

Кинематическая миграция для определения скоростной модели среды при решении практических задач сейсморазведки

А. О. Верпаховская, В. Н. Пилипенко, 2018

Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 29 августа 2018 г.

Сейсмічна міграція дає змогу вирішувати різні завдання сейсморозвідки, і залежно від властивостей хвильового поля, які при цьому беруть участь в обробці, її поділяють на два типи: кінематичну і динамічну. За кінематичною міграцією визначають сейсмічні швидкості і межі поділу в геологічному середовищі для подальшого виконання динамічної міграції, а також застосовують при вирішенні різних завдань сейсморозвідки, де необхідно швидко отримати інформацію про апріорні параметри швидкісної моделі досліджуваного середовища.

Кінематична міграція поля як заломлених, так і відбитих хвиль ґрунтується на продовженні часового поля, яке виконують шляхом скінченно-різницевого розв'язку рівняння ейконалу. Значення часового поля визначають за явною схемою, яка має квадратичний степінь апроксимації та умовну стійкість, що доведено в ході досліджень. При цьому алгоритмом кінематичної міграції поля заломлених хвиль передбачено два зворотні продовження часових полів, спостережених від двох зустрічних джерел, тоді як алгоритм кінематичної міграції поля відбитих хвиль містить як пряме продовження часового поля від точкового джерела, так і зворотне — від сейсмічних приймачів. Особливо актуальне у цьому напрямі дослідження можливостей скінченно-різницевої кінематичної міграції щодо визначення швидкісної моделі складнобудованого геологічного середовища при обробці сейсмічних даних, спостережених у різному діапазоні відстаней від джерела. Розглянуто можливості застосування розробленої скінченно-різницевої кінематичної міграції при вирішенні практичних завдань сейсморозвідки. Ефективність розроблених способів показано на модельних і реальних прикладах.

Ключові слова: сейсморозвідка, відбиті та заломлені хвилі, кінематична міграція, швидкісна модель, часове поле, скінченно-різницеве продовження, рівняння ейконалу.

Введение. Сейсмическая миграция занимает одно из лидирующих позиций среди процедур обработки данных сейсморазведки. В зависимости от свойств наблюдаемого волнового поля, на которых основывается обработка, миграция может быть кинематической или динамической. Динамику волнового процесса отражают параметры импульсных колебаний, которые изменяются при перемещении волны в зависимости от физических свойств среды. К динамическим параметрам относятся величины, содержащие в себе

информацию о строении геологической среды, а именно — амплитуда, частота и фаза колебаний. Кинематические параметры зарегистрированного волнового поля связаны с фронтами, лучами и временем распространения волн в среде. При этом математический аппарат, описывающий кинематику волнового поля, соответствует законам геометрической оптики [Кравцов, Орлов, 1980], по которым процесс распространения волны сводится к изучению поля времени или годографов сейсмических волн.

Большинство существующих кинематических методов обработки наблюденного волнового поля основывается на прослеживании и расчете годографов и лучей волн, а также на построении на их основе скоростных моделей среды. В частности, это методы трассирования лучей [Saeger, Bohlen, 2004] и сейсмической томографии [Zhou et al., 2010]. Такие методы приводят к неустойчивости построений в случае значительно неоднородного строения изучаемой среды. Под кинематической миграцией в зарубежной литературе принимается метод нахождения глубинного положения отражающих границ по заданной скоростной модели среды [Wang, Pann, 1995; Seisa, 2010]. В нашем подходе с помощью кинематической миграции можно определить скоростную модель среды по сейсмическим данным, наблюденным в разном диапазоне расстояний от источника. При этом задача решается однозначно, что гарантирует устойчивость определения скоростной модели среды и в обработке могут быть задействованы как отраженные, так и преломленные волны.

Теоретическими основами метода конечно-разностной кинематической миграции являются в случае использования преломленных волн — обратные продолжения временных полей для двух годографов от двух встречных источников, а при использовании отраженных волн — прямое продолжение от источника и обратное продолжение временного поля от приемника. И прямое, и обратное продолжения временного поля выполняются путем конечно-разностного решения уравнения эйконала, но при этом существует разница в виде разностных сеток для конечно-разностной аппроксимации в случаях прямого и обратного продолжения временных полей.

Как следует из литературных источников, конечно-разностное решение уравнения эйконала повсеместно применяется как в двумерном, так и в трехмерном варианте лишь для решения прямой кинематической задачи восстановления временного поля точечного источника для применения последующей волновой миграции методом

интеграла Кирхгофа. Решение уравнения эйконала для прямой задачи предложено в декартовых [Van Trier, Symes, 1991; Vidale, 1990] и в сферических [Fowler, 1994] координатах.

Концептуально предлагаемый метод кинематической миграции на базе конечно-разностной аппроксимации близок к графическому методу полей времен, предложенному Ю. В. Ризниченко [Ризниченко, 1945]. Поэтому первоначально решение кинематических задач с применением конечно-разностной аппроксимации уравнения эйконала получило название «численный метод полей времен» [Пилипенко, 1979]. Данный метод гарантирует устойчивый и точный результат вычислений при определении скоростных параметров геологической среды. В дальнейшем численный вариант метода полей времен лег в основу методики кинематической обработки данных при решении ряда конкретных задач сейсморазведки, чаще именуемой как кинематическая миграция.

Так, кинематическая миграция поля преломленных волн была задействована при решении задачи определения статических поправок за зону малых скоростей (ЗМС) по данным точечных зондирований [Верпаховская, Шиманский, 2005]. Позже были исследованы возможности расширения круга прикладных задач с использованием конечно-разностной кинематической миграции поля преломленных волн. Поскольку с помощью ее применения можно определять априорную скоростную модель исследуемой среды, была разработана методика формирования изображения глубинного строения геологического разреза с использованием кинематической и динамической миграций поля преломленных волн для обработки данных, наблюденных методом ГСЗ [Verpakhovska et al., 2012; Верпаховская, 2014].

Таким образом, применение кинематической миграции дает возможность получить глубинное изображение разреза исследуемого района без дополнительного включения в граф обработки лучевых или томографических методов. Однако

применение кинематической миграции к данным, наблюдаемым разными методами, требует внесения изменений в алгоритм и программную реализацию этапов ее выполнения в соответствии с системой наблюдений и характером зарегистрированного волнового поля [Верпаховская, 2014].

Кинематическая миграция поля отраженных волн разработана как в двумерном, так и в трехмерном вариантах [Пилипенко и др., 2009, 2016]. И если в двумерном случае кинематическая миграция позволяет получить только линию границы раздела двух сред по профилю, то в трехмерном варианте она дает изображение поверхности этой границы, что очень важно при построении структурно-тектонической модели среды. Кинематическая миграция поля отраженных волн позволяет определить скоростные характеристики среды в случаях, когда ограниченность материала не позволяет выполнить обработку, рассчитанную на полноценную многократную систему наблюдений.

Теоретические основы конечно-разностной кинематической миграции в зависимости от интервала расстояний от источника, который будет обрабатываться, имеют свои особенности. В то же время как для отраженных, так и для преломленных волн численные расчеты основываются на определении времени прихода волн по годографу, заданному на некотором интервале профиля.

Теоретические основы конечно-разностной кинематической миграции. Теоретическим базисом для кинематической миграции поля как отраженных, так и преломленных волн является конечно-разностное продолжение временного поля с использованием численного варианта метода полей времен. При этом если в качестве опорных используются отраженные волны, то необходимо задействовать прямое от источника и обратное от приемников продолжение временного поля, а в случае преломленных волн временное поле обратно продолжается для двух встречных источников.

Продолжение временного поля выпол-

няется согласно решению уравнения эйконала, которое устанавливает связь между временем прихода волны t в любую точку пространства с координатами (x, z) и скоростью распространения волн в этом пространстве $V(x, z)$, и в двумерной декартовой системе координат имеет вид

$$\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial z}\right)^2 - \frac{1}{V^2(x, z)} = 0. \quad (1)$$

Для конечно-разностного решения уравнения эйконала (1) при прямом и обратном продолжении временного поля используются его аппроксимации на разного вида сетках, которые гарантируют корректность разностной схемы. Рассмотрим более подробно выполнение прямого и обратного продолжения временного поля в задачах кинематической миграции по отраженным и преломленным волнам.

Продолжение временного поля на косоугольной разностной сетке. Для обратного продолжения временного поля преломленных и отраженных волн уравнение эйконала аппроксимируется разностным с применением косоугольной сетки с четырехточечным шаблоном (рис. 1, а, б). Такая сетка дает возможность максимально точно вычислить временное поле по годографу. Область продолжения временного поля ограничена лучами P_1 и P_2 , которые используются в качестве боковых сторон сетки (см. рис. 1, а). Сеточные координаты i, j соответствуют осям x, z . Траекторию лучей и распределение времени на них с учетом лучевого параметра p и наблюдаемого годографа T определяют путем решения задачи Коши для системы обыкновенных дифференциальных уравнений:

$$\frac{dx}{dz} = -\frac{pV}{\sqrt{1-p^2V^2}}; \quad \frac{dt}{dz} = -\frac{1}{V\sqrt{1-p^2V^2}};$$

$$\frac{dp}{dz} = \frac{1}{V^2\sqrt{1-p^2V^2}} \frac{\partial V}{\partial x};$$

с начальными условиями

$$x_0 = x_1, \quad t_0 = T(x_1), \quad p = \left. \frac{dT}{dx} \right|_{x=x_1}.$$

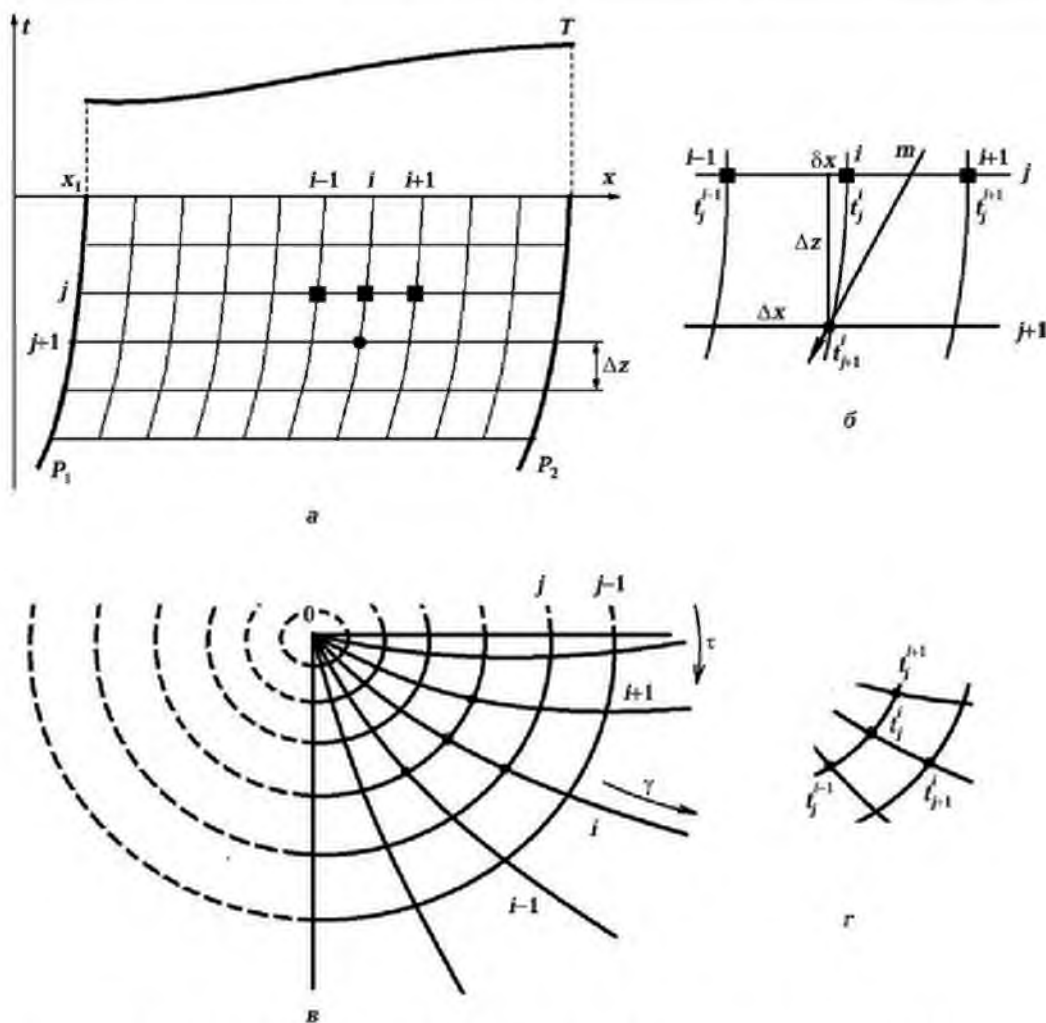


Рис. 1. Разностные сетки для продолжения временного поля при конечно-разностной кинематической миграции: косоугольная сетка (а) с четырехточечным шаблоном (б) и сетка лучей и изохрон (в) с четырехточечным шаблоном (г).

Точки пересечения лучей с горизонтальными линиями включаются в сетку как дополнительные граничные узлы. При этом сетка сохраняет равномерность, но становится косоугольной и криволинейной по оси z .

Разностная аппроксимация уравнения эйконала на косоугольной сетке с четырехточечным шаблоном может быть записана в следующем виде:

$$\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial z}\right)^2 - \frac{1}{V^2(x,z)} = 0,$$

где

$$\frac{dx}{dz} = -\frac{pV}{\sqrt{1-p^2V^2}}; \quad \frac{dt}{dz} = -\frac{1}{V\sqrt{1-p^2V^2}};$$

$$c = t_j^{i+1} - 2t_j^i + t_j^{i-1}; \quad d = t_{j+1}^i - t_{j-1}^i.$$

Обратное продолжение временного поля для кинематической миграции как преломленных волн, так и отраженных волн выполняется по явной схеме:

$$t_{j+1}^i = \delta x \frac{b}{2\Delta x} + t_j^i + \frac{\delta x^2 c}{2\Delta x^2} - \Delta z \left[\frac{1 - 2\delta x V_{i,j}^{-1} \left(\frac{\partial V}{\partial x}\right)_{i,j}}{V_{i,j}^2} - \frac{\Delta z V_{i,j}^{-1} \left(\frac{\partial V}{\partial z}\right)_{i,j}}{V_{i,j}^2} \right] - \frac{b^2}{4\Delta x^2} - \left(\frac{2\delta x - \frac{\Delta z b}{2\Delta x \sqrt{V_{i,j}^{-2} - \frac{b^2}{4\Delta x^2}}}}{2\Delta x \sqrt{V_{i,j}^{-2} - \frac{b^2}{4\Delta x^2}}} \right) x$$

$$\times \frac{bc}{2\Delta x^3} + \frac{\Delta z b}{2\Delta x \sqrt{V_{i,j}^{-2} - \frac{b^2}{4\Delta x^2}}} V_{i,j}^{-3} \left(\frac{\partial V}{\partial x} \right)_{i,j} \Bigg|^{1/2}, \quad (2)$$

где $\Delta z = \lambda \Delta x$, λ — константа, определяющая соотношение шагов сетки в соответствии с условием устойчивости, Δx — отклонение узла сетки от нормали по оси x (см. рис. 1, б). При этом начальным условием продолжения временного поля является наблюдаемый годограф $t_0^i = T_i$.

Чтобы разностная схема была корректна, она должна удовлетворять двум независимым требованиям, а именно достаточной степени аппроксимации дифференциального уравнения разностным и устойчивости решения [Годунов, Рябенский, 1977].

Продолжение временного поля на косоугольной сетке выполняется по явной схеме (2), которая характеризуется условной устойчивостью [Самарский, Гулин, 1973]. Было выполнено исследование устойчивости представленной разностной схемы решения уравнения эйконала и определено ее условие, которое можно записать в следующем виде:

$$\frac{\Delta x}{\Delta z} \geq \left| \frac{\partial x}{\Delta z} - \frac{b}{2\Delta x \sqrt{V_{i,j}^{-2} - \frac{b^2}{4\Delta x^2}}} \right|.$$

Таким образом, обратное продолжение временного поля для задачи кинематической миграции выполняется путем решения уравнения эйконала по явной схеме с использованием косоугольной сетки с четырехточечным шаблоном, которая имеет квадратичную степень аппроксимации и условную устойчивость. При этом разностный расчет продолжения временного поля выполняется последовательным определением времени от точки приема до граничного узла пространственной сетки в расчетной области, где необходимо получить результат. Определение времени в граничных узлах происходит путем экстраполяции по внутренним узлам сеточной

области, задействованной в вычислениях.

Продолжение временного поля на разностной сетке лучей и изохрон. В случае прямого продолжения временного поля для кинематической миграции отраженных волн для конечно-разностной аппроксимации уравнения эйконала используют сетку, координатными осями которой являются лучи и изохроны (см. рис. 1, в) с четырехточечным шаблоном (см. рис. 1, г).

Параметры лучей γ и изохрон τ определяют новую систему координат и их соотношения с декартовой системой координат x, z будут иметь вид

$$\begin{aligned} \gamma &= \arctg \frac{2x}{\beta(x^2 + z^2) + 2z}; \\ \tau &= \arctg \left[\frac{\beta^2(x^2 + z^2)}{2(\beta z + 1)} + 1 \right]. \end{aligned} \quad (3)$$

Уравнение эйконала в системе координат (3) можно записать в следующем виде:

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial t(\gamma, \tau)}{\partial \tau} \right)^2 + \frac{1}{\text{sh}^2 \tau} \left(\frac{\partial t(\gamma, \tau)}{\partial \gamma} \right)^2 &= \\ &= \frac{1}{V^2(\gamma, \tau) \beta^2 (\text{ch} \tau - \cos \gamma \text{sh} \tau)^2}. \end{aligned} \quad (4)$$

Дополнив уравнение (4) начальным условием $t(\gamma, 0) = 0$ в источнике, мы определим задачу прямого продолжения временного поля в среде, описанной координатными осями γ, τ .

Для прямого продолжения временного поля для кинематической миграции отраженных волн применяется явная схема решения уравнения (4) с применением четырехточечного шаблона разностной сетки лучей и изохрон (рис. 1, г):

$$\begin{aligned} t_{j+1}^i &= t_j^i + \Delta \tau \sqrt{\frac{1}{V^2 \beta^2 d^2} - \frac{1}{\text{sh}^2 \tau} \frac{b^2}{4\Delta \gamma^2}} + \\ &+ \frac{\Delta \tau^2}{2} \frac{1}{\sqrt{\frac{1}{V^2 \beta^2 d^2} - \frac{1}{\text{sh}^2 \tau} \frac{a^2}{4\Delta \gamma^2}}} \times \\ &\times \left\{ \frac{b^2 \text{ch} \tau}{4\Delta \gamma^2 \text{sh}^3 \tau} - \frac{\partial V}{\partial \tau} \frac{1}{\beta^2 V^3 d^2} - \frac{\text{sh} \tau - \cos i_0 \text{ch} \tau}{\beta^2 V^2 d^3} \right\} \end{aligned}$$

$$\frac{1}{2\Delta\gamma \text{sh}^2 \tau \sqrt{\frac{1}{V^2 \beta^2 d^2} - \frac{b^2}{4\Delta\gamma^2 \text{sh}^2 \tau}}} \times \left(\frac{\text{sh} \tau \sin \gamma}{\beta^2 V^2 d^3} + \frac{\partial V / \partial \gamma}{\beta^2 V^3 d^2} + \frac{bc}{2\Delta\gamma^3 \text{sh}^2 \tau} \right), \quad (5)$$

где $a = t_j^{i+1} - t_j^i$, $b = t_j^{i+1} - t_j^{i-1}$, $c = t_j^{i+1} - 2t_j^i + t_j^{i-1}$, $d = \text{ch} \tau - \cos \gamma \text{sh} \tau$.

Расчет по схеме (5) предусматривает вычисление времени во внутренних узлах разностной сетки лучей и изохрон, а для узлов, расположенных на ограничивающих область расчета линиях, значения времени определяются аналогично схеме с косоугольной сеткой, путем экстраполяции значений, определенных во внутренних узлах.

Таким образом, для кинематической миграции отраженных волн прямое продолжение временного поля выполняется по явной разностной схеме (5), а следовательно, условно устойчивой. Условием устойчивости является требование того, чтобы луч, который приходит в узел сетки с координатами $(i, j+1)$, не выходил за пределы шаблона.

Алгоритм, программная реализация и эффективность применения кинематической миграции поля преломленных волн. Алгоритм кинематической миграции поля преломленных волн должен учитывать разные системы наблюдений и разную глубину исследований. Точечные зондирования имеют незначительные расстояния и регулярные системы наблюдений, в то время как другие системы наблюдений, которыми регистрируют преломленные волны, отличаются значительными расстояниями между приемниками и источником, а также рассчитаны на исследования глубинного строения всей толщи земной коры, а иногда и верхней мантии. В то же время, если обратить внимание на данные, полученные методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ [DOBREfraction'99, 2003; Град и др., 2006]), то необходимо учитывать нерегулярность систем наблюдений. Кроме того, как было

ранее исследовано [Пилипенко и др., 2010], от размещения источника возбуждений колебаний относительно нарушений на границе преломления зависит качество зарегистрированного волнового поля, что также необходимо учитывать при обработке сейсмических наблюдений.

Для использования кинематической миграции поля преломленных волн для разного типа сейсмических данных был разработан алгоритм, который предусматривает подготовку сейсмических данных к обработке с использованием кинематической миграции, корреляцию годографов по наблюдаемому волновому полю, определение взаимного времени для выбранных встречных пунктов возбуждения, расчет скорости в покрывающей толще по точке пересечения годографов прямой и преломленной волн, обратное продолжение временного поля для выбранных встречных пунктов возбуждения, расчет граничной скорости, которая соответствует скорости в преломляющей толще, и определение глубинного положения границы преломления.

Подготовка сейсмических данных включает в себя следующие этапы: приведение наблюдений в необходимый формат, сортировка трасс по общему пункту возбуждения и переход на регулярный шаг по трассам (для данных ГСЗ), проверка качества зарегистрированных волновых полей всех пунктов возбуждения, определение встречных пунктов возбуждения для выполнения продолжения временного поля, редакции паспортов трасс, пересчет на регулярный шаг, фильтрация и т.п.

Проверка качества зарегистрированного волнового поля выполняется для того, чтобы выбрать пункты возбуждения, которые содержат наиболее четкое волновое поле, отображающее строение границы. При наблюдениях методом ГСЗ этот этап является наиболее весомым, поскольку, сравнивая записи из разных пунктов возбуждения, которые размещены с неравномерным шагом вдоль профиля, очень часто нет возможности отождествить отображения этих же элементов строения исследуе-

мой границы на волновом поле.

Взаимное время определяется по координате пункта возбуждения на трассе встречного волнового поля, которое имеет те же координаты. Значение скорости в покрывающей толще рассчитывается по точке пересечения годографов преломленной и прямой волны, которая определяется на волновом поле каждого пункта возбуждения.

Глубинное положение преломляющей границы для произвольной точки профиля определяется величиной временного поля на двух глубинных уровнях путем сопоставления встречных продолженных временных полей и в соответствии с формулой

$$h(x) = \frac{\Delta h T_{\text{вз}} - \Delta h (t_1(x, h_0) + t_2(x, h_0))}{\Delta t_1 + \Delta t_2} + h_0, \quad (6)$$

где

$$\Delta t_1 = t_1(x, h_1) - t_1(x, h_0);$$

$$\Delta t_2 = t_2(x, h_1) - t_2(x, h_0); \quad h_0 \text{ и } h_1 = h_0 + \Delta h$$

— глубины двух уровней сетки; Δh — шаг по глубине при конечно-разностном продолжении временного поля, $t_1(x, h)$ и $t_2(x, h)$ — временное поле для встречных годографов, $T_{\text{вз}}$ — взаимное время.

Формула (6) получена согласно кинематическому условию для головных волн [Верпаховская, 2014]. При кинематической миграции определяется граничная скорость, которая соответствует соотношению расстояния вдоль границы преломления, равное длине диагонали элементарного ромба, созданного изохронами встречных полей времен, к приращению времени по годографу волны, которое равно срезу этих изохрон.

Этап подготовки полученных результатов кинематической миграции поля преломленных волн предусматривает их приведение в вид двуслойной скоростной модели среды, которая может быть использована для дальнейшей динамической конечно-разностной миграции.

По предложенному алгоритму было создано авторское программное обеспечение ProCTOR для обработки данных как

малоглубинной, так и региональной сейсморазведки под операционной системой LINUX с использованием языков программирования C, bash и Tcl/Tk [Верпаховская, 2014]. Для проверки эффективности разработанного комплекса были выполнены тестирования как на модельных примерах, так и при обработке реальных данных малоглубинной и региональной (ГСЗ) сейсморазведки. Для модельного примера была выбрана скоростная модель среды, граница которой имеет резкое нарушение. Для заданной скоростной модели среды были определены три пункта возбуждения с размещением на 0, 60 и 120 м, а 61 приемник размещался с шагом 2 м вдоль заданного профиля общей длиной 120 м.

К смоделированным волновым полям встречных пунктов возбуждения, расположенных на 0 и 120 м профиля, была применена кинематическая миграция поля преломленных волн. На рис. 2 показано два встречных годографа (рис. 2, а) и глубинное положение границы преломления, полученное в результате применения кинематической миграции поля преломленных волн (рис. 2, б). Данный пример позволил подтвердить эффективность применения кинематической миграции в условиях сложного строения границы раздела и показать, что данная миграция не имеет ограничения на углы наклона нарушений.

Для практического примера обработки данных ГСЗ был выбран фрагмент регионального профиля Рени — Кривой Рог (DOBRE-4) [Starostenko et al., 2013]. Обработка выполнялась по предложенному алгоритму для двух встречных пунктов возбуждения SP15102 и SP15104, расположенных на 83,068 и 163,757 км профиля соответственно. Для применения конечно-разностной кинематической миграции поля преломленных волн были выделены части наблюдаемых волновых полей для выбранных встречных пунктов возбуждения в интервале профиля 83—165 км. В соответствии с описанным алгоритмом конечно-разностной кинематической миграции поля преломленных волн по волновым полям была выполнена корреляция

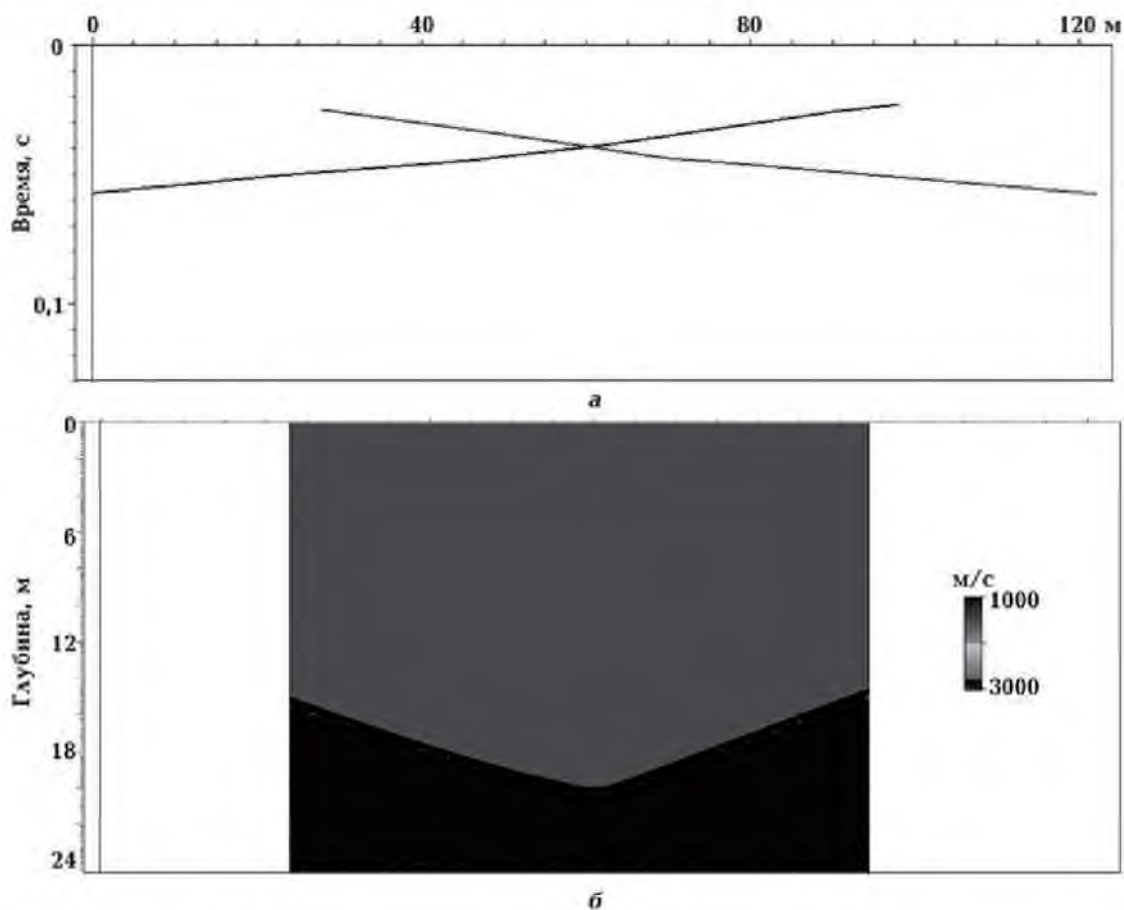


Рис. 2. Модельный пример применения кинематической миграции поля преломленных волн: а — два встречных годографа; б — граница преломления.

годографов, результаты которой представлены на рис. 3. По точке пересечения прямой и преломленной волн была рассчитана скорость в покрывающем слое, которая в данном случае составляла 3,6 км/с. Было выполнено конечно-разностное продолжение временных полей для двух годографов, наблюдаемых от двух встречных источников по схеме (2), и определены граничная скорость и глубинное положение преломляющей границы. Результат был оформлен в виде скоростной модели среды в интервале 100—150 км профиля, которая представлена на рис. 4, а.

Поскольку в данном случае кинематическая миграция выполнялась с целью определения скоростной модели двуслойной среды для следующего этапа формирования изображения границы с применением конечно-разностной динамической

миграции поля преломленных волн, на рис. 4, б приведены результаты глубинного изображения границы фундамента для пунктов возбуждения SP15102 и SP15104. Как видно из рис. 4, б, изображения, полученные для обоих пунктов возбуждения по наклону и глубинному положению границы преломления, совпадают, что говорит о корректно рассчитанных параметрах скоростной модели среды [Верпаховская, 2014]. Таким образом, подтверждается эффективность как предложенного алгоритма, так и разработанного авторского программного комплекса для определения скоростной модели среды с применением конечно-разностной миграции поля преломленных волн.

Алгоритм, программная реализация и эффективность применения кинематической миграции поля отраженных волн.

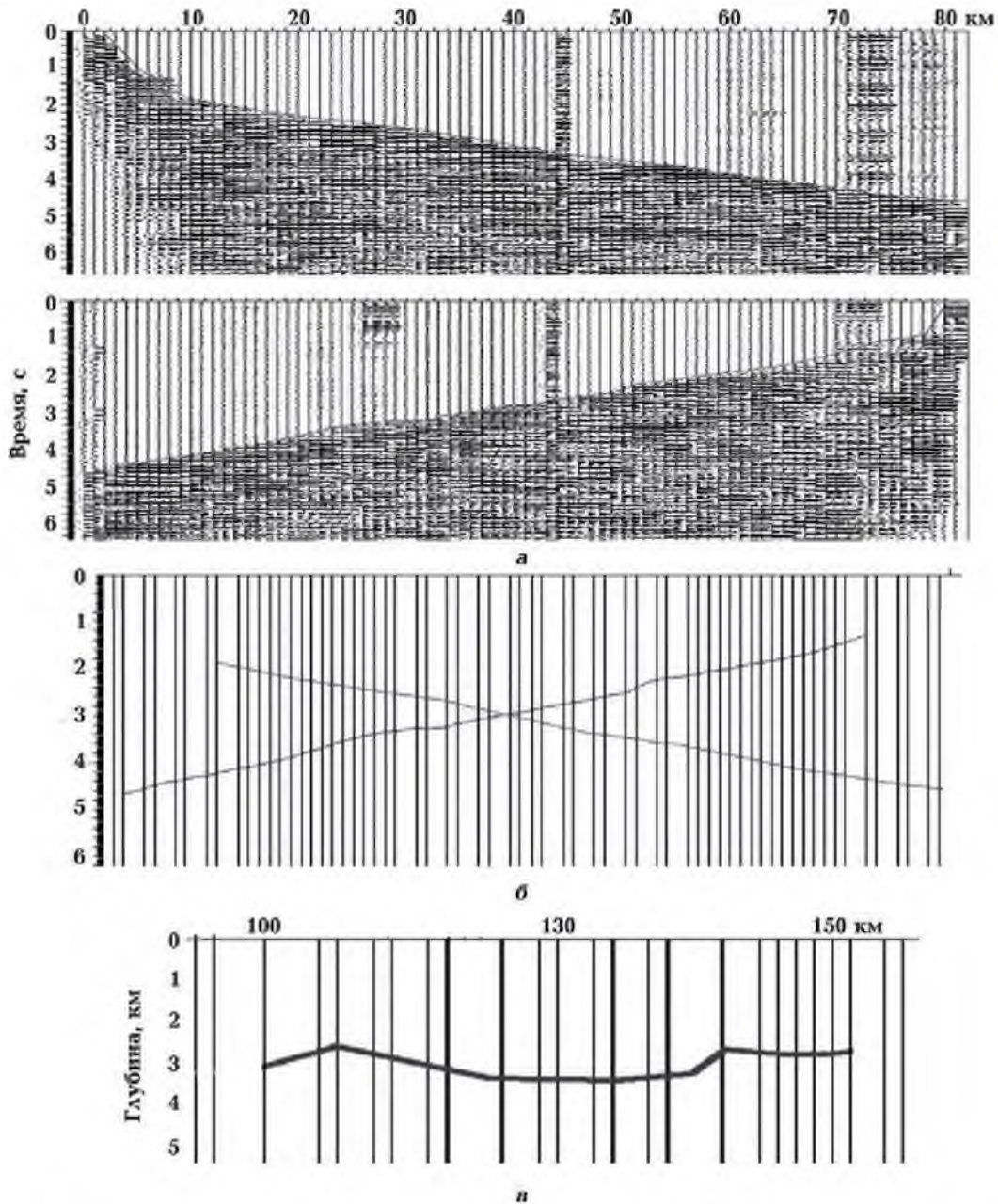


Рис. 3. Обработка участков волновых полей для двух встречных пунктов возбуждения с применением конечно-разностной кинематической миграции поля преломленных волн: а — корреляция годографов по волновым полям, б — два встречных годографа, полученные в результате корреляции; в — глубинное положение преломляющей границы.

В алгоритме кинематической миграции поля отраженных волн предусмотрены следующие основные этапы: корреляция годографа отраженной волны, продолжение временного поля падающей волны от точечного источника и временного поля отраженной волны $t_2(x, h)$ по наблюдаемому годографу.

Корреляция годографа отраженной волны выполняется в специальном блоке программного комплекса ProSTOP аналогично корреляции годографа преломленной волны в автоматическом режиме с возможностью корректировать результат до тех пор, пока он не будет полностью удовлетворять оператора.

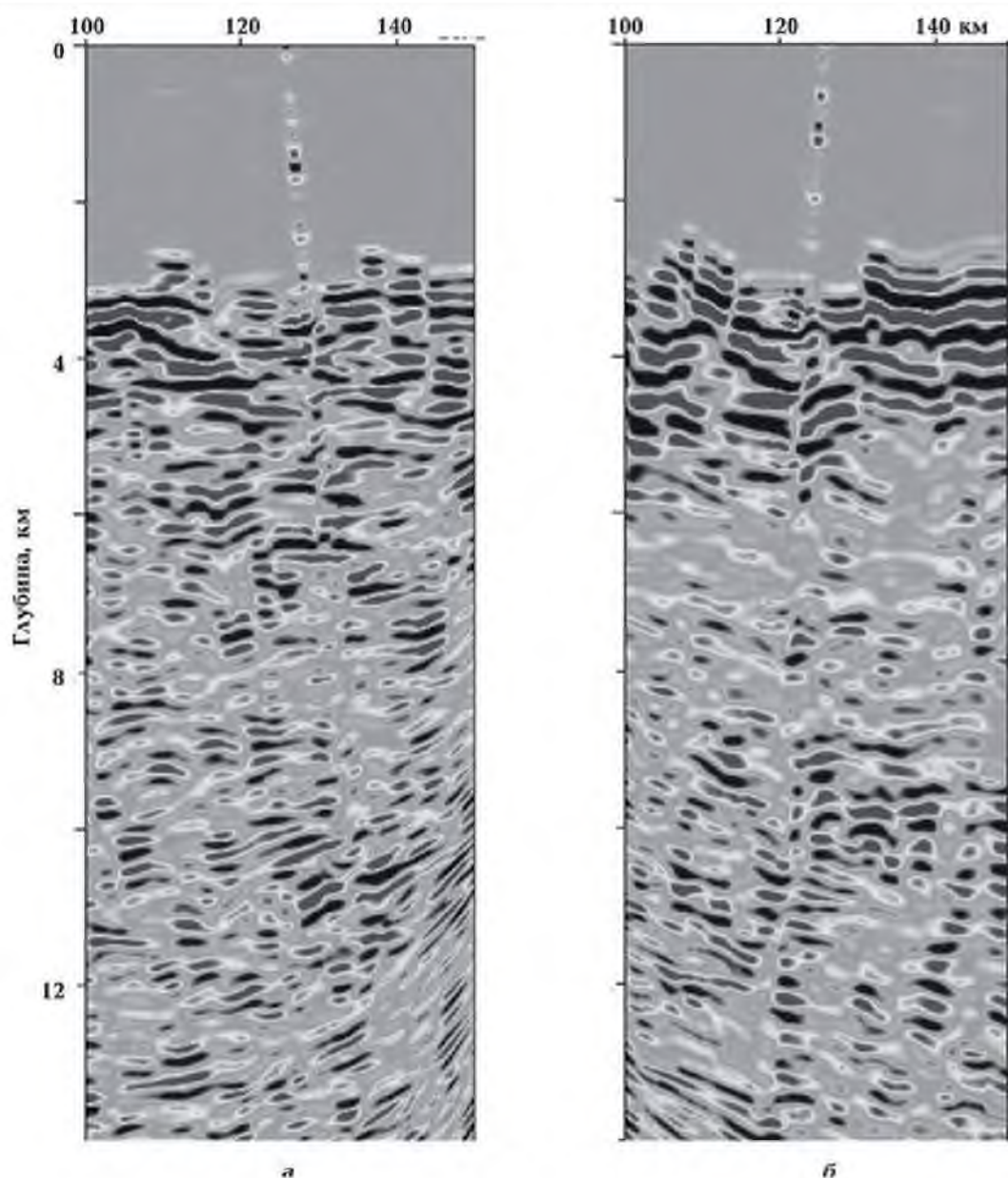


Рис. 4. Результат применения конечно-разностной динамической миграции поля преломленных волн с использованием скоростной модели среды, определенной кинематической миграцией преломленных волн для пунктов возбуждения: *а* — SP15102, *б* — P15104.

Временное поле от точечного источника рассчитывается по схеме (5) с использованием разностной сетки лучей и изохрон. При этом боковые линии выбираются таким образом, чтобы сетка покрывала всю область определения отражающей границы. Определение временного поля по годографу отраженной волны выполняется с применением косоугольной сетки по разностной схеме (2) аналогично восстановлению поля преломленной волны. Глубинное

положение отражающей границы соответствует линии, на которой $t_1(x, z) = t_2(x, h)$, что проверяется путем одновременного интерполирования двух временных полей на вертикальных линиях косоугольной сетки.

Представленный алгоритм хорошо рекомендовал себя при определении глубинного положения отражающих границ в сложных сейсмогеологических условиях. Относительно малый расход времени на расчет положения отражающей границы

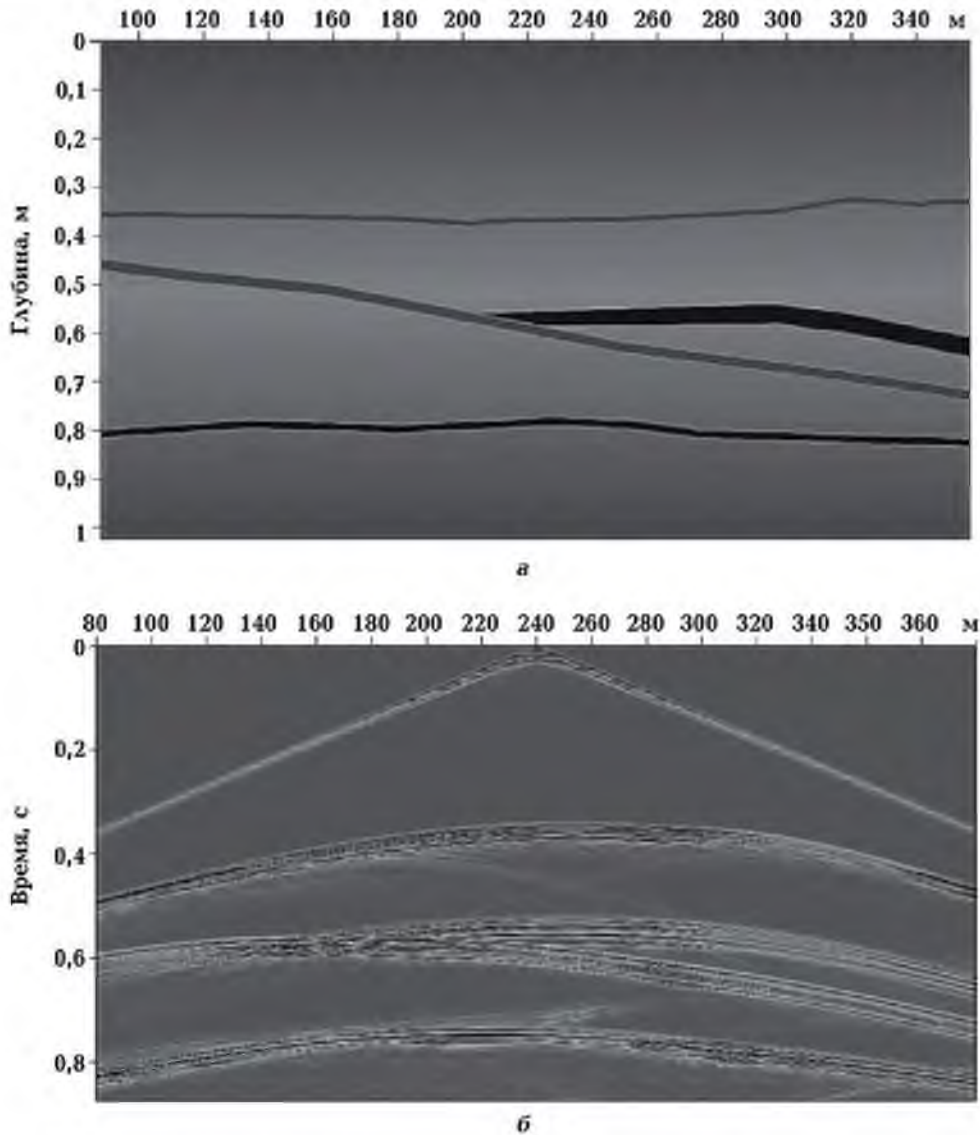


Рис. 5. Скоростная модель среды (а) и смоделированное волновое поле для одного пункта возбуждения (б).

позволяет определять скоростную характеристику среды путем многократного повторения построений с перебором параметров.

По данному алгоритму были созданы программы, которые были опробованы на модельных примерах и реальных данных сейсморазведки. Рассмотрим один из модельных примеров, который демонстрирует эффективность восстановления скоростной модели сложнопостроенного геологического разреза по отраженным волнам. На рис. 5, а показана скоростная модель среды, по которой было выполнено

моделирование волнового поля, результат которого для одного пункта возбуждения представлен на рис. 5, б.

На рис. 6, а показана модель среды, которая была получена с применением кинематической миграции поля отраженных волн. Скоростная модель, как известно, необходима для выполнения динамической миграции. Чтобы продемонстрировать практическую корректность скоростной модели, полученной при кинематической миграции поля отраженных волн, на рис. 6, б представлен результат применения конечно-разностной динамической

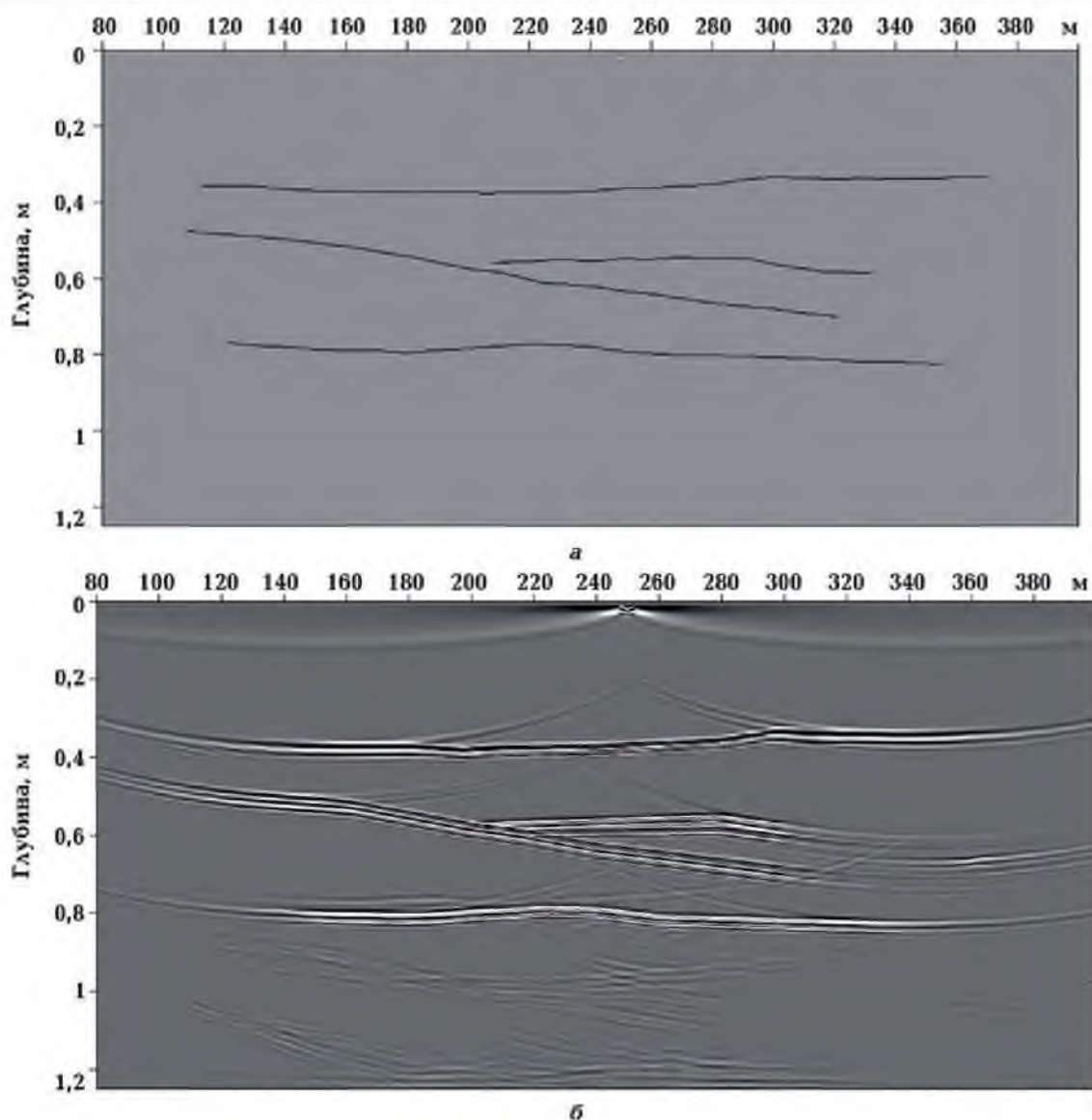


Рис. 6. Результат применения кинематической миграции поля отраженных волн (а) и изображение глубинного строения среды, полученное с применением динамической миграции поля отраженных волн (б).

миграции поля отраженных волн по рассчитанной модели. Как видно из сопоставления заданной скоростной модели (см. рис. 5, а) и сформированного изображения глубинного строения среды (см. рис. 6, б), все сложные детали на обоих рисунках совпадают, что говорит о корректности заданных скоростных параметров, а следовательно, и выполненной кинематической миграции поля отраженных волн.

Выводы. Разработаны оригинальные алгоритмы и на их основе создано авторскую программную реализацию методики

определения скоростной модели среды с применением конечно-разностной кинематической миграции поля преломленных волн. Конечно-разностная миграция базируется на продолжении временного поля, которое в предложенном алгоритме выполняется по явной схеме решения уравнения эйконала. Доказана квадратичная степень аппроксимации разностных расчетов и определены условия их стойкости. Эффективность применения методики определения скоростной модели среды по данным как малоглубинной, так и региональной

(ГСЗ) сейсморазведки продемонстрирована на модельных и практических примерах. В частности, дееспособность и корректность применения конечно-разностной миграции поля преломленных волн показана на примере обработки данных регионального профиля Рени — Кривой Рог (DOBRE-4), наблюдаемого международной группой с участием Института геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины.

Предложенный метод конечно-разност-

ной кинематической миграции является одним из действенных инструментов для получения информации о строении сейсмических границ, а также определения скорости сейсмического разреза как по отраженным, так и преломленным волнам, что гарантирует его применение при обработке данных, зарегистрированных в разном диапазоне расстояний от источника и в условиях сложного глубинного строения района исследований.

Список литературы

- Верпаховская А. О. Кинематическая миграция поля преломленных волн при формировании изображения среды по данным ГСЗ. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 6. С. 153—164. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i6.2014.111054>.
- Верпаховская А. О., Шиманский В. Ю. Исследование зоны малых скоростей обработкой точечных зондирований с использованием численного метода полей времен. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 5. С. 895—901.
- Годунов С. К., Рябенский В. С. Разностные схемы. Москва: Наука, 1977. 440 с.
- Град М., Гутерх А., Келлер Р., Омельченко В. Д., Старостенко В. И., Стифенсон Р. А., Стомба С. Н., Тибо Г., Толкунов А. П. Работа методом глубинного сейсмического зондирования по профилю DOBRE. В кн.: *Строение и динамика литосферы Восточной Европы*. Под ред. А. Ф. Морозова, Н. Ф. Межеловского, Н. И. Павленковой. Москва: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 321—327.
- Кравцов Ю. А., Орлов Ю. И. Геометрическая оптика неоднородных сред. Москва: Наука, 1980. 306 с.
- Пилипенко В. Н. Численный метод полей времен для построения сейсмических границ. В кн.: *Обратные кинематические задачи взрывной сейсмологии*. Москва: Наука, 1979. С. 124—181.
- Пилипенко В. Н., Верпаховская А. О., Кекух Д. А. Интерпретация данных 3D сейсморазведки с применением конечно-разностной кинематической миграции. *Геофиз. журн.* 2009. Т. 31. № 1. С. 16—27.
- Пилипенко Е. В., Верпаховская А. О., Пилипенко В. Н. Конечно-разностная миграция как один из способов получения информации о сейсмических границах и сейсмических скоростях в геологической среде: XV Международная конференция «Геоинформатика: теоретические и прикладные аспекты», Киев, 10—12 мая 2016 г. С. 1—4.
- Пилипенко В. Н., Верпаховская А. О., Старостенко В. И., Павленкова Н. И. Конечно-разностная миграция поля преломленных волн при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ (на примере профиля DOBRE). *Физика Земли*. 2010. № 11. С. 36—48.
- Ризниченко Ю. В. Применение метода полей времен на практике. Прикладная геофизика. Москва: Госпомтехиздат, 1945. Вып. 1. 243 с.
- Самарский А. А., Гулин А. В. Устойчивость разностных схем. Москва: Наука, 1973. 416 с.
- DOBREFraction'99 Working Group, Grad, M., Gryn, D., Guterch, A., Janik, T., Keller, R., Lang, R., Lyngsie, S. B., Omelchenko, V., Starostenko, V. I., Stephenson, R. A., Stovba, S. M., Thybo, H., Tolgunov, A. (2003). «DOBREFraction'99», velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (East Ukraine). *Tectonophysics*, 371(1-4), 81—110. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00211-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00211-7).
- Fowler, P. J. (1994). Finite-difference solution of the 3-D eikonal equation in spherical coordinates. *SEG Annual Meeting Expanded Abstracts*, 1394—1397. <https://doi.org/10.1190/1.1822792>.
- Saenger, E. H., & Bohlen, T. (2004). Finite-differ-

- ence modelling of viscoelastic and anisotropic wave propagation using the rotated staggered grid. *Geophysics*, 69(2), 583—591. <https://doi.org/10.1190/1.1707078>.
- Seisa, H. H. (2010). Migration and interpretation of first arrival inflection points due to lateral variations. *Near Surface Geophysics*, 8(1), 55—63. doi: 10.3997/1873-0604.2009051.
- Starostenko, V., Janik, T., Lysynchuk, D., Sroda, P., Czuba, W., Kolomyets, K., ... Tolkunov, A. (2013). Mesozoic (?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. *Geophysical Journal International*, 195(2), 740—766. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt292>.
- Van Trier, J., & Symes, W. (1991). Upwind finite-difference calculation of traveltimes. *Geophysics*, 56(6), 812—821. <https://doi.org/10.1190/1.1443099>.
- Verpakhovska, O., Pylypenko, V., Pylypenko, O. (2012). Application of finite-difference refraction migration to study of the Earth crust structure: *12th International Multidisciplinary Scientific GeoConference, June 17—23, 2012. Conference Proceedings* (Vol. 2, pp. 545—554).
- Vidale, J. E. (1990). Finite-difference calculations of traveltimes in three dimensions. *Geophysics*, 55(5), 521—526. <https://doi.org/10.1190/1.1442863>.
- Wang, B., & Pann, K. (1995). Comparison of velocity sensitivity of kinematic migration in common-shot and common-offset domains. *SEG Technical Program Expanded Abstracts* (pp. 1193—1196).
- Zhou, H., Li, L., Bjorklund, T., & Thornton, M. A. (2010). Comparative analysis of deformable layer tomography and cell tomography along the LARSE lines in southern California. *Geophysical Journal International*, 180(3), 1200—1222. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04472.x>.

Kinematic migration for determination of velocity model of the medium while solving practical problems of seismic exploration

A. O. Verpakhovskaya, V. N. Pilipenko, 2018

Seismic migration allows solving different problems of seismic exploration and depending on the properties of the wave field which take part during the processing is subdivided into two types: kinematic and dynamic. Kinematic migration allows to determine seismic velocities and interfaces in geological medium for further implementation of dynamic migration can be enabled while solving different problems of seismic exploration where fast information on a priori parameters of velocity model of the study medium is needed. Kinematic migration for both fields of refracted and reflected waves is based on the continuation of temporal field which is implemented by finite-differential solution of eikonal equation. The values of temporal field are determined by distinct scheme which has quadratic degree of approximation and conditional stability that is proved during the studies. In this case the algorithm of kinematic migration of the field of refracted waves envisages two reverse continuations of temporal fields observed from two opposite sources while algorithm of kinematic migration of the field of reflected waves includes both direct continuation of temporal field from dotted source and reverse continuation from seismic receivers. Particularly urgent problem in this direction is the study of feasibility of finite-differential kinematic migration in case of determination of velocity model of multiple-structured geological medium while processing seismic data observed in different range of distances from the source. Possibilities of application of elaborated finite-differential kinematic migration for solving practical problems of seismic exploration have been considered in the paper. Effectiveness of elaborated techniques is demonstrated by model and real examples.

Key words: seismic exploration, reflected and refracted waves, kinematic migration, velocity model, temporal field, finite-differential continuation, eikonal equation.

References

- Verpakhovskaya, A. O. (2014). Kinematic migration of the field of refracted waves while the image of environment is being formed according to DSS data. *Geofizicheskiy zhurnal*, 36(6), 153—164. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i6.2014.111054> (in Russian).
- Verpakhovskaya, A. O., & Shimansky, V. Yu. (2005). Investigation of a zone of low velocities by processing point soundings using the numerical method of time fields. *Geofizicheskiy zhurnal*, 27(5), 895—901 (in Russian).
- Godunov, S. K., & Ryabenkiy, V. S. (1977). *Difference Schemes*. Moscow: Nauka (in Russian).
- Grad, M., Guterh, A., Keller, R., Omelchenko, V. D., Starostenko, V. I., Stifenson, R. A., ... Tolkunov, A. P. (2006). Work by the method of deep seismic sounding by profile DOBRE. In A. F. Morozova, N. F. Mezhelovsky, & N. I. Pavlenkova (Eds.), *The structure and dynamics of the lithosphere of Eastern Europe* (pp. 321—327). Moscow: GEOKART, GEOS (in Russian).
- Kravtsov, Yu. A., & Orlov, Yu. I. (1980). *Geometric optics of inhomogeneous media*. Moscow: Nauka (in Russian).
- Pilipenko, V. N. (1979). The numerical method of time fields for the construction of seismic boundaries. In *Inverse kinematic problems of explosive seismology* (pp. 124—181). Moscow: Nauka (in Russian).
- Pilipenko, E. V., Verpakhovskaya, A. O., & Kekukh, D. A. (2009). Interpretation of 3D seismic exploration data applying finite-difference kinematic migration. *Geofizicheskiy zhurnal*, 31(1), 16—27 (in Russian).
- Pilipenko, E. V., Verpakhovskaya, A. O., & Pilipenko, V. N. (2016). Finite-Difference Migration as One of the Methods to Obtain Information on Seismic Boundaries and Seismic Velocities in the Geological Environment: *XV International Conference «Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects»*, Kiev, May 10—12, 2016 (pp. 1—4) (in Russian).
- Pilipenko, V. N., Verpakhovskaya, A. O., Starostenko, V. I., & Pavlenkova, N. I. (2010). Finite-difference migration of the field of refracted waves in studies of the deep structure of the Earth's crust and upper mantle based on the DSS data (on the example of the DOBRE profile). *Fizika Zemli*, (11), 36—48 (in Russian).
- Riznichenko, Yu. V. (1945). *Application of the method of time fields in practice. Applied Geophysics* (Is. 1). Moscow: Gospomtekhizdat (in Russian).
- Samarskiy, A. A., & Gulin, A. V. (1973). *Stability of difference schemes*. Moscow: Nauka (in Russian).
- DOBREFraction'99 Working Group, Grad M., Gryn D., Guterch A., Janik T., Keller R., Lang R., Lyngsie S. B., Omelchenko V., Starostenko V. I., Stephenson R. A., Stovba S. M., Thybo H., Tolkunov A. (2003). «DOBREFraction'99», velocity model of the crust and upper mantle beneath the Donbas Foldbelt (East Ukraine). *Tectonophysics*, 371(1-4), 81—110. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00211-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00211-7).
- Fowler, P. J. (1994). Finite-difference solution of the 3-D eikonal equation in spherical coordinates. *SEG Annual Meeting Expanded Abstracts*, 1394—1397. <https://doi.org/10.1190/1.1822792>.
- Saenger, E. H., & Bohlen, T. (2004). Finite-difference modelling of viscoelastic and anisotropic wave propagation using the rotated staggered grid. *Geophysics*, 69(2), 583—591. <https://doi.org/10.1190/1.1707078>.
- Seisa, H. H. (2010). Migration and interpretation of first arrival inflection points due to lateral variations. *Near Surface Geophysics*, 8(1), 55—63. doi: 10.3997/1873-0604.2009051.
- Starostenko, V., Janik, T., Lysynchuk, D., Sroda, P., Czuba, W., Kolomyets, K., ... Tolkunov A. (2013). Mesozoic (?) lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. *Geophysical Journal International*, 195(2), 740—766. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt292>.
- Van Trier, J., & Symes, W. (1991). Upwind finite-difference calculation of traveltimes. *Geophysics*, 56(6), 812—821. <https://doi.org/10.1190/1.1443099>.
- Verpakhovska, O., Pylypenko, V., Pylypenko, O. (2012). Application of finite-difference refraction migration to study of the Earth crust structure: *12th International Multidisciplinary*

- Scientific GeoConference, June 17—23, 2012. Conference Proceedings* (Vol. 2, pp. 545—554).
- Vidale, J. E. (1990). Finite-difference calculations of traveltimes in three dimensions. *Geophysics*, 55(5), 521—526. <https://doi.org/10.1190/1.1442863>.
- Wang, B., & Pann, K. (1995). Comparison of velocity sensitivity of kinematic migration in common-shot and common-offset domains. *SEG Technical Program Expanded Abstracts* (pp. 1193—1196).
- Zhou, H., Li, L., Bjorklund, T., & Thornton, M. A. (2010). Comparative analysis of deformable layer tomography and cell tomography along the LARSE lines in southern California. *Geophysical Journal International*, 180(3), 1200—1222. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04472.x>.