

Д. А. Насыров, Д. А. Киященко, Ю. В. Киселев, Б. М. Каштан, В. Н. Троян

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИНТЕРВАЛЬНЫХ СКОРОСТЕЙ ПО ДАННЫМ ВСП С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МИГРАЦИИ КРАТНО-ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

### Введение

Миграция данных вертикального сейсмопрофилирования (ВСП) является одним из основных инструментов для изучения структуры околоскважинного пространства. Однако результат миграции сильно зависит от опорной глубинно-скоростной модели среды, используемой для продолжения волновых полей. Скоростная модель, определяемая в результате обработки данных поверхностной сейсмоки, не всегда обладает достаточной точностью, и использование ее для миграции данных ВСП может привести к тому, что оси синфазности на получаемых изображениях будут иметь неправильную форму и положение. В данной работе предлагается итеративный метод, сочетающий миграцию данных ВСП и уточнение опорной глубинно-скоростной модели среды. Метод основан на сопоставлении изображений, получаемых в результате миграции различных типов волн: однократно-отраженных и кратных, обусловленных дневной поверхностью.

В традиционном методе отраженных волн только однократные отражения считаются полезным сигналом, остальные же волны по возможности удаляются из сейсмограмм как регулярные помехи. Однако в последние годы появились работы, в которых исследуются возможности миграции кратных-отраженных волн, и устанавливается, что в ряде случаев изображения, построенные по кратным отражениям, имеют ряд преимуществ, таких как более высокое вертикальное разрешение и большая протяженность восстанавливаемых границ [4]. В настоящей работе предлагается использовать миграцию кратных волн наряду с миграцией однократных отражений для уточнения скоростных параметров среды. В рассмотренных примерах используется поле кратных волн, обусловленных отражением от дневной поверхности. Эти волны могут иметь достаточно большую интенсивность и уверенно прослеживаться на больших расстояниях от дневной поверхности при проведении сейсморазведочных работ на море. В условиях наземной съемки ситуация осложняется тем, что в этом случае, как правило, доминируют кратные волны, отраженные от подошвы зоны малых скоростей (ЗМС), а не от дневной поверхности [1]. Для корректной миграции данного типа волн требуется привлечение дополнительной информации о скоростях распространения волн в ЗМС, а также знание положения и формы ее подошвы.

Идея метода заключается в том, что если скоростная модель, используемая для миграции, достаточно точно описывает реальную скоростную модель, то сейсмические изображения, полученные с использованием отраженных и кратных волн, будут одинаково отражать строение реального геологического разреза. В противном случае, если скорость неверна, возникает расхождение между изображениями. В данной работе используется алгоритм конечно-разностной миграции в частотной области. В качестве

меры сходства двух сейсмических изображений используется функционал, основанный на корреляции изображений, а задача поиска скоростных параметров сводится к задаче поиска максимума данного функционала. Задача максимизации решается численно градиентным методом. Для вычисления градиента функционала используется метод неопределенных множителей Лагранжа [5].

Эффективность метода продемонстрирована на ряде численных экспериментов. На примере горизонтально-слоистых моделей показана возможность послойной оценки интервальных скоростей (начиная с вышележащих слоев и заканчивая нижележащими) в областях среды, расположенных ниже забоя скважины.

### 1. Миграция однократно- и кратно-отраженных волн

Конечно-разностная миграция сейсмических данных до суммирования состоит в продолжении волновых полей в геологическую среду, описываемую опорной глубинно-скоростной моделью, с последующим применением изображающего принципа [3]. В данной работе используется алгоритм миграции, основанный на решении волнового уравнения в частотной области в парааксиальной аппроксимации [6]. Перед миграцией производится разделение однократно- и кратно-отраженных волн, распространяющихся от дневной поверхности вниз, по кажущимся скоростям при помощи веерной фильтрации по сейсмограммам общего пункта взрыва (ОПВ).

В работе рассмотрена одна из модификаций метода ВСП – уровневое ВСП. Поскольку при наблюдениях по данной методике число источников на дневной поверхности значительно больше числа приемников в скважине, то для миграции целесообразно воспользоваться принципом взаимности и полагать, что источник упругих колебаний находится в вертикальной скважине, а приемники расположены на дневной поверхности (рис. 1). Для построения изображения по однократно-отраженным волнам вычисляются падающее поле источника  $u_i(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega)$  и обратно продолженное с дневной поверхности во внутренние точки среды поле зарегистрированных однократных отражений  $u_b(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega)$ :

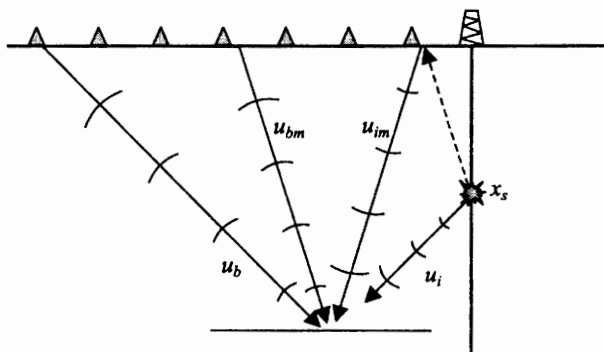


Рис. 1. Падающие и обратно продолженные поля в случае однократно- и кратно-отраженных волн

$$Lu_i = f_s,$$

$$Lu_b = 0,$$

$$u_b|_{z=0} = d_p^*,$$

где  $L = -\omega^2/v^2(\mathbf{x})\Delta$  – оператор волнового уравнения в частотной области;  $v(\mathbf{x})$  – опорная скоростная модель;  $f_s(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega)$  – функция источника, которая в случае точеч-

ного источника может быть записана в виде  $f_s(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega) = \delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}_s)\varphi(\omega)$  ( $\mathbf{x}_s$  — положение источника,  $\varphi(\omega)$  — спектральная составляющая источника);  $d_p(x, \mathbf{x}_s, \omega)$  — поле однократно-отраженных волн, зарегистрированное на дневной поверхности; \* — комплексное сопряжение.

В случае кратно-отраженных волн падающее (на отражающую границу) поле испытывает отражение от дневной поверхности (рис. 1). Для его вычисления возможны два подхода. Первый состоит в решении неоднородного волнового уравнения с функцией источника в правой части и соответствующим граничным условием на дневной поверхности. В данной работе используется иной подход, основанный на прямом продолжении с дневной поверхности поля прямой волны [4], т. е. моделирование падающего поля осуществляется на основе решения однородного волнового уравнения с граничным условием в виде поля прямой волны, выделенного непосредственно из данных:

$$\begin{aligned} Lu_{im} &= 0, \\ u_{im}|_{z=0} &= d_{dir}, \end{aligned}$$

где  $d_{dir}(x, \mathbf{x}_s, \omega)$  — поле прямой волны, зарегистрированное на дневной поверхности. Преимуществом данного подхода является то, что в качестве граничного условия может быть использовано поле всех волн, распространяющихся от источника к свободной поверхности, при этом появляется возможность учета кратно-отраженных волн более высоких порядков [4].

Обратно продолженное с дневной поверхности поле кратных отражений  $u_{bm}(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega)$  вычисляется так же, как и в случае однократно-отраженных волн, за исключением того, что в качестве граничного условия используется зарегистрированное на дневной поверхности поле кратных отражений.

Изображения  $I_p(\mathbf{x})$  и  $I_m(\mathbf{x})$  по однократно- и кратно-отраженным волнам соответственно строятся на основе изображающего принципа [3]:

$$I_p(\mathbf{x}) = \int d\mathbf{x}_s \int d\omega u_i(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega) u_b(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega), \quad (1)$$

$$I_m(\mathbf{x}) = \int d\mathbf{x}_s \int d\omega u_{im}(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega) u_{bm}(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega). \quad (2)$$

В данном случае интегрирование ведется по области полезных частот, а также по координате источника колебаний. На практике эти величины принимают дискретный ряд значений, поэтому соответствующие интегралы заменяются суммами.

## 2. Корреляция изображений

В качестве меры сходства изображений  $I_p(\mathbf{x})$  и  $I_m(\mathbf{x})$  исследуются функционалы корреляционного типа:

$$J_1(v) = \int I_p(\mathbf{x}) I_m(\mathbf{x}) d\mathbf{x}, \quad (3)$$

$$J_2(v) = \int \frac{I_p(\mathbf{x}) I_m(\mathbf{x})}{v(\mathbf{x})} d\mathbf{x}. \quad (4)$$

Функционал (4) учитывает эффект растяжения импульса на изображениях в вертикальном направлении при увеличении скорости [7] и позволяет более точно оценивать

скорости распространения волн. Искомые скоростные параметры среды находятся из условия максимума данного функционала, при этом соответствующая оптимизационная задача решается градиентным методом.

Для нахождения производных функционала по скоростным параметрам среды используется метод неопределенных множителей Лагранжа [5], т.е. задача поиска максимума функционала формулируется как задача на условный экстремум. В результате вычисления градиента функционала сводится к нахождению так называемых множителей Лагранжа  $\lambda_i(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega)$ ,  $\lambda_b(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega)$ ,  $\lambda_{im}(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega)$ ,  $\lambda_{bm}(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega)$ , каждый из которых имеет размерность волнового поля и является решением соответствующей сопряженной задачи:

$$\begin{aligned} L\lambda_i &= I_m u_b / v, & L\lambda_{im} &= I_p u_{bm} / v, \\ L\lambda_b &= I_m u_i / v, & L\lambda_{bm} &= I_p u_{im} / v. \end{aligned}$$

Представим скорость распространения волн в среде в виде

$$v(\mathbf{x}) = \sum_{j=1}^n \alpha_j \psi_j(\mathbf{x}),$$

где  $\psi_j(\mathbf{x})$ ,  $j = 1 \dots n$  — некоторые заданные аппроксимирующие функции, а  $\alpha_j$ ,  $j = 1 \dots n$  — постоянные, которые требуется найти. Тогда производные функционала (4) по  $\alpha_j$ ,  $j = 1 \dots n$ , определяются из выражений:

$$\begin{aligned} \frac{\partial J}{\partial \alpha_j} &= \int d\mathbf{x}_s \int d\omega \int d\mathbf{x} \frac{2\omega^2 \psi_j(\mathbf{x})}{v(\mathbf{x})^3} [\lambda_i(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega) u_i(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega) + \\ &+ \lambda_b(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega) u_b(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega) + \lambda_{im}(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega) u_{im}(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega) + \lambda_{bm}(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega) u_{bm}(\mathbf{x}, \mathbf{x}_s, \omega)]. \end{aligned}$$

### 3. Примеры

Рассмотрим примеры численного моделирования для горизонтально-слоистых сред. Для определения интервальных скоростей в областях, расположенных ниже забоя скважины, предложен алгоритм послышной оценки, начиная с вышележащих слоев и заканчивая нижележащими. На первом этапе строятся глубинные разрезы по однократно и кратно-отраженным волнам с использованием начальной глубинно-скоростной модели для определения примерного положения основных отражающих горизонтов. Скорость в слое определяется из условия максимума функционала подобия (4), при этом для уменьшения влияния различного рода регулярных и нерегулярных помех, всегда присутствующих на реальных сейсмических изображениях, корреляция изображений может быть вычислена только в некоторой области, содержащей целевой горизонт. Сначала определяется скорость в наиболее вышележащем слое. После определения скорости находится положение подошвы слоя пикированием по изображению  $I_m(\mathbf{x})$  (2), полученному по кратным волнам, так как на данном изображении протяженность восстанавливаемых границ значительно больше, чем на изображении, полученном с использованием однократно-отраженных волн. На следующих этапах скорость и положение подошвы данного слоя известны и определяются параметры нижележащих

слоев. Данная процедура была проведена с использованием только одного приемника в скважине изучения возможностей данного алгоритма для сейсмических данных, зарегистрированных небольшими группами приемников.

Зависимость функционалов (3) и (4) от скорости исследована на примере горизонтально-слоистой модели, изображенной на рис. 2, а. Модель состоит из четырех однородных слоев, лежащих на однородном полупространстве. Скорости в слоях: 2,5, 2,8, 3,0, 3,2 км/с, скорость в полупространстве 3,4 км/с, плотность постоянна 2,0 кг/м<sup>3</sup>. В центральной части модели располагается вертикальная скважина с группой из 50 приемников, помещенных на глубинах с 0,5 до 1,0 км с шагом 10 м. Источники располагаются в 151 точке на свободной поверхности с шагом 40 м. В качестве данных прямой задачи используется конечно-разностное решение скалярного волнового уравнения. Функция источника вейвлет Риккера [2] с центральной частотой 25 Гц. Перед миграцией производится разделение однократно- и многократно-отраженных волн по кажущимся скоростям в F-K-области, а затем для восстановления скоростной модели используется только один приемник, расположенный на глубине 0,75 км.

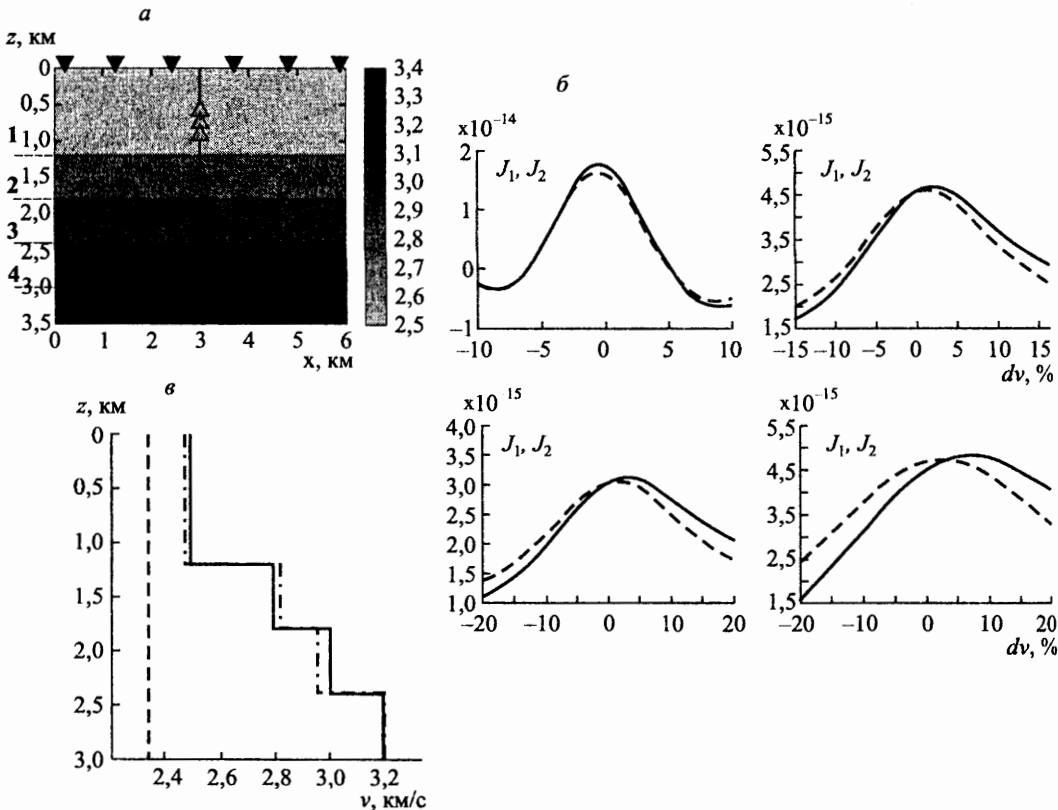


Рис. 2. Определение скорости для 4-слойной модели:

а — скоростная модель; б — зависимость функционалов (3) (сплошная линия) и (4) (штриховая линия) от ошибки в задании скорости в 1–4-м слоях (вертикальная штриховая линия — модельное значение скорости); в — профиль скорости: сплошная линия — модельная скорость, штриховая линия — начальная скорость, штрихпунктирная линия — скорость, найденная в результате максимизации функционала (4)

На рис. 2, б представлены зависимости функционалов (3) и (4) от ошибки в задании скорости в одном слое, в то время как скорости в остальных слоях задаются равными модельным (или истинным) значениям. Максимум функционала (3) сдвинут в область высоких скоростей, что сильнее всего проявляется для более глубоких слоев. Данный эффект объясняется зависимостью длины импульса на изображении от скорости, используемой для миграции: длина импульса прямо пропорциональна величине скорости [7]. Для учета данного явления целесообразно использовать функционал, определенный на основе формулы (4). Сдвиг положений максимальных значений функционала (4) (штриховая линия рис. 2, б) от истинных значений скоростей не превышает 1%.

Результат определения скорости для горизонтально-слоистой модели приведен на рис. 2, в. В качестве начальных данных для итерационного алгоритма выбрана однородная скоростная модель, изображенная штриховой линией. Нахождение интервальных скоростей производится последовательно, начиная с вышележащих и заканчивая более глубокими слоями. На первом шаге находится максимум функционала подобия по отношению к скорости в первом слое. Затем скорость, определенная в пер-

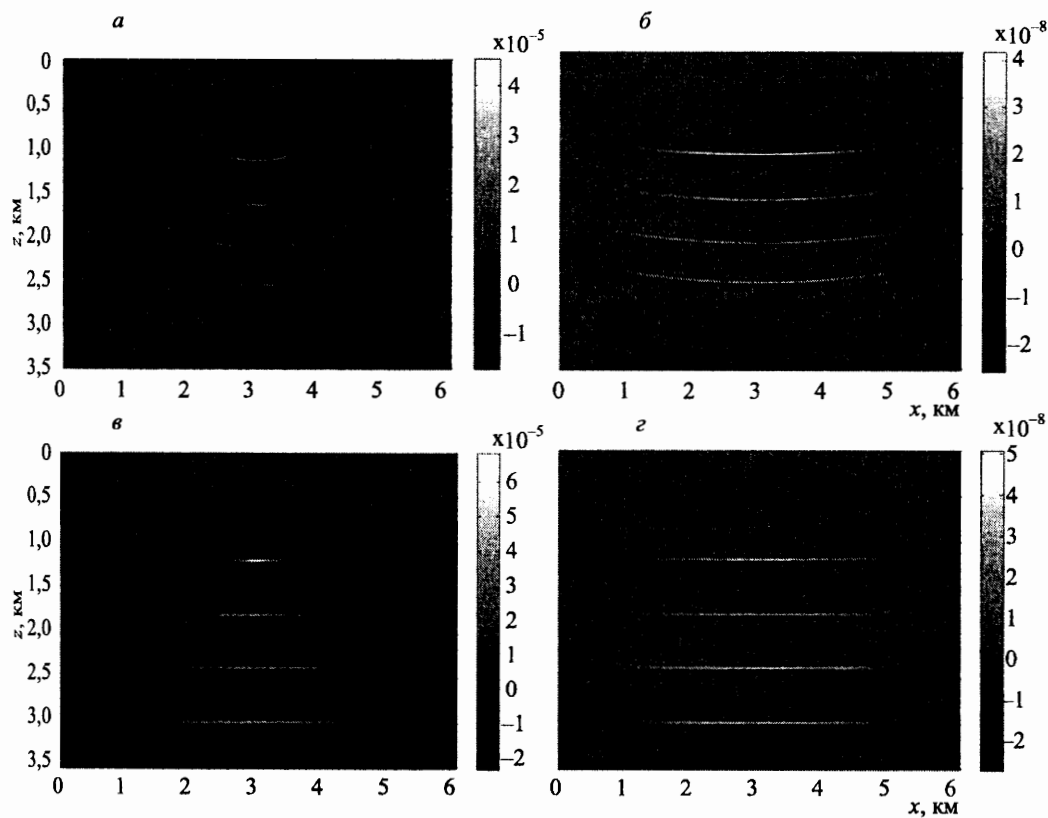


Рис. 3. Изображения, полученные по однократно-отраженным (слева) и кратным волнам (справа) для горизонтально-слоистой модели до (а, б) и после (в, г) уточнения скоростной модели

вом слое, фиксируется, пикируется подошва данного слоя по разрезу, полученному по кратным волнам, и процедура повторяется для нижележащих слоев. Для каждого слоя процесс был ограничен двумя итерациями. Полученный скоростной профиль изображен на рис. 2, *в* штрихпунктирной линией. Восстановленные скорости довольно точно описывают поведение реального скоростного профиля с максимальной ошибкой порядка 1%.

Сейсмические изображения, полученные по однократно-отраженным и кратным волнам с использованием начальной и уточненной скоростных моделей, представлены на рис. 3. Изображения, полученные в результате уточнения интервальных скоростей, полностью мигрированы и значительно лучше согласованы между собой.

Приведенный выше алгоритм оценки интервальных скоростей опробован также на

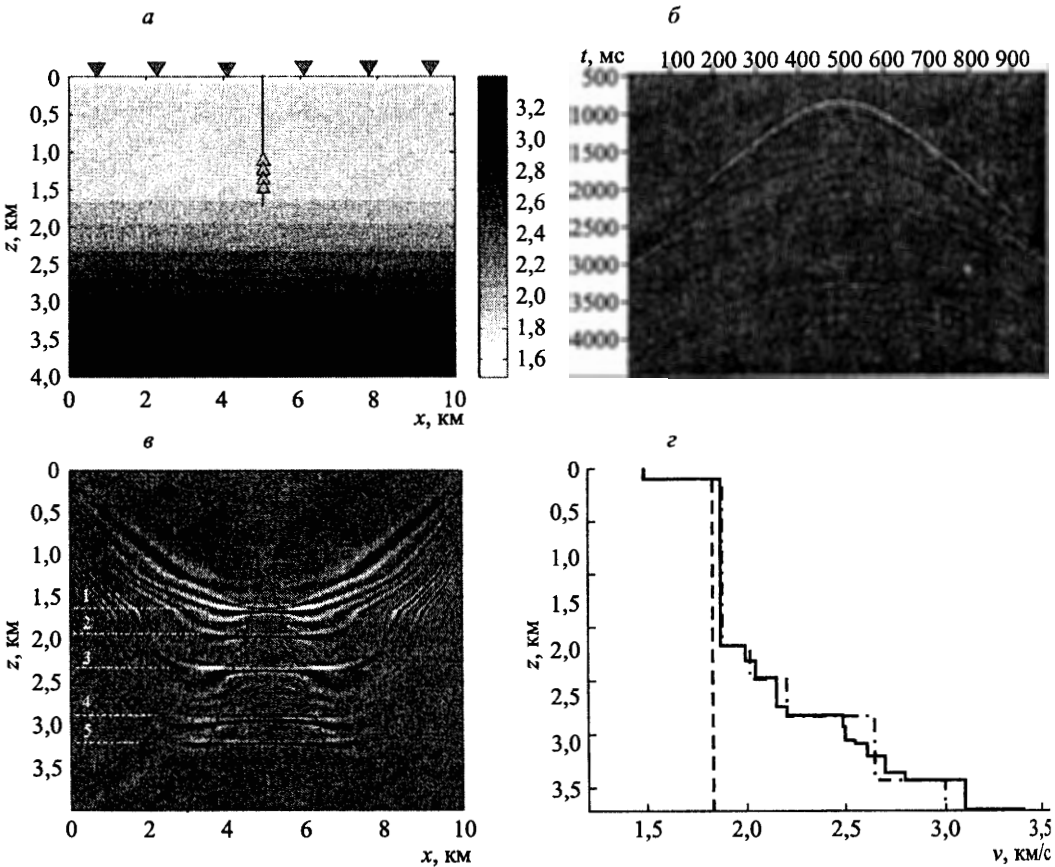


Рис. 4. Определение скорости для горизонтально-слоистой модели:

*а* — скоростная модель; *б* — сейсмограмма общего пункта приема (приемник на глубине 1250 м); *в* — изображение, построенное по однократно-отраженным волнам с использованием истинной скоростной модели: горизонтальные штриховые линии — реперные горизонты, черная штриховая линия — область, внутри которой вычисляется корреляция изображений; *г* — скорость, как функция глубины: сплошная линия — модельная скорость, штриховая линия — начальная скорость, штрихпунктирная линия — скорость, найденная в результате максимизации функционала (4)

более сложной одномерной модели, состоящей из большого числа достаточно тонких горизонтальных слоев (рис. 4, *a*). Данные ВСП моделируются при помощи конечно-разностного решения скалярного волнового уравнения. На дневной поверхности располагаются 1000 источников с шагом 10 м. Волновое поле регистрируется группой из 50 приемников, расположенных в вертикальной скважине на глубинах от 1.0 до 1.5 км с шагом 10 м. Перед миграцией производится разделение однократно- и кратно-отраженных волн по кажущимся скоростям в F-K-области, а затем для восстановления скоростной модели используется только один приемник, расположенный на глубине 1.25 км.

На рис. 4, *в* приведено сейсмическое изображение, построенное по однократно-отраженным волнам с использованием истинной скоростной модели. На данном изображении можно уверенно выделить пять слоев, ограниченных наиболее контрастными

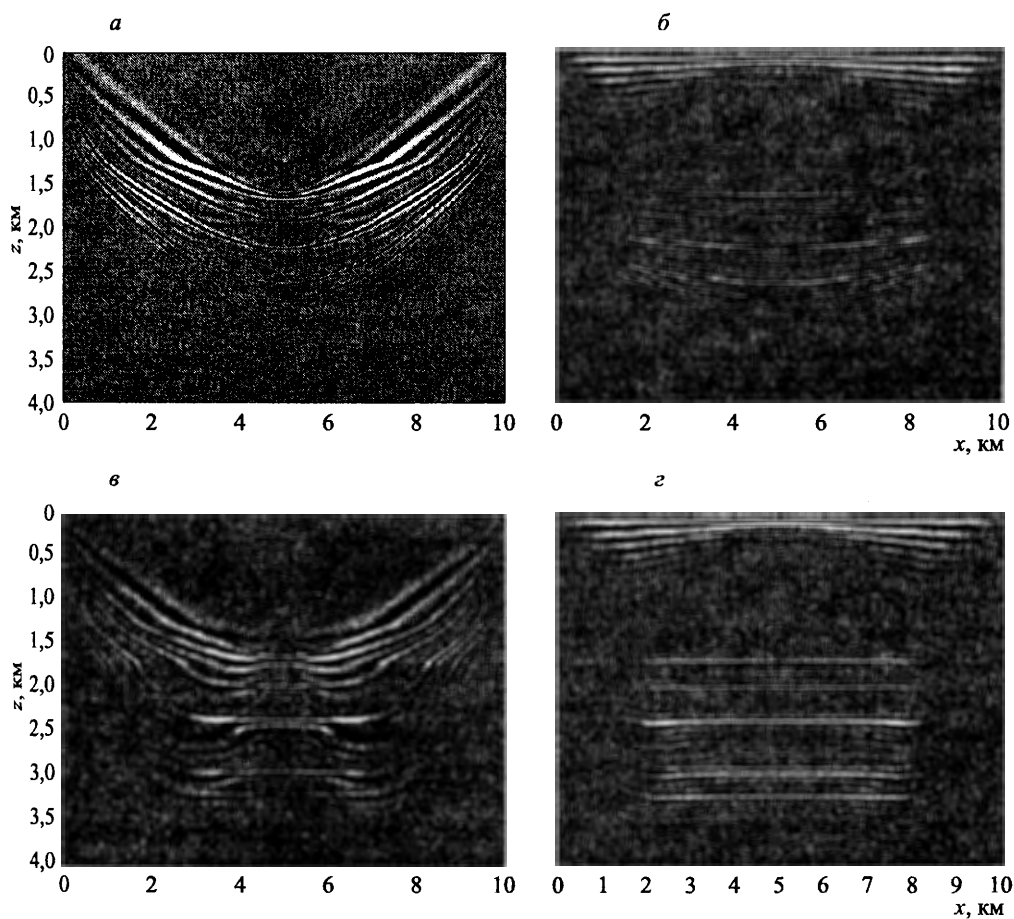


Рис. 5. Изображения, полученные по однократно-отраженным (слева) и по кратным волнам (справа) для модели с горизонтальным градиентом скорости до (*a*, *б*) и после (*в*, *г*) уточнения скоростной модели



отражающими горизонтами. Для нахождения средних скоростей в данных слоях был использован описанный выше алгоритм послойной оценки интервальных скоростей. Для исключения влияния краевых эффектов корреляция изображений вычислялась в пределах конусообразной области (рис. 4, в черная штриховая линия).

Скорость, как функция глубины, приведена на рис. 4, г. Штриховой линией изображена начальная скоростная модель: скорость в тонком слое, расположенном выше приемников (0-90 м), считается известной и равной 1490 м/с, ниже скоростная модель полагается однородной. В результате послойной оценки были получены интервальные скорости, изображенные штрихпунктирной линией. Данные скорости достаточно точно совпадают со средними скоростями в слоях с максимальной относительной ошибкой 3% в наиболее глубоком слое.

Изображения, построенные по однократно- и кратно-отраженным волнам с использованием начальной скоростной модели и после определения интервальных скоростей, приведены на рис. 5. Оси синфазности на разрезах, полученных после уточнения интервальных скоростей, имеют правильную форму, а их положение достаточно точно совпадает с положением реальных отражающих границ в модели.

## Заключение

В работе предложен метод для уточнения скоростной модели среды по данным ВСЦ, основанный на сравнении сейсмических изображений, полученных по однократно- и кратно-отраженным волнам. На практике ситуация может осложниться искажениями и ложными границами на данных изображениях. Предлагаемый метод требует наличия четких изображений с уверенно прослеживаемыми горизонтами, отвечающими истинным геологическим границам. Влияние искажений и ложных границ на результаты сравнения изображений должно сводиться к минимуму. Если это невозможно, сравнение может производиться по ряду реперных горизонтов, выделенных на изображениях, полученных по отраженным и кратным волнам. Задача оценки скоростных параметров сводится к итерационному алгоритму по поиску максимума функционала подобия данных изображений. Метод позволяет оценить скорость в областях, расположенных ниже забоя скважины, что продемонстрировано на примере численного моделирования для горизонтально-слоистых моделей. В приведенных примерах для восстановления скоростных параметров среды используется только один приемник, что говорит о потенциальной применимости предложенного алгоритма в случаях, когда размещение большого числа приемников в скважине по каким-либо причинам затруднительно. Минимально необходимое количество приемников должно обеспечивать разделение падающего и восходящего волновых полей по кажущимся скоростям. Использование большего числа приемников, однако, повышает отношение сигнал-помеха на глубинных разрезах, что увеличивает достоверность получаемых результатов.

Авторы выражают благодарность Shell International E&P за финансирование данной работы (CRDF grant NRUG1-1677-ST-07). Работа также частично профинансирована грантом РФФИ № 08-05-00285.

## Указатель литературы

1. Гальперин Е. И. Вертикальное сейсмическое профилирование. М.: Недра, 1971.
2. Шериф Р., Гелдарт Л. Сейсморазведка. М.: Мир, 1987.
3. Claerbout, J. F. Toward a unified theory of reflector mapping // *Geophysics*, 1971 V. 36. N 3. P. 467–481.
4. He R., Hornby B., Schuster G. 3D wave-equation interferometric migration of VSP free-surface multiples // *Geophysics*, 2007. V. 72. N 5. P. S195–S203.
5. Plessix R.-E. A review of the adjoint-state method for computing the gradient of a functional with geophysical applications // *Geophysical Journal International*, 2006. V. 167. P. 495–503.
6. Ristow D., Ruhl T. 3-D implicit finite-difference migration by multiway splitting // *Geophysics*, 1997. V. 62. N 2. P. 554–567.
7. Tygel M., Schleicher J., Hubral P. Pulse distortion in depth migration // *Geophysics*, 1994. V. 59. N 10. P. 1561–1569.