



СЕЙСМИЧЕСКАЯ МИГРАЦИЯ: АНАЛИЗ ПОСТАНОВКИ ЗАДАЧИ, СПОСОБОВ ЕЕ РЕШЕНИЯ И ОГРАНИЧЕНИЙ МЕТОДА

М.С. Денисов

ООО “ГЕОЛАБ-ИТ”, 119071, Москва, ул. Орджоникидзе, д. 12, офис 511, Россия, e-mail: denisovms@gmail.com

Проводится анализ алгоритмов сейсмической миграции до суммирования. Систематизация различных подходов осуществляется на основании теории обращенного продолжения волнового поля. Изучаются способы коррекции волновых эффектов, влияющих на динамику сигнала. Обосновывается невозможность реализации преобразования с “сохранением истинного соотношения амплитуд”.

Обращенное продолжение волнового поля, коэффициент отражения, сейсмическое изображение

PROBLEM FORMULATION, SOLUTION TECHNIQUES AND LIMITATIONS OF SEISMIC MIGRATION METHOD

M.S. Denisov

GEOLAB-IT Ltd., Office 511, Ordzhonikidze str., 12, Moscow, 119071, Russia, e-mail: denisovms@gmail.com

In the article the known algorithms of seismic pre-stack depth migration have been analyzed. Systematization of various approaches has been performed based on the inverse wavefield extrapolation theory. Methods for correcting the impact of the wave effects on the signal amplitude have been studied. Impossibility of implementation of the true-amplitude migration has been proven.

Inverse wavefield extrapolation, reflection coefficient, seismic imaging

ВВЕДЕНИЕ

Сейсмическая миграция является инструментом построения глубинного изображения фрагмента земной коры, изучаемого сейсморазведкой. В геофизической литературе мы встречаем различные, зачастую противоречащие друг другу варианты интерпретации этой процедуры. За последние десятилетия предложены десятки соответствующих алгоритмов, и даже опытному геофизику непросто разобраться в их многообразии, тем более что исследования, посвященные миграции, как правило, не содержат геофизической постановки задачи. Действительно, очень часто такие работы начинаются с записи волнового уравнения для неоднородной среды. Затем, используя различные допущения и асимптотические предположения, авторы отыскивают метод его обращения. Этот способ подачи материала оказывается математически строгим, но он теряет геофизическую наглядность.

Настоящая работа обобщает, подытоживает и продолжает предпринятое нами ранее исследование [Денисов, 2013а,б,в]. Нас будет интересовать внутренняя взаимосвязь алгоритмов. Мы покажем, что принципом, объединяющим все подходы к миграции, является обращенное продолжение волнового поля во внутренние точки среды. Это позволит ввести наглядную классификацию известных способов миграционного преобразования.

Советский геофизик Ю.В. Тимошин одним из первых изучил метод миграционного преобразования сейсмических данных [Тимошин, 1972]. Соответствующий алгоритм, применявшийся к суммарным результатам ОГТ, получил название *Д-преобразование*. Позже аналогичные результаты были получены зарубежными

исследователями, которые назвали свой алгоритм *миграцией Кирхгофа* (см., например, [Schneider, 1978]). С целью обоснования метода привлекался принцип Гюйгенса и, как следствие, интеграл Кирхгофа. Параллельно с этим направлением исследований в Ленинградской школе геофизиков и математиков развивались принципы прямых и обращенных продолжений сейсмических волновых полей. Руководителем исследовательской группы был Г.И. Петрашень, опубликовавший в соавторстве с С.А. Нахамкиным известную книгу [Петрашень, Нахамкин, 1973]. Интуитивно прослеживалась взаимосвязь этих направлений исследований. Однако аргументация Ю.В. Тимошина разительно отличалась от аргументации ученых Ленинградской школы. Тем самым становилась актуальной задача истолкования сейсмической миграции как способа построения глубинного изображения фрагмента земной коры с позиций теории продолжения волновых полей.

В литературе, посвященной сейсмической миграции, нет единообразия и приводятся разнообразные формулировки задачи: от “устранения сейсмического сноса” до “решения многомерной обратной динамической задачи”. Заметим, что на самом деле миграция – особая задача и, как справедливо замечает Е.А. Козлов [2006], в строгом смысле не является обращением волнового поля. Также приведем мнение С.В. Гольдина [2005]: “Миграция сильно напоминает решение обратной задачи. Но сейчас уже ясно, что это – специфический, но самостоятельный класс задач, возникший именно благодаря гиперболичности основных уравнений сейсмики”.

Предложенная в работе [Гольдин, 1992] постановка задачи, которой мы будем здесь придерживаться, позволяет не только систематизировать все известные алгоритмы динамической миграции, но и провести параллель между упомянутыми выше направлениями исследований. Она формулируется следующим образом. Пусть возбуждение и регистрация колебаний производятся на кровле слоя. Функция распределения скорости внутри слоя известна (в том числе возможно наличие скачкообразных изменений этой функции, т. е. промежуточных слоев). Искомыми являются глубинная конфигурация подошвы слоя и функция скорости в нижележащем слое. С учетом некоторых допущений (включая требование полноточности импульса) эта задача эквивалентна* задаче оценивания коэффициента отражения, который может зависеть как от латеральных координат, так и от угла падения/отражения. Ситуация, когда скорость известна неточно и требуется ее уточнение в процессе миграции, здесь не рассматривается, так как выходит за рамки настоящего исследования.

ДВА СПОСОБА РЕАЛИЗАЦИИ МИГРАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Здесь мы придерживаемся удачной, на наш взгляд, терминологии, введенной в работе [Глоговский и др., 1998]: обращенное продолжение поля со стороны приемника (или источника) будем называть погружением приемника (или источника). Если исходным уровнем, на котором располагался сейсмоприемник, является свободная поверхность, то в результате его погружения во внутреннюю точку среды получим запись, которая была бы зарегистрирована, если бы сейсмический эксперимент производился с погруженным в эту точку сейсмоприемником. Аналогичным образом интерпретируется процедура погружения со стороны источника. Способы реализации такого преобразования изложены в книге [Петрашень, Нахамкин, 1973]. Здесь мы продемонстрируем, что все алгоритмы миграции так или иначе привлекают процедуру погружения. В самом деле, пусть источник упругих волн расположен на свободной поверхности в точке с вектор-координатой b , приемники – в точках с вектор-координатами a (рис. 1). Требуется построить глубинное изображение в некоторой точке с вектор-координатой x , лежащей на уровне D . Пусть через эту точку проходит реконструируемая при помощи миграционного преобразования глубинная граница Σ . Наши рассуждения не изменятся, если точка x не принадлежит никакой границе, тогда в результате миграционного преобразования получим элемент среды с нулевой контрастностью.

Применим погружение приемников с поверхности на заданный уровень D . В результате имеем волновое поле, вызванное источником b и регистрируемое в том числе в точке x , “сразу после” отражения от Σ . Так как строение среды выше интересующей нас границы известно, то, используя тот или иной метод решения прямой динамической задачи распространения волн в неоднородных средах, можно смоделировать волну, распространяющуюся по той же траектории $b-x$, но “наблюдаемую непосредственно перед” актом отражения. Очевидно, что амплитуда волны, полученной погружением, отличается от амплитуды модель-

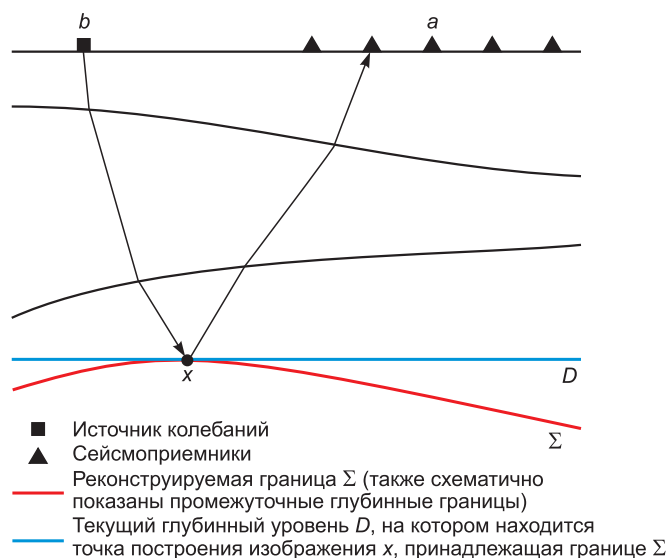


Рис. 1. Условная схема проведения сейсмического эксперимента.

ной волны искомым коэффициентом отражения, и мы можем его восстановить, посчитав отношение амплитуд (ниже приводятся необходимые комментарии к этой процедуре, а также подробно рассматриваются ограничения метода погружения волнового поля и описанного способа построения изображения). Таким образом, глубинное изображение фрагмента среды будет получено по отдельной сейсмограмме общего пункта возбуждения (ОПВ). Поэтому такой способ получения изображения будем называть *миграция ОПВ* (в англоязычной литературе используются термины *shot profile migration* или *common shot migration* [Biondi, 2006]). Если применить построение глубинных изображений и по другим сейсмограммам ОПВ, то результаты следует усреднить, обращая внимание на конфигурацию зон тени, т. е. фрагментов среды, не “освещенных” при данном пункте возбуждения.

Альтернативный способ получения глубинного динамического изображения предполагает применение погружения как со стороны приемника, так и со стороны источника. Первый этап процедуры в точности повторяет вычисления, проводимые при реализации миграции ОПВ: исходные данные преобразуются к набору сейсмограмм, которые были бы зарегистрированы с погруженными на уровень D приемниками. Затем требуется применить погружение источников на этот же уровень. С этой целью из всех имеющихся в наличии сейсмограмм ОПВ сформируем подборку трасс, характеризующихся общим пунктом приема (ОПП) x . Воспользуемся сейсмическим принципом взаимности [Денисов, 2009], в результате чего сможем интерпретировать ее как сейсмограмму ОПВ, зарегистрированную при нахождении источника в точке x . На такой сейсмограмме регистрируется фронт волны, следовательно, появляется возможность использования алгоритма обращенного продолжения волнового поля для погружения источников со свободной поверхности в точку построения изображения. В результате получим трассу, “зарегистрированную” при по-

* Если среда описывается акустической моделью с постоянной плотностью.

ложении источника и приемника “непосредственно на глубинной границе” D в точке x . Отсчет, соответствующий нулевому времени, есть “результат регистрации” отраженной от этой границы волны. Его амплитуда, с точностью до фактора интенсивности источника, которую мы положим равной единице, характеризует искомый коэффициент отражения. Этот алгоритм не позволяет получать глубинное изображение по отдельной сейсмограмме ОПВ и требует дополнительной пересортировки трасс по ОПП. Таким образом, для построения глубинного изображения в точке x необходимо использовать при обработке весь доступный массив данных, поэтому такой алгоритм будем называть *миграция ОПВ–ОПП* (в англоязычной литературе его принято называть *survey sinking migration*, или *double square root migration*, или *full migration*, или *source-receiver migration* [Biondi, 2006]).

Итак, все многообразие алгоритмов сейсмической миграции сводится к двум подходам: ОПВ- и ОПВ–ОПП-миграции. Из приведенной нами постановки задачи следует, что результаты, получаемые при помощи различных реализаций миграционного преобразования, должны совпадать. Известные алгоритмы, которых на сегодняшний день насчитываются десятки, отличаются лишь способом реализации оператора обращенного продолжения волнового поля. С этой целью может привлекаться асимптотическое высокочастотное лучевое приближение (лучевая миграция), разложение по базису плоских волн (миграция в области преобразования Радона), разложение по гауссовым пучкам или параксиальным лучам и т. д. Кроме того, одни и те же алгоритмы могут быть записаны в пространственно-временной, пространственно-частотной, а также в частотной областях. Главным для нас является тот факт, что при всем многообразии представлений оператора обращенного продолжения смысл миграционной процедуры остается неизменным: погружение поля во внутренние точки среды с последующим вычислением коэффициента отражения. Различные способы реализации процедуры, благодаря которым геофизик располагает известным разнообразием средств обработки, удобны для того, чтобы подчеркнуть те или иные особенности подхода: фазовый сдвиг плоских волн; выделение данных, связанных с фиксированным значением лучевого параметра; прямое/обращенное продолжение монотипных или обменных волн и т. п.

КОРРЕКЦИЯ ВЛИЯНИЯ ВОЛНОВЫХ ЭФФЕКТОВ НА ДИНАМИКУ СИГНАЛА

Амплитуда волны, которая распространялась “по траектории” $b-x-a$, несет в себе информацию о величине искомого коэффициента отражения c . Однако кроме коэффициента отражения на амплитуду сигнала влияют волновые эффекты (например, геометрическое расхождение), имевшие место как до, так и после акта отражения. Следует их устранить и выделить из амплитуды волны только необходимую информацию. Этого можно добиться при помощи двух различных приемов.

(А) Используя известную функцию распределения скорости в среде, смоделировать волновые эффекты и затем скомпенсировать их вклад в амплитуду зарегистрированного сигнала.

(Б) Погрузить сейсмоприемники (или источники) так, чтобы удалить из траектории распространения исходной волны участок, на котором требуется скорректировать влияние волновых эффектов.

Все без исключения алгоритмы сейсмической миграции используют метод (Б): явно или неявно сейсмоприемники погружаются на глубинный уровень, которому принадлежит точка построения изображения. Таким образом, получаем поле, в котором удалено влияние волновых эффектов на пути от x до a . На следующем шаге необходимо устранить волновые эффекты на пути от b до x , и здесь различные алгоритмы миграции используют либо прием (А), либо (Б). Если реализуется моделирование (А), то решается прямая задача с целью получения волнового поля, вызванного источником b и регистрируемого в x . С учетом некоторых допущений понятно, что интенсивности смоделированной (g) и зарегистрированной (u) волн отличаются на искомый коэффициент отражения, который теперь можно легко посчитать как отношение их амплитуд. Этот принцип построения изображения можно условно записать в виде $c = u/g$, или, с использованием параметра регуляризации γ ,

$$c = ug / (g^2 + \gamma^2). \quad (1)$$

Последнее выражение в англоязычной литературе носит название *imaging condition* [Claerbout, 1971]. На этом принципе основан алгоритм миграции ОПВ. При миграции ОПВ–ОПП волновые эффекты на пути от b до x корректируются при помощи метода (Б).

Если вместо метода (Б) попытаться использовать метод (А) для коррекции амплитуды сигнала за влияние обеих траекторий $b-x$ и $x-a$, то это будет тождественно расчету отраженной волны, распространявшейся по пути $b-x-a$. Очевидно, что в такой ситуации необходимо знать не только глубину, но и наклон (а также, возможно, и кривизну) границы. В то же время постановка нашей задачи такова, что конфигурация границы является искомой, и этой информацией мы не располагаем. Тем самым подтверждается справедливость приведенного выше утверждения, что миграция всегда основана на погружении волнового поля в точки*, где потенциально может происходить отражение волны. Поэтому у нас появляется возможность реализовать построение сейсмического изображения без привлечения информации о конфигурации границы, восстанавливая протяженную подошву слоя в глубинной области путем корреляции по латеральным координатам тех точек, которые ей принадлежат.

Впрочем, сейсмическая миграция все же допускает интерпретацию, при которой, казалось бы, метод (А) применяется для коррекции амплитуды сигнала за влияние как траектории $b-x$, так и $x-a$. С этой целью проводятся следующие рассуждения. Пусть через интересующую нас глубинную точку x проходит отражающая граница, при этом ее наклон нам неизвестен. Тогда будем перебирать различные углы наклона, тем самым моделируя все возможные отраженные волны, одна из этих волн окажется “истинной”. Затем можно решать задачу обнаружения искомой волны в зарегистрированном поле методом весового суммирования со сдвигами, определяемыми годографом модельной

* Рассуждения об условности математического понятия точки применительно к макроскопическим сейсмическим процессам можно найти в [Денисов, 2008].

волны. Кинематический аспект такого принципа расчета оператора для миграции временных разрезов обсуждался В.М. Глоговским, а его краткое изложение дано в [Козлов, 1986]. Здесь нас интересует задача построения сейсмических изображений по сейсмограммам. Применяя этот способ для вычисления оператора миграции ОПВ, несложно убедиться в том, что он приводит к тому же результату, который мы получили, рассуждая о миграции как процессе погружения приемников с последующим вычислением отношения амплитуд реальной и модельной волн. Поэтому обнаружение оказывается эквивалентным погружению, т. е. двукратное применение метода (А) в том виде, как это требуется постановкой задачи сейсмической миграции, тождественно последовательному применению методов (А) и (Б).

Несмотря на то что миграция реализуется так, что алгоритмы погружения оказываются, казалось бы, независимыми от конфигурации границы, неизвестный параметр ее наклона “участвует” в глубинных построениях как эффект АВО (Амплитудная Вариация Отражений; терминология заимствована из учебника [Боганик, Гурвич, 2006]), т. е. зависимость получаемого результата от угла падения/отражения волн. В самом деле, в миграции ОПВ на этапе построения изображения имеем две волны. Первая получена моделированием и “наблюдается непосредственно перед” актом отражения. Вторая получена погружением сейсмоприемников и “регистрируется сразу после” отражения. Искомый коэффициент вычисляется как отношение их амплитуд. При этом информация о наклоне границы не привлекается, но полученная оценка будет зависеть от него, а также от угла падения/отражения.

Проанализируем миграцию ОПВ–ОПП. Вначале применяется погружение приемников на границу (рис. 2). Теперь волна распространяется в глубь среды и достигает границы, причем углы падения/отражения различны для разных пунктов возбуждения. Регистрация колебаний “сразу после” отражения от границы производится в одной и той же глубинной точ-

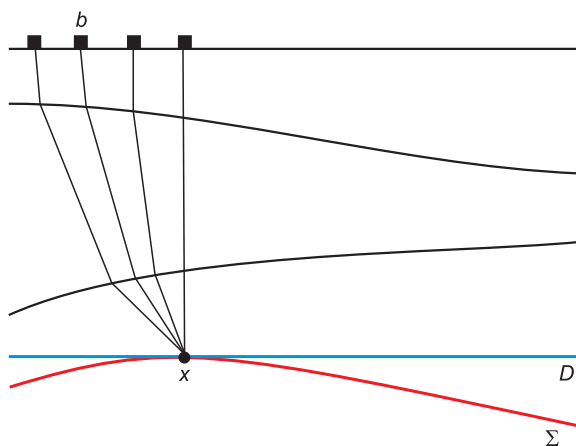


Рис. 3. Формирование сейсмограммы ОПП из трасс, полученных в результате погружения приемников.

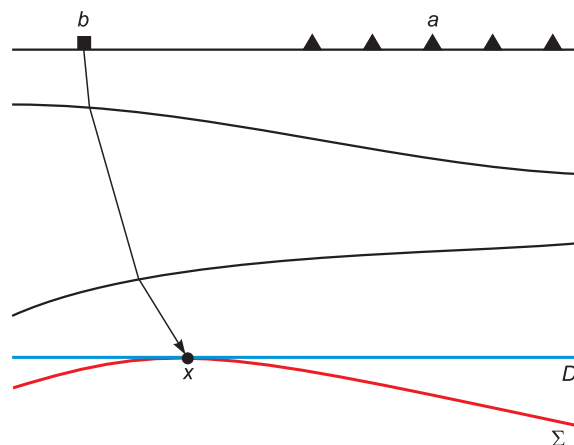


Рис. 2. Условная схема проведения сейсмического эксперимента после погружения приемников.

ке x (рис. 3). Следовательно, на амплитуду сигнала будет влиять АВО-фактор. На основании принципа взаимности конфигурация такого сейсмического эксперимента оказывается тождественной возбуждению колебаний глубинным источником, расположенным в среде без восстанавливаемой границы, характеристика направленности которого определяется АВО-эффектом, а регистрация волн осуществляется на поверхности. Можно утверждать, что тем самым мы “прячем” восстанавливаемую глубинную границу, учитывая ее влияние на динамику сигнала в виде АВО-фактора, и сводим задачу к более простому случаю действия направленного источника в безграницной среде (рис. 4). Таким образом, алгоритмы сейсмической миграции позволяют получать оценки без привлечения информации о конфигурации глубинной границы, и в этом заключается их преимущество. После реконструкции границы можно вычислить углы падения/отражения волны и затем применить обращение функции АВО с целью расчета скорости в нижележащем слое.

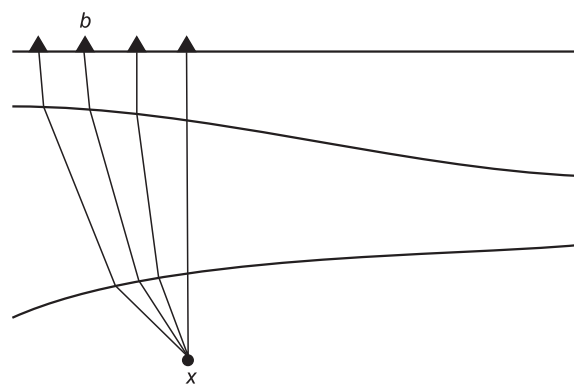


Рис. 4. Использование сейсмического принципа взаимности. Сейсмограмма ОПВ, зарегистрированной в результате действия глубинного источника x . Влияние реконструируемой границы устранено путем сведения задачи к ситуации точечного источника, характеристика направленности которого определяется эффектом АВО.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕДУР ПРЯМОГО И ОБРАЩЕННОГО ПРОДОЛЖЕНИЯ ПОЛЯ

Пусть волновое поле, вызванное источником, расположенным на поверхности, наблюдается на некотором плоском глубинном уровне z_1 . Нас интересует поле, которое будет наблюдаться на другом, более глубоком, плоском уровне z_2 . Пусть для простоты рассуждений среда представляет собой однородное полупространство, характеризуемое скоростью v . Как следует из решения волнового уравнения в однородной среде [Клаербуот, 1989], спектральной характеристикой оператора пересчета поля с z_1 на z_2 , т. е. оператора прямого продолжения, является $\exp(jk_z |\Delta z|)$, где

$j = \sqrt{-1}$; $\Delta z = z_2 - z_1$; $k_z = \sqrt{\left(\frac{\omega}{v}\right)^2 - k_x^2 - k_y^2}$; ω – временная циклическая частота; k_x, k_y – пространственные частоты. Очевидно, что при $\left(\frac{\omega}{v}\right)^2 < k_x^2 + k_y^2$, т. е. в области неоднородных волн [Бреховских, 1973], параметр k_z оказывается мнимой величиной. Таким образом, спектральная характеристика оператора содержит области затухания, где амплитудный спектр асимптотически стремится к нулю по экспоненциальному закону.

В этой ситуации обращенное продолжение поля означает пересчет с z_2 на z_1 , и оно реализуется при помощи применения обратного оператора: $\exp(-jk_z |\Delta z|)$. Очевидно, что его характеристика должна иметь области неограниченного возрастания энергии амплитудного спектра, поэтому такого оператора не существует, и точное обращенное продолжение поля оказывается нереализуемым. Итак, мы приходим к следующему выводу. Ввиду того, что сейсмическая миграция основана на обращенном продолжении поля, все методы миграции, строго говоря, оказываются “неточными”, и невозможно построить алгоритм динамической миграции, обладающий свойством “сохранения истинного соотношения амплитуд” (*true amplitude migration*).

Очень часто для погружения поля во внутренние точки среды применяется интеграл Кирхгофа, что приводит к популярному алгоритму миграции по Кирхгофу [Боганик, Гурвич, 2006]. Несложно показать (см., например, [Berkhout, 1981]), что в области неоднородных волн соответствующий оператор вместо экспоненциально возрастающей амплитудно-частотной характеристики имеет экспоненциально затухающий спектр. За счет этого обеспечивается устойчивость метода, однако его применение вызывает удвоенное ослабление неоднородных волн. Во-первых, наблюдается их затухание по экспоненциальному закону в процессе распространения от источника колебаний. Во-вторых, дополнительное экспоненциальное затухание амплитуды обусловлено применением интеграла Кирхгофа. Это накладывает ограничения на разрешающую способность алгоритмов обращенного продолжения и сейсмической миграции, а также набирающих популярность методов построения сейсмического изображения рассеивающих объектов или раздельного изображения зеркально отражающих и дифрагирующих объектов.

На основании вышеизложенного мы вынуждены констатировать, что сейсмическая миграция не решает поставленной задачи получения коэффициента отражения целевой глубинной границы. Отсюда возникает закономерный вопрос: можно ли разработать метод, который окажется способным получить точную оценку искомой величины? На этот вопрос мы ответим утвердительно. Не вдаваясь в детали, здесь мы лишь наметим основные принципы построения такого алгоритма. Так как сейсмическая миграция не способна одновременно восстанавливать конфигурацию границы, а также ее контрастность, то используем миграцию только для получения глубинной геометрии отражающего горизонта. В задаче оценивания коэффициента отражения мы должны избегать процедуры обращенного продолжения поля, которая искажает амплитуду сигнала. Поэтому для коррекции волновых эффектов будем использовать только метод (А), который на этот раз не “вырождается” в способ обнаружения волны. Решим прямую динамическую задачу, рассчитав волну b - x - a , отраженную от построенной глубинной границы, при этом положим коэффициент отражения равным единице. Таким образом, мы имеем две отраженные волны: смоделированную и зарегистрированную. Очевидно, что точное значение искомого коэффициента отражения теперь можно получить в соответствии с правилом (1).

Впрочем, рассуждая о динамической корректности предложенного способа построения глубинного изображения, мы имеем в виду не производственный алгоритм сейсмической миграции, мы скорее изучаем теоретический аспект задачи. Понятно, что очень часто геофизика интересуют не только коэффициенты отражения тех интенсивных отражающих горизонтов, которые учитывались при построении глубинно-скоростной модели, но и промежуточные границы, формирующие внутреннюю структуру пласта, а также детали геологического разреза. Их изучение средствами сейсмической миграции выходит за рамки задачи, поставленной в настоящей статье.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сейсмическая миграция является инструментом построения глубинного изображения фрагмента земной коры, изучаемого сейсморазведкой. В литературе встречаются различные ее определения и постановки задачи. До эпохи компьютерной революции основной акцент делался на кинематических особенностях миграционного преобразования: миграция рассматривалась как способ “устранения сейсмического сноса”. Позже наряду с кинематической информацией стали использовать динамику сигнала, и целью обработки стало получение не только геометрии отражающих границ, но и их контрастности. Такая процедура напоминает обращение волнового поля относительно параметров среды или обратную динамическую задачу (впрочем, в литературе до сих пор встречается путаница в понимании и истолковании задач и целей миграции).

Если ранние алгоритмы миграции разрезов менялись на завершающей стадии обработки, то современная миграция сейсмограмм стала центральной процедурой как по значимости, так и по положению в графе. В частности, миграционное преобразование используется для подготовки данных к АВО-анализу, для уточнения глубинно-скоростной модели среды и т. п.

Известные на сегодняшний день подходы к глубинной миграции рассмотрены нами с единой пози-

ции, а именно как процедуры, основанные на продолжении волнового поля во внутренние точки среды. Это позволило нам не только привести компактную классификацию алгоритмов (ОПВ- и ОПВ–ОПП-миграции), но и выявить ограничения, присущие такому способу построения изображения. Мы обосновали невозможность создания алгоритма сейсмической миграции с “сохранением истинного соотношения амплитуд”. Результат преобразования в той или иной мере всегда будет отличаться от желаемого результата. Вопрос о получении количественных оценок такого отклонения пока остается открытым, и мы планируем посвятить ему отдельное исследование.

Интерпретируя миграцию как кинематически корректную процедуру, в результате применения которой можно восстановить конфигурацию границ, мы предлагаем реализовывать алгоритм построения глубинного изображения в два этапа. После реконструкции геометрии отражающего горизонта методом корреляции в глубинной области результата миграции решим прямую задачу и рассчитаем поле отраженной волны “с точностью до” искомого коэффициента отражения. Затем этот коэффициент восстановим как отношение амплитуд модельной и зарегистрированной волн.

Автор выражает благодарность своим коллегам Е.Л. Музыченко и Е.А. Курину за внимательное чтение рукописи статьи и высказанные полезные замечания по ее содержанию.

Литература

- Боганик Г.Н., Гурвич И.И.** Сейсморазведка. Тверь: АИС, 2006. 744 с.
- Бреховских А.М.** Волны в слоистых средах. М.: Наука, 1973. 343 с.
- Глоговский В.М., Лангман С.Л., Фиников Д.Б.** Погружение волнового поля – альтернатива миграции до суммирования // Нефтегаз. 1998. № 1. С. 165–171.
- Гольдин С.В.** Оценка коэффициента отражения при миграции обменных и монотипных волн // Геология и геофизика. 1992. № 4. С. 90–105.
- Гольдин С.В.** Судьба идеи // Технологии сейсморазведки. 2005. № 3. С. 4–6.
- Денисов М.С.** Где живут дифракторы? // Технологии сейсморазведки. 2008. № 2. С. 97–101.
- Денисов М.С.** О возможности обоснования сейсмического принципа взаимности для пластовой модели среды. Часть 4 // Геофизика. 2009. № 6. С. 3–13.
- Денисов М.С.** Алгоритмы сейсмической миграции. Часть 1. Миграция как двухшаговая процедура // Геофизика. 2013а. № 1. С. 2–10.
- Денисов М.С.** Алгоритмы сейсмической миграции. Часть 2. О методах обращенного продолжения волновых полей // Геофизика. 2013б. № 2. С. 2–12.
- Денисов М.С.** Алгоритмы сейсмической миграции. Часть 3. Лучевая миграция // Геофизика. 2013в. № 3. С. 2–7.
- Клаербоут Дж.Ф.** Сейсмическое изображение земных недр. М.: Недра, 1989. 407 с.
- Козлов Е.А.** Миграционные преобразования в сейсморазведке. М.: Недра, 1986. 248 с.
- Козлов Е.А.** Модели среды в разведочной сейсмологии. Тверь: ГЕРС, 2006. 479 с.
- Петрашень Г.И., Нахамкин С.А.** Продолжение волновых полей в задачах сейсморазведки. Л.: Наука, 1973. 170 с.
- Тимошин Ю.В.** Основы дифракционного преобразования сейсмических записей. М.: Недра, 1972. 263 с.
- Berkhout A.J.** Wave field extrapolation techniques in seismic migration, a tutorial // Geophysics. 1981. V. 46. P. 1638–1656.
- Biondi B.L.** 3D seismic imaging. Investigations in geophysics // SEG Ann. Int. Mtg. Extended Abstracts. 2006. N 4. 224 p.
- Claerbout J.F.** Toward a unified theory of reflector mapping // Geophysics. 1971. V. 36. P. 467–481.
- Schneider W.A.** Integral formulation for migration in two and three dimensions // Geophysics. 1978. V. 43. P. 49–76.

*Поступила в редакцию 17 октября 2013 г.,
в окончательном варианте – 28 октября 2013 г.*

КОРОТКО ОБ АВТОРЕ

ДЕНИСОВ Михаил Сергеевич – доктор физико-математических наук, директор по науке ООО “ГЕОЛАБ-ИТ”.
E-mail: denisovms@gmail.com; тел. +7 910 433 74 48