0,31
120	0,70	0,62	0,57	0,55	0,45	0,43
150	0,63	0,75	0,62	0,49	0,35	0,34
180	0,68	0,56	0,57	0,48	0,28	0,26
210	0,72	0,71	0,62	0,53	0,24	0,16
$\bar{r}$	0,74	0,65	0,64	0,58	0,47	0,27

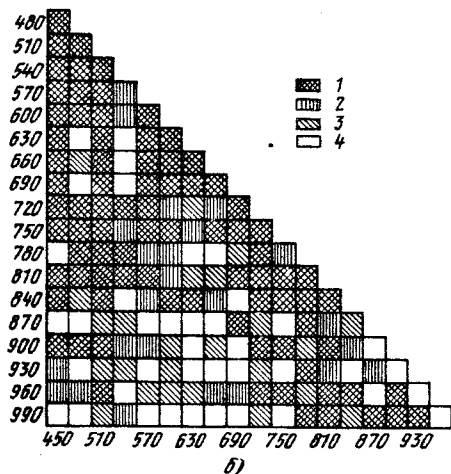
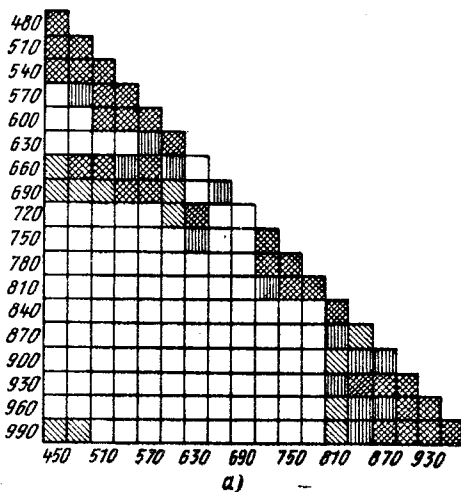


Рис. 12. Данные о коэффициентах корреляции между формой записи отрезанной волны  $\Delta_{II}$  (а) и прямой волны (б) для разных пар трасс восточной части уровня профиля

1 -  $r > 0,7$ ; 2 -  $0,6 < r < 0,7$ ; 3 -  $0,5 < r < 0,6$ ;  
4 -  $r < 0,5$

обладают записи волны  $A_{III}$ . Из сопоставления величин  $\zeta$  для первых падающих и отраженных волн следует, что величины  $\zeta$  для первых падающих волн больше, чем для отраженных волн, и меньше зависят от расстояния между двумя трассами. По величинам  $\zeta$  для падающих волн профиль разделяется на те же два участка, что и для отраженных волн.

### Причины изменения формы записи отраженных волн вдоль уровненного профиля

Возможными причинами изменения формы записи отраженных волн в зависимости от  $\Delta x$  могут быть следующие:

1. Изменение структуры отражающей пачки.
2. Изменение спектральной характеристики отражающей пачки в зависимости от угла падения на нее прямой волны.
3. Изменение условий возбуждения колебаний.

На примере материалов восточного профиля покажем возможность определения основной причины изменения характера отраженных волн вдоль уровненного профиля.

Отраженная волна  $A_{II}$  связана с пачкой терригенных отложений, залегающих непосредственно под карбонатной толщей. Теоретические расчеты, проведенные для разных моделей, определенных по данным акустического и электрического каротажей, а также экспериментальные данные показывают устойчивость ее формы по площади [4]. Волна  $A_{III}$  связана с пачкой тонких слоев внутри терригенной толщи. Эта волна менее устойчива по площади.

Изменения преобладающих частот и коэффициентов корреляции наблюдаются для волн  $A_{II}$ ,  $A_{III}$  и для прямой волны при одном и том же  $\Delta x$ . Этот факт делает маловероятным предположение об изменении структуры отражающих пачек на этом участке наблюдений, так как трудно допустить, что изменение формы записи и периодов прямой и отраженных волн совпали с каким-либо существенным изменением в структуре отражающих пачек.

По данным акустического и электрического каротажей, полученным в исследуемой скважине, составлена модель среды. Для этой модели проведены теоретические расчеты [34] спектральных характеристик пачек и формы записи отраженных волн, соответствующих

удалениям  $\Delta x = 330, 540$  и  $960$  м. При вычислениях формы записи отраженных волн производили свертку спектральных характеристик пачки с прямой волной, зарегистрированной при взрывах на восточном профиле при  $\Delta x = 540$  м (рис. 13, а). Результаты показывают, что форма записи отраженных волн в пределах рассматриваемого диапазона расстояний практически не изменяется, чего не наблюдается в эксперименте (рис. 13, в).

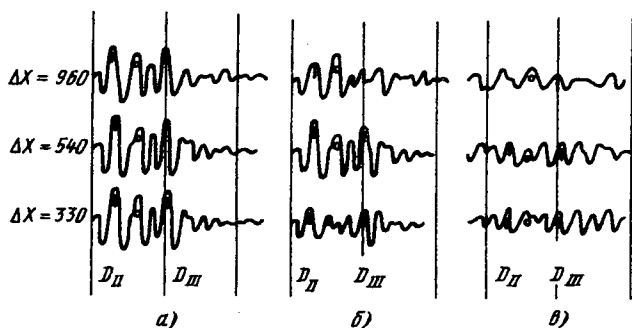


Рис. 13. Форма отраженных волн  $D_{II}$  и  $D_{III}$  по теоретическим расчетам и экспериментальным данным ( $h = 2050$  м)

а - результаты свертки спектральных характеристик пачек  $A_{II}$  и  $A_{III}$  с падающим импульсом, зарегистрированным при  $\Delta x = 540$  м; б - результаты свертки спектральных характеристик пачек  $A_{II}$  и  $A_{III}$  с импульсами, полученными в соответствующих точках профиля; в - наблюдаемая сейсмограмма

Рассчитаны величины относительных амплитуд  $K_{D_{II}}$  и  $K_{D_{III}}$ . Они определялись, как отношения амплитуд расчетной (для случая одного и того же падающего импульса) отраженной волны и наблюдаемой прямой волны. Отношения амплитуд монотонно убывает с ростом  $\Delta x$ . Уровень амплитудных кривых зависит от формы и амплитуды падающего импульса.

Результаты расчетов не могут объяснить ни изменения формы записи отраженных волн, ни сложного характера экспериментальных кривых  $K_{D_{II}}(\Delta x)$  и  $K_{D_{III}}(\Delta x)$  (см. рис. II).

Для той же модели проведены расчеты формы записи отраженных волн  $D_{II}$  и  $D_{III}$ . Для каждого удаления  $\Delta x$  брались "свой" падающие

импульсы, т.е. прямые волны, зарегистрированные при тех же  $\Delta x$ , для которых производились расчеты отраженных волн. При таком подходе имитировались изменения условий возбуждения. Как и в эксперименте (рис.13,в), расчетные трассы (рис.13,б) схожи между собой при  $\Delta x = 330$  и  $540$  м и отличаются от трасс при  $\Delta x = 960$  м.

Такой же подход использовался и при расчетах относительных амплитуд  $K_{д_г}(\Delta x)$  и  $K_{д_н}(\Delta x)$ . Форма отраженных волн рассчитывалась в каждом случае при использовании в качестве падающего импульса прямой волны, зарегистрированной при заданном  $\Delta x$ .

Полученные в результате расчетов кривые  $K_{д_г}(\Delta x)$  и  $K_{д_н}(\Delta x)$  удовлетворительно совпадают с экспериментальными графиками (см. рис.11).

Из этого анализа следует, что небольшие изменения формы записи прямой волны приводят к весьма существенным изменениям формы записи отраженных волн<sup>х)</sup>. Полученный вывод находится в согласии с экспериментальными данными о периодах и о коэффициентах корреляции волн. Действительно, в рассматриваемом примере, где четко видны изменения формы записи отраженных волн, изменения периодов прямых и отраженных волн происходят при одних и тех же  $\Delta x$ , а сами величины периодов этих волн почти в точности повторяются.

Таким образом, наиболее вероятной причиной изменения формы записи отраженных волн в рассматриваемом случае можно считать изменение условий возбуждения.

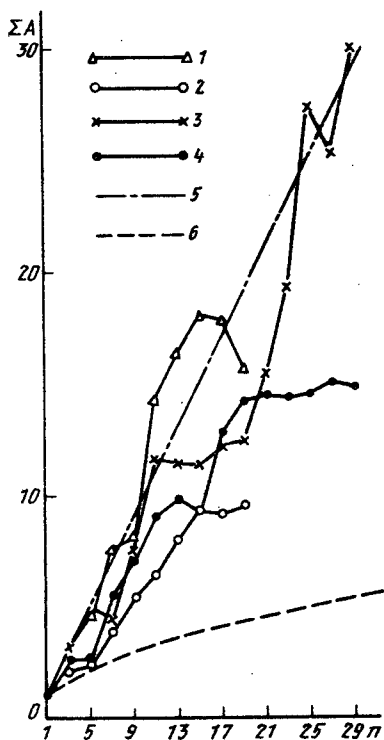
#### Оценка эффекта суммирования разного числа трасс, полученных на уровненом профиле

Такие оценки имеет смысл проводить в целях прогнозирования эффекта суммирования трасс, получаемых при наземных наблюдениях способом ОГТ. Данные ВСН позволяют проводить суммирование разного числа трасс при разных базах суммирования при отсутствии регуляр-

---

х) Этот вывод приведен ранее в работе [40] по экспериментальным материалам, полученным при наземных наблюдениях.

ных волн-помех. Строго говоря, такое суммирование соответствует случаю общей точки приема, но если допустить, что структура отражающей пачки на участке образования зарегистрированных отраженных волн неизменна, то получаемые выводы можно распространить и на случай ОГТ.



На рис.14 приведены зависимости суммарных амплитуд волн  $A_{II}$  и  $A_{III}$  от числа суммируемых трасс. Интервалы расстояний ПВ от вертикального профиля равны для восточного профиля 450-990 м (в пересчете на дневную поверхность  $\sim 740-1590$  м) и для западного 350-1140 м (в пересчете на дневную поверхность  $\sim 630-1820$  м). Кривые на графике смещены в точке  $n = 1$ . На рисунке изображены также две теоретические зависимости  $\Sigma A(n)$ . Первая из них (кривая 5) соответствует идеальному случаю, когда суммарные амплитуды прямо пропорциональны числу суммируемых трасс. Вторая (кривая 6) соответствует другому

Рис.14. Зависимости суммарных амплитуд отраженных волн  $A_{II}$  и  $A_{III}$  от числа суммируемых трасс уровня профиля

1 -  $A_{II}$ , восточный профиль; 2 -  $A_{III}$ , восточный профиль; 3 -  $A_{II}$ , западный профиль; 4 -  $A_{III}$ , западный профиль; 5 - теоретическая зависимость  $\Sigma A(n)$  при  $\Sigma A \sim n$ ; 6 - теоретическая зависимость  $\Sigma A(n)$  при  $\Sigma A \sim \sqrt{n}$

крайнему случаю, когда суммарные амплитуды пропорциональны  $\sqrt{n}$ . Если принять, что при суммировании трасс в способе ОГТ амплитуды волн-помех возрастают в  $\sqrt{n}$  раз, то кривая 6 соответствует случаю, когда суммирование трасс оказывается неэффективным.

Все экспериментальные кривые располагаются между теоретическими зависимостями 5 и 6, ближе к зависимости 5. Это значит, что суммирование оказывается эффективным для всех рассматриваемых  $L$  и для всех баз. Однако характер кривых на рисунке несколько различен. Суммирование оказывается более эффективным для волны  $A_H$ . Базы суммирования трасс, при которых суммарные амплитуды возрастают, для волн  $A_H$  и  $A_{II}$  различны - для волны  $A_{II}$  эти базы меньше, чем для волны  $A_H$ .

### З а к л ю ч е н и е

Результаты работ методом ВСП могут быть использованы для:

- а) определения относительной интенсивности однократных и многократных отраженных волн; это позволяет выбирать интерференционные системы наблюдений с целью подавления кратных волн;
- б) анализа изменения формы записи однократных отраженных волн вдоль уровня профиля и определения эффективности суммирования этих волн при отсутствии регулярных помех с целью определения оптимальных баз и числа суммируемых каналов;
- в) определения по экспериментальным данным годографов однократных волн, отраженных от общей глубинной точки;
- г) структурных построений.

Для проведения работ в этих направлениях разработана многоканальная аппаратура АВСП-7м и получены выводы, касающиеся специфических особенностей ее применения при полевых наблюдениях.

## Л и т е р а т у р а

1. АМИРОВ А.Н., МЕРКУЛОВ В.И., ДИДЕНКО С.И. Прием упругих колебаний в скважине. Сб. статей АН УССР, вып. № 27, Киев, 1969.

2. БАРХУДАРЬЯН А.А., ИБЛИЕВ Б.Д. Некоторые результаты ВСП в юго-восточной части Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. - Реф. сб. "Вертикальное сейсмическое профилирование и увеличение эффективности сейсмических исследований", № 26; М., ОНТИ ВИЭМС, 1971.

3. БЕДОУСОВ О.Н. Опыт работ ВСП в тресте "Грознефтегеофизика". - Реф. сб. "Вертикальное сейсмическое профилирование и увеличение эффективности сейсмических исследований". № 26, М., ОНТИ ВИЭМС, 1971.

4. БЕРЗОН И.С., СТАРОДУБРОВСКАЯ С.П., МИТРОНОВА В.А. Эффективность способа общей глубинной точки. - Обзор. М., ОНТИ ВИЭМС, 1972.

5. БЕРЗОН И.С. и др. Сейсмические волны в тонкослоистых средах. - Сб. статей, М., "Наука", 1973.

6. БЕРЗОН И.С. и др. Модели реальных сред и сейсмические волновые поля. - Сб. статей. М., "Наука", 1967.

7. БЕРДЕННИКОВА Н.И., ЖАДИН В.В., РУДАКОВ А.Г. К вопросу о методике сейсмокаротажных наблюдений. - В сб.: "Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн", II. Л., Изд-во ЛГУ, 1959.

8. ВАСИЛЬЕВ А.А., СЕВАЛЬНЕВ А.В., ХУДЗИНСКИЙ Л.Л., ШИРОКОВ В.И. Аппаратура для изучения сейсмических волновых полей во внутренних точках среды. - "Прикладная геофизика", № 60, 1970.

9. ГАМБУРЦЕВ А.Г., КУЗНЕЦОВ В.В., ЛАВРОВ В.С., СЕВАЛЬНЕВ А.В., ШИРОКОВ В.И. Аппаратура и методика вертикального сейсмического профилирования при помощи многоканального зонда. - В сб.: "Сейсмические волны в тонкослоистых средах". М., "Наука", 1973.



10. ГАЛЫПЕРИН Е.И., РУДЕНКО Г.Е., ФРОЛОВА А.В. О причинах отсутствия на наземных сейсмограммах отраженных волн, связанных с отложениями терригенного девона на Волгоградском правобережье. "Разведочная геофизика", вып.37, М., "Недра", 1970.

11. ГАЛЫПЕРИН Е.И. Вертикальное сейсмическое профилирование. М., "Недра", 1970.

12. ГЛАН Ю.Р., ГЕЙМАН Б.М., КУВШИНОВ С.А., ТЕПЛИЦКИЙ В.А., БУКОВИЦКИЙ Я.Б., РУДЗИК Л. К вопросу о наличии и условиях регистрации отражений в допермской части разреза на территории ПНР по данным ВСП. - "Труды ВНИГНИ", 1971.

13. ГИТИС Э.И. Преобразователи информации для электронных вычислительных устройств. М., Госэнергоиздат, 1961.

14. ГИТИС Э.И. Преобразователи информации электронных цифровых вычислительных устройств. М., "Энергия", 1970.

15. ГОГОНЕНКОВ Г.Н. Расчет и применение синтетических сейсмограмм. М., "Недра", 1972.

16. ГОЛЬЦМАН Ф.М. Основы теории интерференционного приема регулярных волн. М., "Наука", 1964.

17. ГОЛЬЦМАН Ф.М. Об экспериментальном анализе помех и надежности результатов группирования сигналов. - "Изв.АН СССР. Сер.геофизич.", 1960, № 12.

18. ДЕМИДЕНКО Ю.Б. Вертикальное сейсмическое профилирование. В сб.: "Геологическая интерпретация и методика геофизических исследований". - "Труды Института геофизики АН УССР", 1964, вып.7/9.

19. ЗОРИН О.А., ВДСВИН И.В. Результаты применения ВСП для оценки возможности использования обменных преломленных волн на северном борту Причерноморской впадины. - Реф.сб. "Вертикальное сейсмическое профилирование и увеличение эффективности сейсмических исследований", № 26, М., ОНТИ ВИЭМС, 1971.

20. КАЦ С.А., КУЗНЕЦОВ В.В., МЕЛАМУД А.Я., ГАМБУРЦЕВ А.Г. О надежности выделения полезных волн в методе ВСП. - В сб.: "Сейсмические волны в тонкослоистых средах." М., "Наука", 1973.

21. КАЦ С.А., ШУБИК Б.М., КИСЕЛЕВИЧ В.Л. Комплекс методов для обнаружения сейсмических волн. - В сб.: "Сейсмические волны в тонкослоистых средах." М., "Наука", 1973.
22. КОЛЕНКОВ Э.В., ШЕХТМАН Г.А. Использование результатов ВСП в комплексе опытно-методических работ на территории Московской синеклизы. - Реф.сб. "Вертикальное сейсмическое профилирование и увеличение эффективности сейсмических исследований", № 26, М., ОНТИ ВИЭМС, 1971.
23. КОНДРАТЬЕВ О.К. Точность определения времен прихода волн с учетом фазовых сдвигов аппаратуры. - В сб.: "Сейсмические волны в тонкослоистых средах." М., "Наука", 1972.
24. КРАУКЛИС П.В., МОЛОТКОВ Л.Л. Скорости распространения волн-помех при сейсмическом каротаже. - "Прикладная геофизика", № 55, М., "Недра", 1969.
25. КРИВОНОСОВ В.М. Результаты работ методом ВСП в Волгоградской области. - Реф.сб. "Вертикальное сейсмическое профилирование и увеличение эффективности сейсмических исследований", № 26, М., ОНТИ ВИЭМС, 1971.
26. КУРСИН С.В., ДЕГТЕВ В.А. Результаты применения ВСП в Тюменской области. - Реф.сб. "Вертикальное сейсмическое профилирование и увеличение эффективности сейсмических исследований", № 26, М., ОНТИ ВИЭМС, 1971.
27. МЕЛАМУД А.Я., КУЗНЕЦОВ В.В., ДДИН И.И. О временных сдвигах, вызванных фазовыми характеристиками сейсморегирующей аппаратуры. - "Разведочная геофизика, № 42, М., "Недра", 1970.
28. МЕШБЕЙ В.И., МУЗЫКА И.М. Совместное использование методов ВСП и ОГТ при подавлении многократных отраженных волн. - "Разведочная геофизика", вып.42, М., "Недра", 1970.
29. МУЗЫКА И.М. О влиянии особенностей разреза на интенсивность многократных волн (по данным вертикального сейсмического профилирования). - "Изв.АН СССР. Сер.: Физика Земли", 1969, № II.
30. НАХАМКИН С.А. О верной фильтрации. - "Изв.АН СССР. Сер.: Физика Земли", 1969, № II.

31. НАХАМКИН С.А. Математические алгоритмы вычитания регулярных волн-помех при разделении сейсмических волн. I, II. - "Изв.АН СССР. Сер.: Физика Земли", 1966, № 7,9.

32. ПОТАПОВ О.А. Анализ данных ВСП способом оптической фильтрации. - Реф.сб. "Вертикальное сейсмическое профилирование и увеличение эффективности сейсмических исследований", № 26, М., ОНТИ ВИЭМС, 1971.

33. ПУЗЫРЕВ Н.Н. Измерение сейсмических скоростей в скважинах. М., Гостоптехиздат, 1957.

34. РАТНИКОВА Л.И. Расчет спектральных характеристик тонкослойных сред. - "Изв.АН СССР. Сер.: Физика Земли", 1967, № 2.

35. РУДЕНКО Г.Е. Развитие методики скважинных сейсмических наблюдений способом обращенного годографа (ОГ). М., ОНТИ ВНИИЯГТ, 1970.

36. РУДЕНКО Г.Е., ХУДЗИНСКИЙ Л.Л. О возможностях и путях использования непродольного вертикального профилирования для решения структурных задач. - "Разведочная геофизика", вып.50, М., "Недра", 1972.

37. РУДЕНКО Г.Е., ФРОЛОВА А.В., ХУДЗИНСКИЙ Л.Л. Результаты сейсмических наблюдений в скважинах при изучении девонских отложений в условиях Волгоградской области. - "Разведочная геофизика", вып.50, М., "Недра", 1972.

38. РУДЕНКО Г.Е., ХУДЗИНСКИЙ Л.Л. Использование методов синтетических сейсмограмм для анализа поля кратных волн. - В сб.: "Развитие методики скважинных сейсмических наблюдений." М., ОНТИ ВНИИЯГТ, 1971.

39. РУДЕНКО Г.Е. О построении отражающих границ по данным непродольного профилирования. - В сб.: "Развитие методики скважинных сейсмоакустических наблюдений." М., ОНТИ ВНИИЯГТ, 1971.

40. РУДНИЦКИЙ В.П. Сейсмические исследования в скважинах. Киев, "Наукова думка", 1968.

41. СМОЛОВ В.Б. и др. Вычислительные машины непрерывного действия. М., "Высшая школа", 1964.

42. СТАРОДУБРОВСКАЯ С.П. Влияние различных факторов на сопоставимость экспериментальных и синтетических сейсмограмм. - В сб.: "Сейсмические волны в тонкослоистых средах". М., "Наука", 1973.

43. ТЕПЛИЦКИЙ В.А. Способ сейсмической разведки. Авт. свид. № 219807. - "Бюлл. изобр.", № 19, 1968.

44. ТЕПЛИЦКИЙ В.А. Метод обращенного годографа отраженных волн. - В сб.: "Новые технические и методические разработки в сейморазведке". М., ОНТИ ВИЭМС, 1969.

45. ТЕПЛИЦКИЙ В.А., БЕЛОВ В.М., ГЛАН Ю.Н., КУВШИНОВ С.А., ЛУПАНОВС В.П. Регистрация и выделение отраженных волн в методе обращенного годографа. - "Разведочная геофизика", № 47, М., "Недра", 1971.

46. ТЕПЛИЦКИЙ В.А. Геофизические исследования при изучении геологического строения отдельных нефтегазоносных районов. - "Труды ВНИГНИ", 1971, вып. III.

47. ТЕПЛЯКОВ И.М. Радиотелеметрия. М., "Сов. радио", 1966.

48. ТОПОВИЧ Р., КАРПЮС У. Быстродействующие аналоговые вычислительные машины. М., "Мир", 1964.

## С о д е р ж а н и е

Введение . . . . .	I
Аппаратура и методика работ . . . . .	4
Сквезинная и наземная части аппаратуры АВСП-7м . . . . .	5
Особенности методики регистрации волн при использовании многоканального зонда . . . . .	10
Определение кинематических и динамических харак- теристик волнового поля по данным ВСП в условиях Русской платформы . . . . .	12
Способы обработки данных ВСП . . . . .	15
Кинематические характеристики волн . . . . .	20
Анализ динамических особенностей волн, регистрируемых во внутренних точках среды . . . . .	36
Заключение . . . . .	45
Литература . . . . .	46

**А.Г.Гамбургев, О.К.Кондратьев, В.В.Кузнецов,  
Б.С.Давров, Т.И.Полякова, М.И.Рац-Хизгия,  
А.В.Севальнев**

**Некоторые возможности использования  
вертикального сейсмического профилирования  
в способе ОГТ**

**Редактор Р.А.Матвеева  
Технический редактор В.А.Скоцырев  
Корректор Е.И.Статникова**

Подписано к печати 25/ХП 1974 г. Т. 21564

Формат 60×84/16

Тираж 950 экз.

Усл. печ. л. 3,02

Заказ 29

Сдано в печать 30/ХП 1974г.

Уч.-изд. л. 3,12

Цена 31 коп.

УДК 550.832.42:550.834.53

Гамбурцев А.Г., Кондратьев О.К., Кузнецов В.В., Лавров В.С., Полякова Т.И., Рац-Хизгия М.И., Севальнев А.В. Некоторые возможности использования вертикального сейсмического профилирования в способе ОГТ. Обзор. Сер. IX. Рег., разв. и промысл. геофизика. М., ВИЭМС, 1974, 52 с. с ил. Список лит.: 48 назв.

На основании теоретических и экспериментальных данных показана возможность использования метода ВСП при выборе систем наблюдений и обработки данных наземных наблюдений способом ОГТ.

Цена 31 коп.

2 10 99

14  

---

50450