

УДК 550.8.013

© Коллектив авторов

*О.А. Веденяпин, С.А. Каплан, Е.Б. Лебедев, В.Е. Рок*

# МЕТОДИЧЕСКИЕ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПЛНОВОЛНОВОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ В ОБРАБОТКЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

## Общие положения формирования методики и выбора технологий изучения геофизическими методами сложнопостроенных геологических сред

В рамках региональных геофизических исследований, выполняемых за счет госбюджета, в качестве наиболее информативных (после глубокого бурения и ГИС) используются профильные 2D сейсмо- и электроразведочные (МТЗ) методы, дополняемые площадными мелкомасштабными, не более 1:200 000, съемками грави- и магнитометрии. На основе последних для объектов различного ранга формируются пространственные представления о строении и их границах в плане. По вертикали они носят преимущественно качественный характер, без определенной привязки по глубине, поскольку только такие возможности предоставляет потенциальный характер гравитационного и стационарного электромагнитного полей, обусловленный их физической природой.

Количественная интерпретация комплекса геофизических методов (геометрия границ, значения физических характеристик пород между ними, прогноз условий осадконакопления и др.) возможна, практически, только на основе данных сейморазведки, использующей упругие волны, распространяющиеся с конечными скоростями в геологических средах. Учитывая это обстоятельство, представленные ниже методические и технологические решения по изучению сложнопостроенных объектов рассматриваются применительно к сейсмическим исследованиям.

Отличительная особенность решений заключается в широком использовании средств компьютерного моделирования сейсмических волновых полей и наиболее сложного из них – плноволнового, а их реализация представлена последовательностью этапов.

Первый из них, обычный для всякого проекта работ, на котором предусматривается сбор геолого-геофизической информации об изучаемом

объекте, включая используемые методики полевых работ и результаты их традиционной обработки. Определенная специфика содержания работ этапа применительно к использованию моделирования заключается в анализе и обобщении информации, ориентированных на формулировку возможных (допустимых) вариантов модели объекта. При этом особое внимание уделяется значениям физических характеристик и их возможным взаимосвязям для отложений различного уровня усреднения (ранга) по условиям осадконакопления: от пластов-коллекторов до крупных осадочных комплексов.

На следующем этапе производится расчет набора теоретических сейсмограмм для выбранных систем наблюдений средствами компьютерного плноволнового 3D-моделирования.

Завершающими двумя этапами предусматривается обработка набора сейсмограмм и анализ получаемых результатов. Их задачи – синтез графа обработки, учитывающий специфику региональных исследований и условия минимального обеспечения глубоким бурением, обоснование критериев интерпретации результатов обработки, включая определение наиболее информативного набора атрибутов сейсмической записи и оптимизацию построения разрезов акустического импеданса, обеспечивающих в совокупности локализацию нефтегазоперспективных объектов и прогноз изменения в пространстве их коллекторских свойств.

Из перечисленных этапов ниже рассматриваются особенности реализации первых двух.

Распространенное суждение геологов и большинства геофизиков-практиков заключается в бесполезности математического (в том числе в более или менее сложных случаях) моделирования: что в модель заложишь, то и получишь! Применительно к сейсмическому методу исследований оно в определенной степени справедливо только в условиях достаточно примитивных моделей: слоистая среда с плоскими горизонтальными границами раздела при условии достаточной, по сейсмическим меркам,

толщине слоев и с неизменностью в пространстве их физических, да и геологических свойств. Существующие методы и методики обработки данных сейсморазведки МОВ-ОСТ в подобных условиях обеспечивают восстановление заданной модели, правда, с некоторыми, пусть и незначительными, погрешностями в определении скоростей распространения волн и глубин залегания отражающих границ. Получаемые при этом временные разрезы – основной результат сейсморазведки – осложнены только наличием кратных отраженных волн, подавление которых не всегда удается осуществить в нужной степени. Обратим внимание на то, что даже в условиях такой простейшей ситуации использование математического моделирования позволяет оценить корректность и точность восстановления характеристик заданной модели при выбранных системах наблюдений, частотного диапазона сигналов и графа процедур обработки. Немаловажным фактором является возможность анализа ложных результатов интерпретации сейсмических построений, обусловленных ошибочным прослеживанием осей синфазности кратных волн в качестве полезных однократных.

В более сложных моделях среды, содержащих несогласные и, в общем случае, криволинейные границы, с изменяющимися в пространстве значениями скоростных и плотностных характеристик между ними, получаемая в результате обработки геометрия осей синфазности отражений на временных разрезах существенно отличается от рисунка реальных структурных и морфологических характеристик изучаемой среды. Наиболее типичный пример:

поведение времен отражений от подсолевых горизонтов в области соляного купола. Их резкое уменьшение под куполом, достигающее нескольких сот миллисекунд, обусловлено лишь локальным увеличением средней скорости распространения упругих волн в окрестности купола (рис. 1, для сравнения – пример вертикального сечения исходной модели среды с распределением значений физических характеристик в глубинном масштабе представлен ниже на рис. 5). Их интерпретация как наличие здесь положительной структуры некорректна. В подобных условиях проведение региональных исследований по линейным профилям связано с дополнительными искажениями сейсмического образа фрагментами осей синфазности волн, отраженных от объектов, расположенных вне вертикальной плоскости профиля (рис. 2).

Во всех подобных ситуациях посредством математического моделирования корректно устанавливается геологическая информативность сейсмического метода, а также создаются предпосылки оптимизации методики и параметров систем полевых наблюдений, определения необходимых преобразований сейсмограмм, обеспечивающих состоятельность получаемых результатов обработки и корректность их последующей интерпретации.

В процессе моделирования, задав пространственные и физические параметры изучаемого объема земной коры, исследователь получает возможность многократно выполнить *вычислительный компьютерный эксперимент*, позволяющий рассчитать наблюдаемые в различных точках среды сейсмоакустические сигналы от заданных источников, и определить, как влияют на них различные элементы

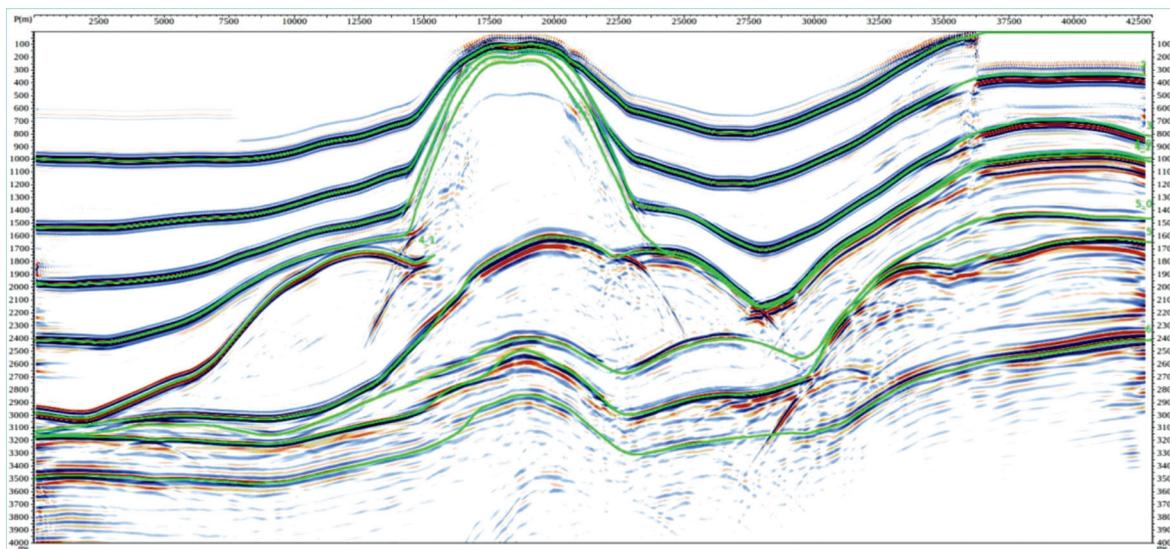


Рис. 1. Пример временного разреза по вертикальному сечению модели (рис. 5)

Fig. 1. Example of a time section by vertical cross-section of the model (Fig. 5)

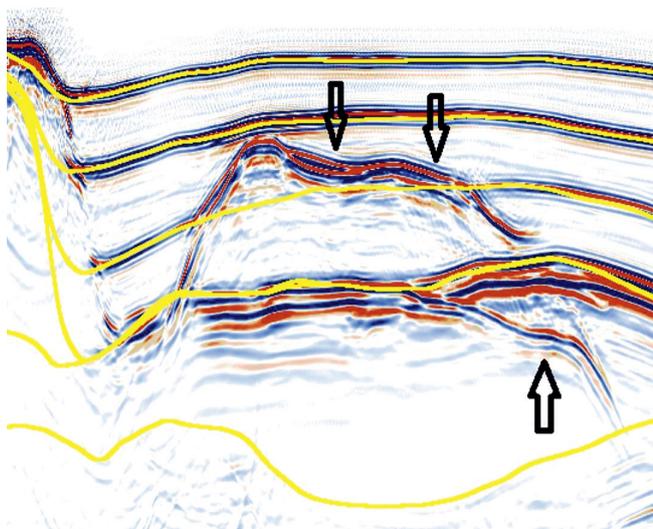


Рис. 2. Пример отражения от границы, расположенной вне плоскости профиля (жёлтым цветом заданные горизонты)

Fig. 2. An example of a reflection from a boundary located outside the profile plane (in yellow, the specified horizons)

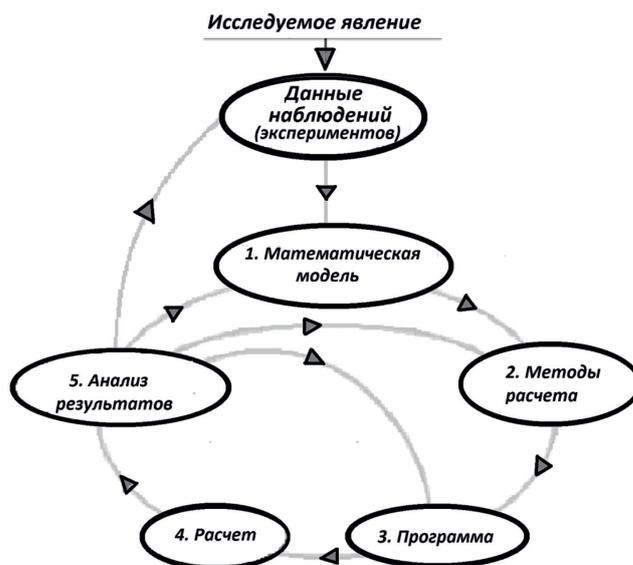


Рис. 3. Общая схема этапов вычислительного эксперимента

Fig. 3. General flow-chart of the stages of the computational experiment

геологической структуры. В применении к задачам сейсморазведки это позволяет для вариантов предполагаемого пространственного строения и значений параметров моделируемого объема земной коры рассчитать и исследовать наборы теоретических сейсмограмм, соответствующие различным расположениям пунктов возбуждения и регистрации сигналов, в том числе подобных реальным полевым сейсмограммам.

Вычислительный эксперимент занимает промежуточное положение между натурным экспериментом и аналитическим исследованием и широко распространен в науке и технике. Ключевые задачи, которые необходимо решить для выполнения любого вычислительного эксперимента на различных этапах, и связи между ними схематически показаны на рис. 3. Эти этапы включают:

**Этап 1.** Построение математической модели процесса (составление уравнений, описывающих исследуемое явление).

**Этап 2.** Выбор численных методов расчета (построение дискретной модели, аппроксимирующей исходную математическую задачу, построение разностной схемы, разработка вычислительного алгоритма и т. д.).

**Этап 3.** Создание программы, реализующей вычислительный алгоритм.

**Этап 4.** Проведение расчетов и обработка полученной информации.

**Этап 5.** Анализ результатов расчетов, сравнение (если это возможно) с натурным экспериментом.

По результатам последнего этапа имеется возможность внести изменения в модель и повторить вычислительный эксперимент. В геологических задачах натурным экспериментом служат полевые наблюдения и исследования. Таким образом, практическая применимость математического моделирования в значительной степени зависит от возможности многовариантных компьютерных экспериментов, то есть обусловлена длительностью и стоимостью необходимых для их проведения расчетов.

В применении к моделированию сейсмических полей основным физическим механизмом их формирования в геологических средах служит распространение достаточно слабых механических колебаний в геологических породах. Поэтому в подавляющем большинстве случаев его адекватной математической моделью является модель распространения упругих волн в соприкасающихся однородных трехмерных упругих областях. Особенность использования модели состоит в переходе к выделению таких областей и к их физическим параметрам на основе имеющихся, заведомо неполных, геологических, геофизических, литологических данных. Сам переход представляет собой самостоятельную задачу, решаемую на этапе подготовки числовой объемной модели исследуемого объема земной коры. Это относится и к структурным элементам объема, представляющим целевые объекты поиска. Таким образом, этап «математическая модель» в рассматриваемых геолого-разведочных задачах включает две составляющие:

- А) Числовую модель определенного объема земной коры с заданными механическими характеристиками слагающих его достаточно однородных областей и пространственным расположением их границ, если прилегающие области по значениям характеристик достаточно контрастны, чтобы такие границы можно было выделить.
- Б) Вычислительную модель динамического процесса распространения механических колебаний (то есть сейсмических волн всех возможных типов) в полученной модели неоднородной упругой среды (составляющая А) – компьютерную программу, позволяющую достаточно эффективно решать соответствующую математическую задачу в полной трехмерной (3D) постановке с необходимой точностью. То есть общее решение указанной задачи получается в результате *полноволнового компьютерного моделирования 3D сейсмического поля* в заданных условиях. Естественно, что для «простых» моделей сред возможно использование известных частных решений динамических задач аналитическими методами.

#### **Теоретические основы сейсмического полноволнового компьютерного 3D-моделирования: методы и технология решения**

В геофизических сейсмоакустических методах исследований величины деформаций и напряжений в полосе частот сейсмического сигнала уже на небольших удалениях от источников сигналов становятся достаточно малыми. Это в подавляющем большинстве случаев позволяет выбрать в качестве адекватной математической модели распространение линейных упругих волн [1], то есть волн, для которых выполняется принцип суперпозиции. Для источников импульсного (взрывного) типа особенно важен также правильный учет переходных процессов возбуждения упругих деформаций и напряжений в среде, то есть рассмотрение полной динамики волн в пространстве и времени [2, 4].

Таким образом, содержательность вычислительного эксперимента в указанных областях обусловлена достаточной полнотой и адекватностью пространственной геологической модели с заданными границами однородных упругих областей и физических характеристик, слагающих ее структурные элементы. Возможность использования эксперимента – точностью и быстротой расчета динамических характеристик сейсмических полей.

Доступность практического использования полноволнового компьютерного 3D-моделирования

при сейсмических исследованиях обусловлено рядом факторов:

- развитием методов математического описания процессов распространения сейсмических сигналов в геологических средах;
- постоянно растущей производительностью компьютерных средств, удешевлением и доступностью вычислительных ресурсов;
- совершенствованием алгоритмов, которое, что не менее важно, уже привело к существенному прогрессу в области развития компьютерного математического моделирования и его практического использования.

В свете рассмотренных аспектов компьютерное моделирование сейсмических полей представляет собой средство для изучения как процесса, так и результата формирования волновых картин, обусловленных особенностями строения геологической среды: распределением в пространстве их геометрических и физических характеристик.

Основой активного включения компьютерного моделирования в сферу промышленной сейсморазведки является отмеченная выше возрастающая доступность расчета теоретических сейсмограмм, осуществляемого с высоким быстродействием, как минимум, сравнимым с производительностью полевых работ по количеству сейсмограмм в смену.

В методике применения полноволнового моделирования имеют место четыре стадии:

- постановка задач и формулировка геологической модели среды, в условиях которой должно быть обеспечено их решение;
- построение геофизической модели среды, включающей:
  - «наполнение» геологической модели значениями физических характеристик;
  - преобразование построенной модели, в общем случае тонкослоистой, в эффективную, обеспечивающую желаемый компромисс между размерами модели, ее детальностью и разрешающей способностью сейсморазведки, а также объемом вычислений по распространению в ней упругих волн;
- построение математической (сеточной) модели среды;
- математическое описание процесса распространения упругих волн в пространстве модели, адаптированное к особенностям модели, и собственно расчет теоретических сейсмограмм для заданной системы наблюдений.

Результаты моделирования – наборы теоретических сейсмограмм – представляют собой основу многовариантной обработки, в процессе которой обеспечиваются сформулированные выше методи-



Для преодоления ограниченности или отсутствия информации по отдельным характеристикам в процессе этого обобщения устанавливаются зависимости между значениями характеристик как на основе имеющихся определений, так и по литературным источникам. По этим данным строится физический облик геологической модели. Ее отличительная особенность заключается в распространенности границ по всему пространству модели, и в этом плане она играет роль базовой модели. При необходимости задания ограниченных в пространстве объектов они условно считаются включениями, привязанными к отдельному слою этой модели. В частности, таковыми являются целевые нефтегазоперспективные объекты. На рис. 5 приведен пример геофизической модели в значениях скоростей распространения продольных, поперечных волн и плотности. (Временной разрез, представленный выше на рис. 1 соответствует этой модели.)

Далее в процессе подготовки геофизической модели выбираются параметры ее детальности. Для этого необходимо учитывать ряд факторов, сопутствующих вычислительному эксперименту:

- выполнение расчетов на дискретной пространственной сетке;
- спектральные характеристики сейсмических сигналов;
- объемы вычислений и затрачиваемое на них время при тех или иных технических средствах.

Расстояния между узлами сетки выбираются с учетом спектральных характеристик сейсмических

сигналов. Так, при видимой частоте сигналов порядка 40 Гц эти расстояния при формировании геофизической модели составляют в плане не более 50 м, а по вертикали – 25 м.

После выбора параметров детальности задаются характеристики фрагмента модели – включения, представляющего нефтегазоперспективный объект, – и рассчитывается его эффективный аналог, идентичный по формируемому волновому полю в выбранной полосе частот сейсмических сигналов исходному фрагменту. Для этого нередко используются специальные математические решения, имеющиеся и/или вновь разрабатываемые, учитывающие специфику строения и свойств тонкослоистой структуры объекта и его неоднородностей. Затем эффективный аналог (эффективная тонкослоистая модель – ЭТСМ) включается в общую модель с привязкой в плане и по глубине в соответствующем комплексе отложений.

Методика формирования ЭТСМ существенно зависит от количества и качества исходных данных. Главными условиями, определяющими методические аспекты решения задачи, являются следующие:

- исследования глубоких скважин (ГИС, описание керна, результаты опробования продуктивных интервалов разреза);
- наличие результатов петрофизических исследований для пород, слагающих целевой интервал;
- близость к району исследований и количество глубоких скважин.

Ниже рассмотрены два варианта построения ЭТСМ.

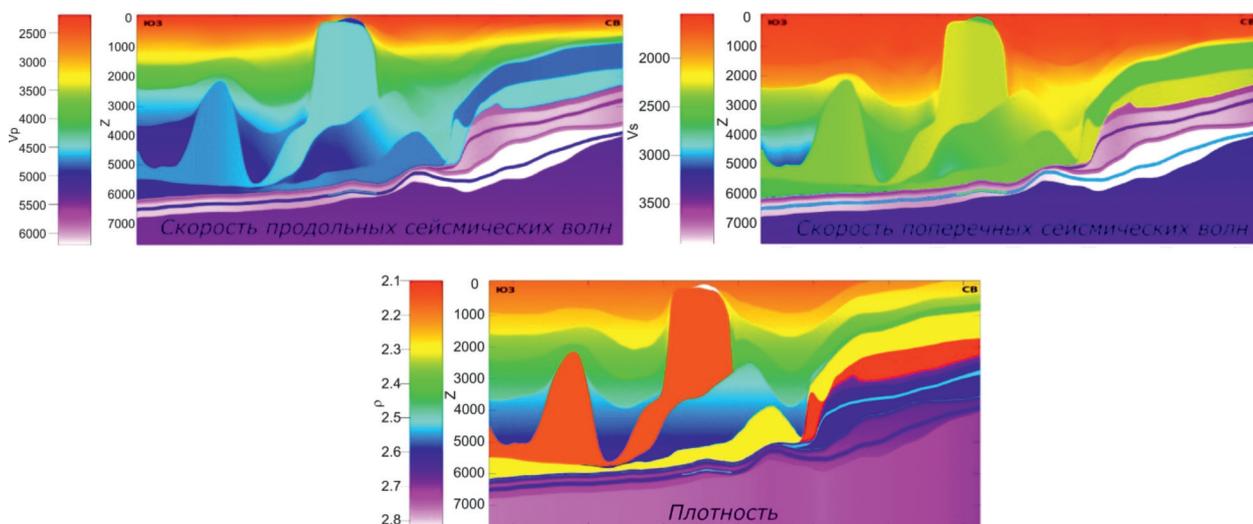


Рис. 5. Вертикальные сечения геофизической модели в значениях скоростей распространения продольных ( $V_p$ ), поперечных ( $V_s$ ) волн и плотности ( $\sigma$ )

Fig. 5. Vertical cross-sections of the geophysical model mapping the values of propagation velocities of longitudinal ( $V_p$ ), transverse ( $V_s$ ) waves and density ( $\sigma$ )

Наиболее просто задача решается для объектов, обеспеченных результатами исследований методами ГИС и их связями с петрофизическими характеристиками. В этом случае методика расчета эффективных значений для целевых объектов в сейсмическом диапазоне частот строится на основе апскейлинга – укрупнения толщин слоев. При этом его масштабы обусловлены с одной стороны детальностью по вертикали эффективной модели (минимум ~6-6,95 м), необходимой и достаточной для пространственной дискретизации разностной вычислительной схемы, обеспечивающей приемлемое время генерации теоретических сейсмограмм, с другой – частотой дискретизации сейсмического сигнала. Максимальная толщина слоя при этом ограничена и составляет не более 0,25 $l$  (характерной длины продольной волны), т.е. примерно 25-50 м.

Таким образом, определению подлежат *эффективные* сейсмоакустические параметры ЭТСМ, обеспечивающие максимальное совпадение сейсмических сигналов от эффективной модели, однородной на масштабах 15-50 м (не менее 3 точек сетки по вертикали в пределах слоя), и реального неоднородного объекта.

При необходимости описание коллекторов большей толщины может быть осуществлено путем композиции таких моделей до получения необходимой суммарной толщины отложений, содержащих коллекторы. Подобное решение обеспечивает наиболее корректное определение эффективных параметров при относительно небольших изменениях исходных значений.

Традиционный подход к апскейлингу данных АК, полученных на частотах порядка 10 кГц, в тонкослоистых дифференцированных по скорости горизонтально-слоистых пачках для увязки с наземной сейсморазведкой (порядка 30 Гц) предложен в работе [2] и предполагает усреднение характеристик слоев с учетом их толщин. Эффективные свойства такой системы проявляют анизотропию – зависимость от угла между направлением распространения плоской волны и вертикалью.

Получаемые этим методом средние значения дают низкочастотную асимптотику сейсмических свойств слоистой среды и приближенно описывают кинематические характеристики распространяющихся сигналов в эффективном однородном упругом объекте. Это означает, что эффектами дисперсии и затухания в этом приближении можно пренебречь и основной вклад в отраженный сигнал дают контрасты акустического импеданса непосредственно на границах слоев. Высокочастотная асимптотика соответствует лучевому приближению – в этом случае сигнал, наблюдаемый вне реального многослойного

объекта, соответствует интерференции волн, связанных с дискретными актами отражения и преломления на границах однородных слоев.

Частотный диапазон сейсмических исследований является промежуточным для указанных приближений. По этой причине метод расчета эффективных свойств отличается от подходов, описанных выше. Он существенно опирается на численное решение задачи взаимодействия сейсмического волнового фронта с целевым объектом и в этом очень схож с процедурой полноволновой инверсии Full-Waveform Inversion (Sen M.K., Stoffa P.L., 2013).

В рамках данного подхода эффективные свойства определяются как свойства однородного объекта, сигнал от которого в рассеянном назад («отраженном») поле максимально подобен полю от реального тонкослоистого объекта. Очевидно, что данная постановка соответствует нелинейной многопараметрической обратной задаче. Необходимые для этого исходные данные:

- 1) модель сейсмоакустических свойств объекта – трансверсально изотропный объект с вертикальной осью симметрии (Auld B.A., 1973);
- 2) критерий подобия – минимальность среднеквадратичного отклонения формы сигналов (по всем трассам сейсмограммы);
- 3) начальное приближение – набор эффективных свойств, соответствующих пачке бесконечных однородных горизонтальных слоев.

Первые два пункта представляются достаточно очевидными. Расчет нулевого приближения, согласно допущению о слоях пачки, можно провести без привлечения компьютерного сейсмического моделирования. Частотно-зависимый коэффициент отражения  $R(\omega, \theta)$  ( $\omega$  – частота,  $\theta$  – угол падения) от пачки слоев может быть получен в приближении плоского фронта с помощью метода матричного пропагатора. Данный подход модифицирован в работе [12] для случая зеркально-симметричных относительно плоскости падения упругих слоев, тонких по сравнению с длиной волны.

Задавая точные значения определенных по ГИС параметров каждого ( $i$ -го) однородного упругого тонкого слоя целевого объекта  $\{h_i, \rho_i, V_{P_i}, V_{S_i}\}$ , методом матричного пропагатора можно вычислить передаточную характеристику пачки слоев. Далее необходимо определить минимальное количество однородных слоев, удовлетворительно описывающих наблюдаемую характеристику пачки согласно пунктам 1-3 и имеющих размеры, доступные для моделирования. В качестве нулевого приближения принимается среда Backus'a.

Для изучения влияния коллектора тонкослоистая модель может быть синтезирована в двух

вариантах: без него (см. рис. 6А) и с его включением – модифицированный вариант (см. рис. 6Б). В данном случае необходимые для расчетов значения скорости поперечных волн  $V_s$  и плотности в связи с отсутствием в данных ГИС получены путем пересчета из моделей  $V_p$  по характерным для региона исследований зависимостям.

Для каждого из вариантов тонкослоистой модели в соответствии с изложенным алгоритмом построены ЭТСМ (см. рис. 6, где они представлены на фоне ГИС-модели).

По сопоставлению сейсмических откликов от исходной тонкослоистой модели и ЭТСМ (см. рис. 7) можно заключить, что высокая степень подобия в диапазоне частот до 55-60 Гц сохраняется до углов в  $30^\circ$ . Этого вполне достаточно для величин удалений в применяемых системах наблюдений и источников возбуждения колебаний.

Попутно уместно заметить, что использование в базовой модели двух вариантов ЭТСМ (с коллек-

тором и без) создает предпосылки для установления при сейсмических исследованиях возможности их разделения и оценки характеристик.

Построение ЭТСМ в условиях порово-трещинных коллекторов, отличающихся от непосредственно окружающих пород только наличием трещиноватости и, следовательно, акустически слабой контрастностью, заметно сложнее рассмотренной. Это связано с тем, что при преимущественной ориентации вертикальных трещин в одном направлении массив коллектора на масштабах длин сейсмических волн характеризуется пространственной дисперсией параметров волн, то есть анизотропией сейсмоакустических свойств геосреды. Она для сейсмических сигналов так же достаточно хорошо описывается моделью трансверсально-изотропной упругой среды, но с горизонтальной главной осью симметрии, перпендикулярной плоскости преимущественной ориентаций вертикальных трещин (рис. 8). Эти сейсмоакустические свойства физически

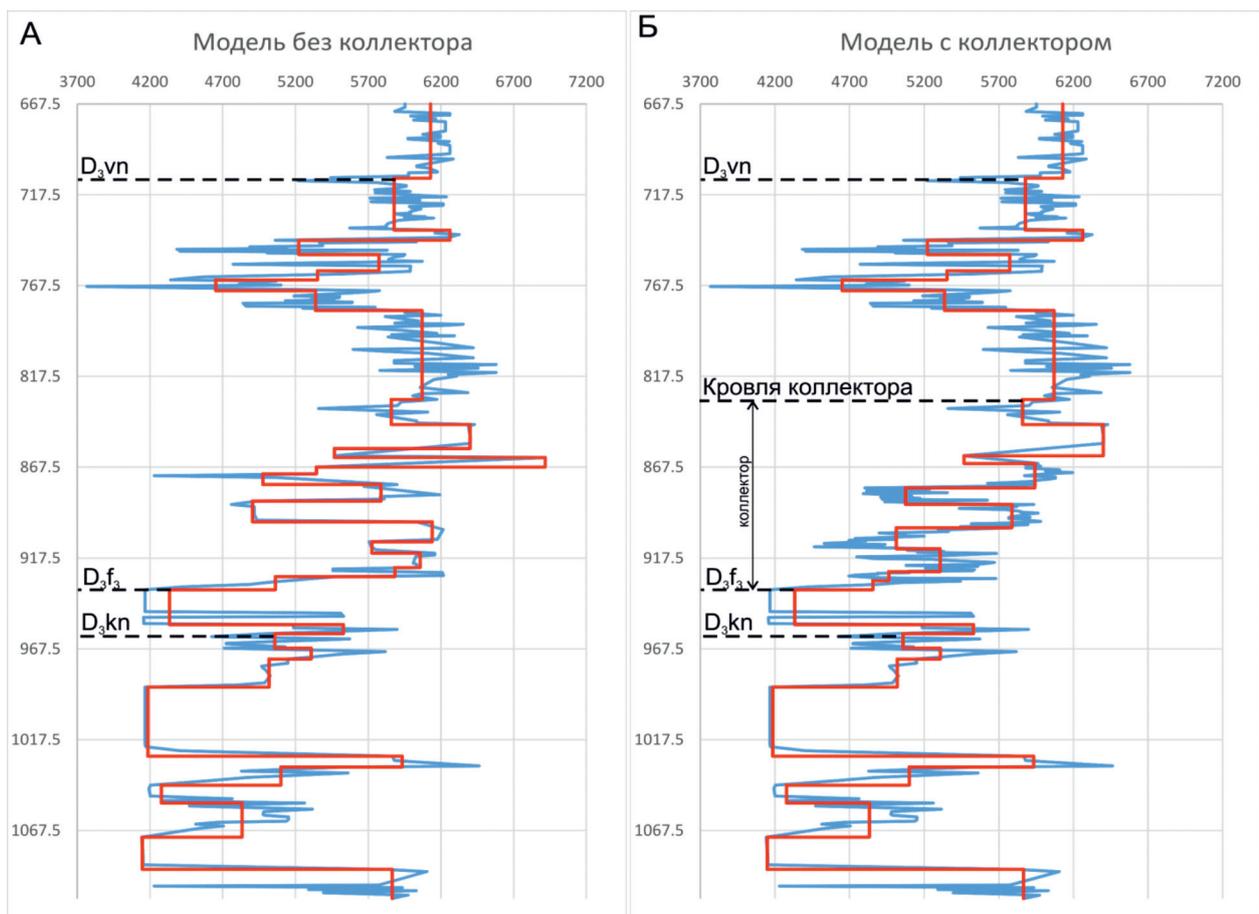


Рис. 6. Синтез значений скоростей  $V_p$  для эффективной модели по данным ГИС:

А – эффективная модель по скважине, не содержащая коллектор;

Б – эффективная модель с включением интервала коллектора

Fig. 6. Synthesis of the values of the  $V_p$  velocities for the effective model from the GIS data:

A – is the effective well model without the reservoir; the B – effective model with the inclusion of the reservoir interval

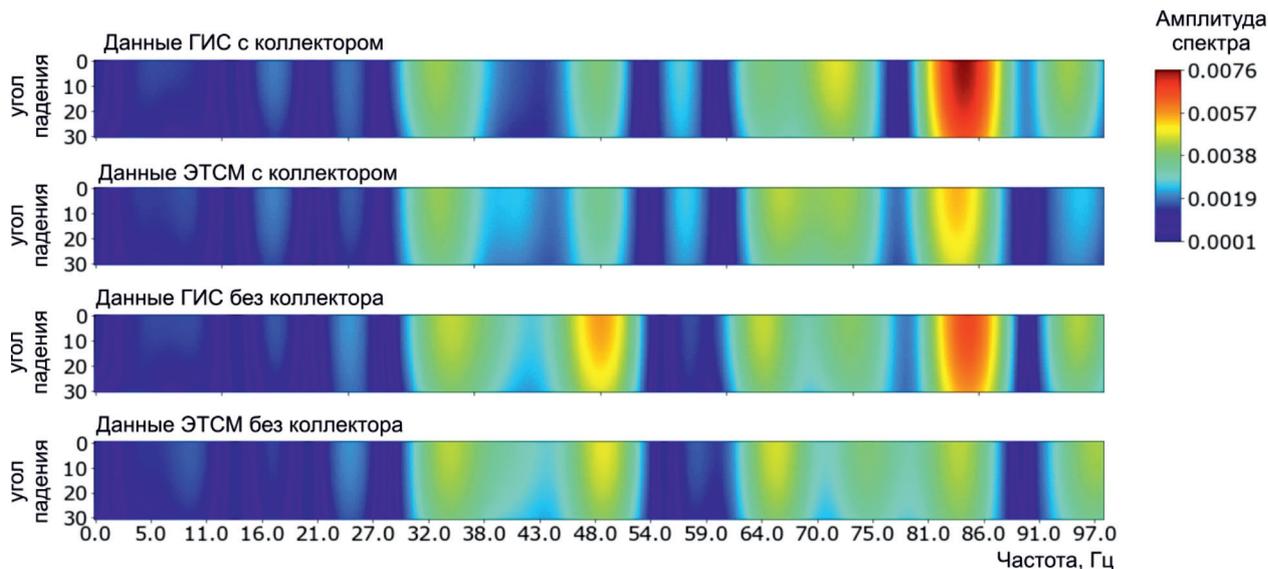


Рис. 7. Амплитудные спектры коэффициентов отражения продольной волны для интервала модели от кровли кыновского до средней части воронежского горизонтов по скважине и ЭТСМ с включением коллектора и без него в зависимости от угла падения фронта волны

Fig. 7. Amplitude spectra of the reflection coefficients of the longitudinal wave for the model interval from the Kynovsky roof to the middle part of the Voronezh horizon along the well and ETLM (Effective Thick-Layered Model) with the inclusion of the reservoir and without it, depending on the angle of incidence of the wave front

отличают коллектор с ориентированной трещиноватостью от вмещающих его пород и рассчитываются на основе петрофизических параметров коллектора с помощью методов механики композитов. Этот пример показывает важную роль теоретических методов расчета эффективных сейсмических свойств фрагментов модели среды, особенно в случае, когда это связано с большим числом физических характеристик, определяющих сейсмоакустические особенности целевых объектов поиска, используемые для их выделения.

Независимо от формы отдельной трещины (тонкие податливые пласты или эллипсоидальные включения), в предположении о линейной пропорциональности между вектором напряжения на поверхности трещины и скачком вектора смещения получим тензор эффективных упругостей одной и той же структуры. Если распределение ориентаций трещин однородно, сферически симметричное, то среда будет эффективно изотропной с пониженными значениями упругих модулей. Если трещины имеют общую преимущественную ориентацию, которая характеризуется усредненным направлением нормалей к их поверхностям, то среда обладает симметрией относительно вращения на произвольный угол вокруг этого направления.

Эффективная модель такой среды определяется в квазистатическом приближении, соответ-

ствующем в спектре упругого сигнала длинам волн, значительно превосходящим расстояния между трещинами, без учета нестационарных эффектов (нестационарные, то есть переходные волновые поля, рассмотрены в ряде случаев, например в книге [4]). При этом рассматриваемая модель, как и в случае горизонтально-тонкослойной упругой среды, является трансверсально-изотропной (ТИ), но с горизонтальной главной осью симметрии, совпадающей с усредненным направлением нормали ко всем слоям с условно параллельными плоскими границами.

Примем за ось вращательной симметрии горизонтальную ось декартовой системы координат  $x_1$ , а ось  $x_3$  направим вертикально вниз.

Для линейной модели проскальзывания, описанной ниже, тензор упругости можно представить в виде разности тензоров модулей упругости изотропного скелета  $C_b$  и анизотропного  $C_\Delta$ , учитывающего наличие в среде тонких параллельных трещин, перпендикулярных оси  $x_1$ . При осреднении их влияния по объему, характерные размеры которого значительно превышают размеры трещин и расстояния между ними,

$$C = C_b - C_\Delta. \tag{1}$$

В общем случае модель ГТИ-среды описывается плотностью  $\rho$  и симметричной матрицей

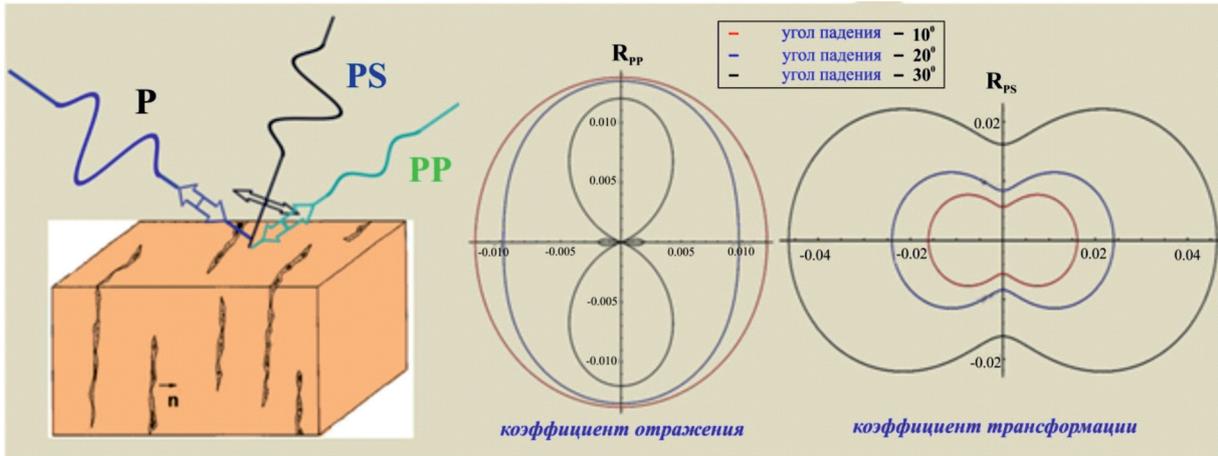


Рис. 8. Рассеяние сейсмических волн на границе трещиноватого коллектора как эффективной трансверсально-изотропной упругой среды

Fig. 8. Scattering of seismic waves at the boundary of a fractured reservoir considered as an effective transversely isotropic (TI) elastic medium

жесткостей Фойгта  $C = [c_{ij}]$  размерности  $6 \times 6$  [16, 9] с упругими параметрами ( $c_{11}, c_{12} = c_{21}, c_{13} = c_{31}, c_{22} = c_{33}, c_{44}, c_{66}$ ), причем  $c_{13}$  получается из уравнения  $c_{11}c_{33} - c_{13}^2 = 2c_{44}(c_{11} + c_{13})$ . Такое описание эффектов деформации справедливо для модели поверхности с линейным проскальзыванием [11]. Они связаны со скоростями распространения упругих волн различных направлений и поляризаций и могут быть определены по результатам обработки соответствующих сейсмических наблюдений, а остальные элементы матрицы жесткости равны нулю. В этой модели трещина – двумерная поверхность в объеме скелета, на противоположных сторонах которой напряжения передаются непрерывно, в то время как смещения терпят разрыв. Такой подход основан на том, что в рассматриваемом приближении длина упругой волны  $\lambda$  значительно превышает раскрытие трещины ( $\lambda \gg h$ ), однако материал, заполняющий трещину (флюид, шероховатости) значительно более податлив, чем вмещающая порода. В этом случае тензор упругих модулей  $C$  зависит только от 4 параметров, например двух параметров Ламе  $\lambda, \mu$ , изотропного упругого скелета и двух безразмерных параметров – нормальной и тангенциальной ослабленностей  $\Delta_N$  и  $\Delta_T$ , характеризующих влияние трещин и связанных с характеристиками жесткого скелета, флюида, аспектного соотношения и объемной плотности трещин и коэффициентом Пуассона. Ослабленности можно свести к двум коэффициентам – нормальной и тангенциальной жесткости  $K_N, K_T$  «усредненной» трещины.

Эффективные податливости трещины могут быть рассчитаны теоретически при определенных

допущениях, например (Kachanov M., Prioul R. Jocker J., 2010). Однако корректно учесть все многообразие факторов, определяющих податливость трещины, достаточно сложно. В связи с этим был сформирован набор моделей, основанных на литературных данных о возможных величинах  $K_N, K_T$  (Prioul R. et al., 2007; Pyrak-Nolte L.J. et al., 1990a, b), в которых приведены значения возможных податливостей, определенные по мультипольному АК в трещиноватых доломитах и лабораторным экспериментам. Согласно им имеет место следующий порядок податливости для одной сухой трещины:

$$\frac{1}{K_N} \approx \frac{1}{K_T} \text{ [м/ГПа]}. \quad (2)$$

Соответственно, 10 параллельных трещин на длину волны дадут суммарную податливость  $\sim 10$  м/ГПа.

В итоге матрица жесткости в данном случае имеет вид (Schoenberg M. and C.M. Sayers, 1995):

$$C = \begin{pmatrix} (\lambda + 2\mu)(1 - \Delta_N) & \lambda(1 - \Delta_N) & \lambda(1 - \Delta_N) & 0 & 0 & 0 \\ \lambda(1 - \Delta_N) & (\lambda + 2\mu) - \frac{\lambda^2 \Delta_N}{(\lambda + 2\mu)} & \lambda \left( 1 - \frac{\lambda \Delta_N}{(\lambda + 2\mu)} \right) & 0 & 0 & 0 \\ \lambda(1 - \Delta_N) & \lambda \left( 1 - \frac{\lambda \Delta_N}{(\lambda + 2\mu)} \right) & (\lambda + 2\mu) - \frac{\lambda^2 \Delta_N}{(\lambda + 2\mu)} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu(1 - \Delta_T) & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu(1 - \Delta_T) \end{pmatrix}, \quad (3)$$

где  $\lambda$  и  $\mu$  – константы Ламе неповрежденной породы;  $\Delta_N$  и  $\Delta_T$  – нормальная и касательная ослабленности геологической среды в виде этой породы, рассеянной перпендикулярно горизонтальной оси ( $x_1$ ) вертикальными трещинами, вызванной наличием этих трещин. Эти безразмерные величины имеют

простой физический смысл, они представляют долю деформации неоднородной среды при одноосном сжатии – растяжении вдоль и перпендикулярно оси симметрии ТИ упругой среды, соответственно, обусловленную «раскрытием – схлопыванием» трещин. Ослабленности представляют собой единственные параметры, которые мы можем извлечь из сейсмических исследований в рассмотренном приближении.

Зависимости скоростей сейсмических волн различных поляризации от азимутального угла в горизонтальной ТИ среде, нормированные на соответствующие им значения для неповрежденной породы, представлены на рис. 9. По оси абсцисс отложен угол между поверхностью трещин и направлением распространения волны.  $V_p(\theta)$  имеет «анэллиптическую» форму,  $V_{SV}(\theta)$  – двойная косинусоида, а  $V_{SH}(\theta)$  – единственная волна, скорость которой имеет эллиптическую индикатрису. Скорость продольной волны всюду ниже, чем скорость в неповрежденной породе, и минимальна в направлении оси симметрии. SV- и SH-волны распространяются с разными скоростями. Этот эффект называется расщеплением поперечных волн и широко используется в сейсморазведке. SH-волна с минимальной скоростью распространяется в направлении главной оси симметрии, минимум значений скорости для SV-волны лежит приблизительно под углом  $45^\circ$ . Ниже приведены значения наиболее характерных скоростей:

$$V_p^N = V_p \sqrt{1 - \Delta_N}, \quad (4a)$$

$$V_p^T = V_p \sqrt{1 - \Delta_N (1 - 2g)} \quad g = \frac{V_s^2}{V_p^2}; \quad (4б)$$

$$V_{SH}^N = V_s \sqrt{1 - \Delta_T}, \quad (5a)$$

$$V_{SH} = V_s, \quad (5б)$$

где  $V_p^N$  – скорость продольных волн вдоль главной оси симметрии – прямой, перпендикулярной плоскости трещин;  $V_p^T$  – скорость продольной волны, параллельной плоскостям трещин, то есть перпендикулярно оси эффективной ТИ среды с трещинами;  $V_{SH}^N$  – скорость SH-волны в направлении оси симметрии (равна скорости SV-волны в направлениях параллельном и перпендикулярном оси симметрии).

В рамках некоторых теорий можно получить явные выражения для расчета ослабленностей через характеристики трещиноватой породы. Например, в теории Хадсона [7, 8] они могут быть рассчитаны по формулам:

$$\Delta_N = \frac{4e}{3g(1-g)}, \quad (6)$$

$$\Delta_T = \frac{16e}{3(3-2g)}, \quad (7)$$

где  $e$  – плотность трещин, а  $g = \frac{V_s^2}{V_p^2}$ .

Для заполненных жидкостью трещин имеем то же выражение для тангенциальной ослабленности, но при этом нормальная ослабленность  $\Delta_N \rightarrow 0$ . Однако теория Хадсона пригодна для описания сред с монетовидными трещинами (penny-shaped crack), поэтому на практике не используется [10]. Тем не менее общая структура матрицы модулей упругости, связь ее элементов с параметрами изотропной неповрежденной породы и двумя дополнительными параметрами ослабленности, которые определяют скорости продольных волн в зависимости от направления их распространения относительно главной оси ТИ среды, сохраняют свой вид. Это дает возможность определить величины ослабленностей по наблюдениям в разных азимутальных направлениях и с разными поляризациями сейсмических волн, отраженных от границы неповрежденной (с известным отношением квадратов скоростей продольных и поперечных волн) и ориентированно-трещиноватой горной породы. В этом случае величины ослабленностей могут быть определены экспериментально на основе уравнений (4), (5) по аномальным значениям прогнозных оценок  $V_p, V_s$  с учетом их пространственного распределения.

Томсен [15] разработал модель, в которой учитываются возможные перетоки флюида под давлением из трещин в поры. При распространении длинных сейсмических волн период колебания напряжения может быть достаточным для того, чтобы флюид из трещины попал в поровое пространство. В результате даже для несжимаемой жидкости  $\Delta_N \neq 0$ , а в общем виде:

$$\Delta_N^{Th} = q \Delta_N^{Dry}, \quad (8)$$

где  $\Delta_N^{Th}$  – ослабленность среды в модели [15],  $\Delta_N^{Dry}$  – ослабленность модели Хадсона для сухих трещин,  $q$  – коэффициент связности пор и трещин.

Подчеркнем, что аналитическая связь между реальными физическими и фильтрационно-емкостными свойствами порово-трещиноватых сред и их эффективными свойствами может быть установлена только для определенного небольшого класса моделей популяции трещин. Как правило, для прогноза коллекторских свойств породы по данным сейсморазведки используются корреляционные зависимости. Например, многие авторы обнаруживали, что нормальная ослабленность пропорциональна характерному раскрытию трещины в первой степени  $\Delta_N \sim d$ . Такая же зависимость была обнаружена при анализе физического моделирования для порово-трещиноватых сред с протяженными

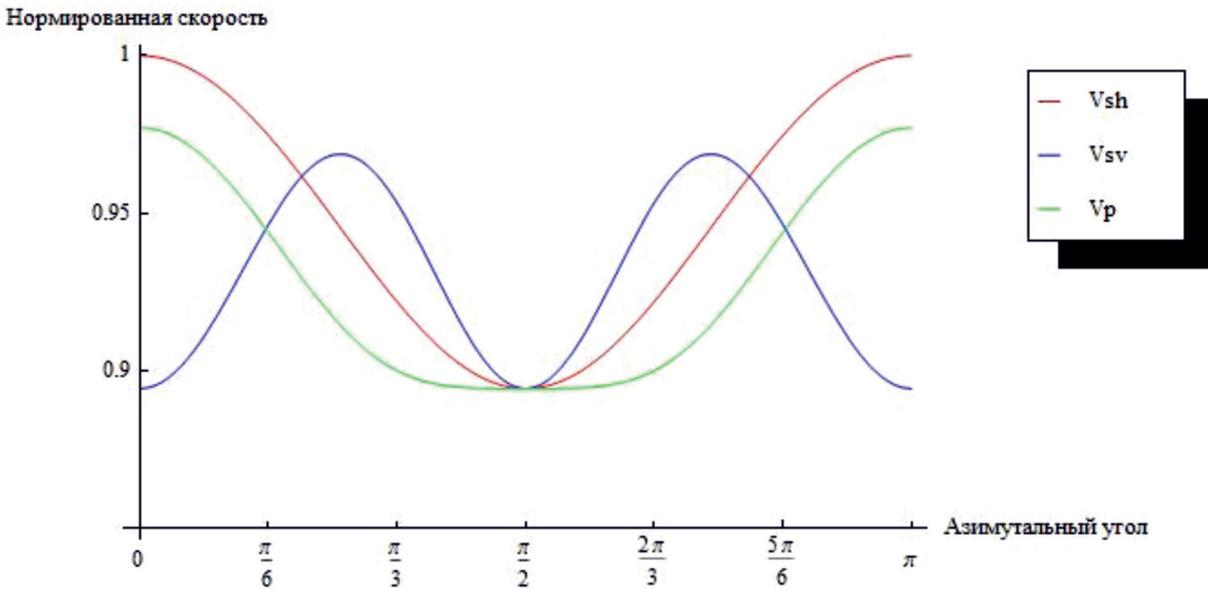


Рис. 9. Зависимости скоростей продольных и поперечных волн в горизонтальной TI среде, с параметрами (значения нормированы на величину соответствующей скорости в неповрежденной породе)

Fig. 9. Dependences of the velocities of longitudinal and transverse waves in a horizontal TI medium, with parameters (the values are normalized by the value of the corresponding velocity in the undamaged rock) vs azimuthal angle

шероховатыми трещинами (рис. 10). В то же время поток жидкости через трещину в первом приближении можно описать как течение между двумя плоскими параллельными стенками, расход в этом случае  $K \sim d^2$ , следовательно,  $K \sim D_N^2$ .

Таким образом, для порово-трещинных сред имеет место связь между их реальными физическими и фильтрационно-емкостными свойствами и параметрами ослабленности (единственными доступными по данным сейсморазведки величинами, характеризующими анизотропию среды в используемой теории эффективной среды).

**Расчет теоретических сейсмограмм и их многовариантная обработка**

Математическое описание процесса распространения упругих волн в применении к моделированию сейсмических полей основано, как указывалось выше, на физическом механизме их формирования в геологических средах – распространению достаточно слабых механических колебаний в виде линейных сейсмических волн. Для обеспечения эффективного решения соответствующей математической задачи в полной трехмерной (3D) постановке [5]

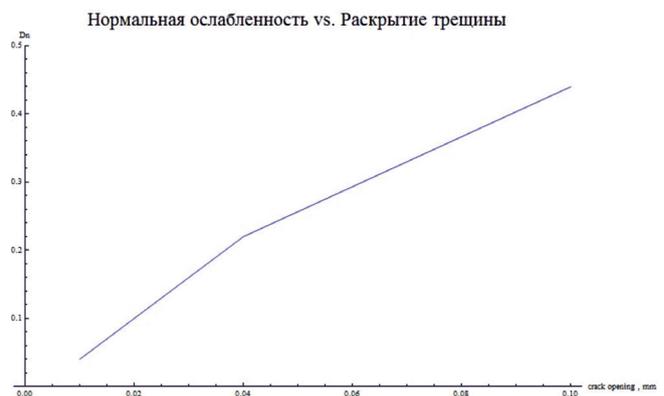


Рис. 10. Зависимость между нормальной ослабленностью и раскрытием трещины, характерная для физических моделей с шероховатыми трещинами и изометричной пористостью 2%

Fig. 10. The relationship between normal weakening and crack opening, Characteristic for physical models with rough cracks and 2% of isometric porosity

геофизическая модель преобразуется с необходимой точностью в цифровую сеточную. При этом расстояния между узлами сетки порядка первых метров, определяемые по значениям минимальных длин поперечных волн при выбранном частотном диапазоне сейсмических колебаний. Например, при верхней граничной частоте сигнала до 50 Гц и минимальном значении скорости распространения поперечной волны ~1500 м/с шаг расчетной сетки составляет 3 м. Обратим внимание на то, что с этой величиной связано время расчета сейсмограмм. Так, в условиях представленной выше модели (рис. 5) при моделировании до глубин порядка 9 км в сутки рассчитываются 40-50 теоретических трехкомпонентных сейсмограмм. При параметрах регистрации: 21 линия приема (модификация ШП), удаления источник–приемник ±10 км, шаг пунктов приема 50 м, длительность сейсмической записи до 8 с и дискретности времени 0,002 с, это составляет отрезок профиля ШП протяженностью 2-2,5 пог. км и при расстояниях между ПВ в 100 м. Пример теоретической сейсмограммы приведен на рис. 11.

**Выводы**

Рассмотрены методические и технологические решения, охватывающие широкий круг задач от подготовки моделей среды в виде композиции общей относительно толстослоистой структуры и локальной эффективной тонкослоистой, описывающей целевые объекты исследования, в частности нефтегазоперспективные, до оценки информационных возмож-

ностей метода в конкретных сейсмогеологических условиях.

Сформулированы критерии детальности задания модели и параметров распространения волнового процесса, обеспечивающих компромисс с быстродействием расчета теоретических сейсмограмм при заданной избыточности системы наблюдений, и, как следствие, применение полноволнового компьютерного 3D сейсмического моделирования в процессе изучения строения конкретных объектов.

**Ключевые слова:** Сейсмическая разведка, компьютерное 3D сейсмическое моделирование, оптимизация.

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. – М. : Мир, 1983. – Т. 1: 520 с., Т. 2: 360 с.
2. Backus G.E. Elastic anisotropy produced by horizontal layering // Journ. of Gephys. Res. – 1962. – V. 67, No. 11. – P. 4427-4440.
3. Слепян Л.И. Нестационарные упругие волны. – Л. : Судостроение, 1972. – 376 с.
4. Tygel M., Hubral P. Transient waves in layered media. – Elsevier Sci. Publ., 1987. – 329 p.
5. Закиров А.В., Левченко В.Д., Иванов А.В., Перепелкина А.Ю., Левченко Т.В., Рок В.Е. Высокопроизводительное 3D моделирование полноволнового сейсмического поля для задач сейсморазведки // Геоинформатика. – 2017. – № 3. – С. 34-45.
6. Rok V.E., Glubokovskikh S.M., Manutcharyantz E.O. Comparison of Physical Modelling of Elastic

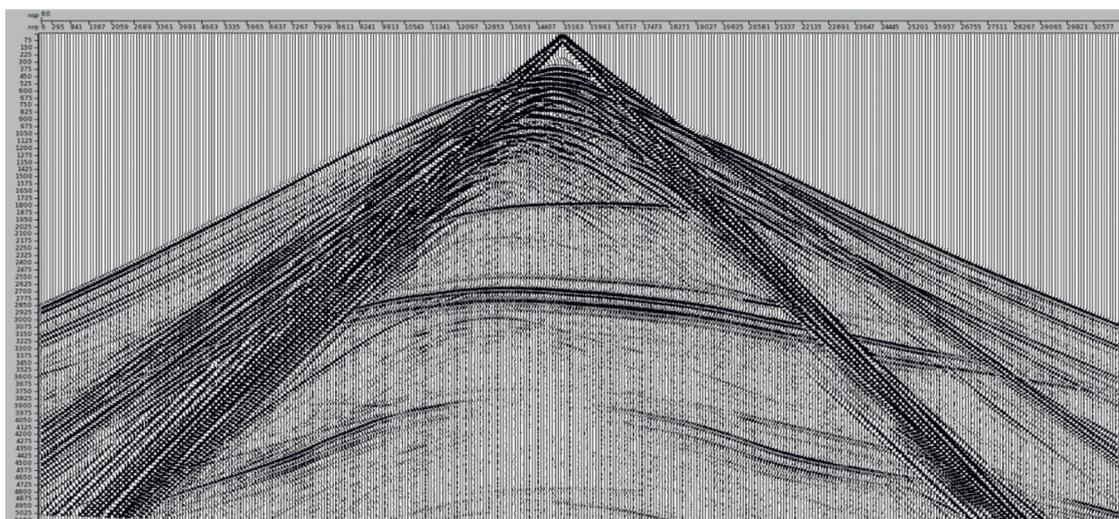


Рис. 11. Пример теоретической сейсмограммы ОПВ центральной линии широкого профиля регистрации в районе соляного купола

Fig. 11. An example of a theoretical seismogram of CSP (Common Source Point) of the central line of a wide registration profile in the region of the salt dome

Wave Propagation in Porous Fractured Medium with Theoretical Models // The 4th International Conference&Exhibition EAGE/EAGO/SEG, Saint Petersburg, 2010. B45.

7. Hudson J.A. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks // Geophys. J. R. Astr. Soc. – 1981. – No. 64. – P. 133-150.

8. Hudson J.A. Overall properties of a cracked solid // Math. Proc. Camb. Phil. Soc. – 1980. – No. 88. – P. 371-384.

9. Mavko G., Mukerji T., Dvorkin J. The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media. – Cambridge : Univ. Press, 2009. – 511 p. ISBN978-0-521-36861-6.

10. Peacock S., Hudson J.A. Seismic properties of rocks with distributions of small cracks // Geophys. J. Int. – 1990. – No. 102. – P. 471-484.

11. Schoenberg M. Reflection of elastic waves from periodically stratified media with interfacial slip // Geophysical prospecting. – 1983. – V. 31. – P. 265-292.

12. Schoenberg M., Protazio J. «Zoepritz» rationalized and generalized to anisotropy // Journal of Seismic Exploration. – 1992. – V. 1. – P. 125-144.

13. Schoenberg M., Sayers C.M. Seismic anisotropy of fractured rocks // Geophysics. – 1995. – V. 60, No. 1. – P. 204-211.

14. Thomsen L. Weak elastic anisotropy // Geophysics. – 1986. – No. 51. – P. 1954-1966.

15. Thomsen L. Elastic anisotropy due to aligned cracks in porous rock // Geophys. Prosp. – 1995. – No. 43. – P. 805-830.

16. Voigt W. Lehrbuch der Kristallphysik (mit Ausschluss der Kristalloptik). – Leipzig : B.G. Teubner, 1910. – 978 s.

2. Backus G.E. Elastic anisotropy produced by horizontal layering // Journ. of Geophys. Res. 1962, V. 67, No.11. P. 4427-4440.

3. Slepyan L.I. Nestacionarnye uprugie volny. Leningrad, 1972. 376 p.

4. Tygel M., Hubral P. Transient waves in layered media. Elsevier Sci. Publ., 1987. 329 p.

5. Zakirov A.V., Levchenko V.D., Ivanov A.V., Perepelkina A. Yu., Levchenko T.V., Rok V.E. High-performance 3D modelling of a full-wave seismic field for seismic survey tasks. // Geoinformatika. 2017. No. 3. P. 34-45.

6. Rok V.E., Glubokovskikh S.M., Manutcharyantz E.O. Comparison of Physical Modelling of Elastic Wave Propagation in Porous Fractured Medium with Theoretical Models // The 4th International Conference&Exhibition EAGE/EAGO/SEG, Saint Petersburg, 2010. B45

7. Hudson J.A. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1981. No. 64. P. 133-150.

8. Hudson J.A. Overall properties of a cracked solid // Math. Proc. Camb. Phil. Soc. 1980. No. 88. P. 371-384.

9. Mavko G., Mukerji T., Dvorkin J. The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media. Cambridge : Univ. Press, 2009. 511 p. ISBN978-0-521-36861-6.

10. Peacock S., Hudson J.A. Seismic properties of rocks with distributions of small cracks, 1990. No. 102. P. 471-484.

11. Schoenberg M. Reflection of elastic waves from periodically stratified media with interfacial slip. Geophysical prospecting, 1983, v. 31, pp. 265-292.

12. Schoenberg M., Protazio J. «Zoepritz» rationalized and generalized to anisotropy // Journal of Seismic Exploration. 1992. V. 1. P. 125-144.

13. Schoenberg M., Sayers C.M. Seismic anisotropy of fractured rocks // Geophysics. 1995. V. 60, No. 1. P. 204-211.

14. Thomsen L. Weak elastic anisotropy // Geophysics. 1986. No. 51. P. 1954-1966.

15. Thomsen L. Elastic anisotropy due to aligned cracks in porous rock // Geophys. Prosp. 1995. No. 43. P. 805-830.

16. Voigt W. Lehrbuch der Kristallphysik (mit Ausschluss der Kristalloptik). 1910, Treubner Leipzig, 978 s.

## REFERENCES

1. Aki K., Richards P.G. Quantitative seismology: Theory and Methods. 2nd ed. US : University Science Books, 2002. 700 p.