

Высокотехнологичная 3D глубинная сейсмическая миграция до суммирования «СейсмоСкан»

Гогоненков Г.Н., Мороз Б.П., Плешкевич А.Л., ОАО ЦГЭ, Турчанинов В.И., ИПМ РАН

Введение.

В 2001 г. специалистами Центральной геофизической экспедиции (ОАО ЦГЭ) совместно со специалистами Института прикладной математики им. М.В.Келдыша (ИПМ РАН) была начата разработка программного комплекса 3D глубинной сейсмической миграции до суммирования (3D PSDM). Уже в 2002 г. была подготовлена стартовая версия комплекса программ, находящаяся с 2003 г. в активной производственной эксплуатации и постоянно совершенствуемая. Среди важных причин начала отечественной разработки можно указать на высокую стоимость, а также не всегда удовлетворяющие качество и быстродействие импортных программных продуктов, предлагаемых такими известными зарубежными фирмами, как Schlumberger, Paradigm Geophysical, Promax и другими. Немаловажной причиной начала разработки собственного программного обеспечения был также риск возрастающей технологической зависимости от западных фирм-производителей в такой важной сфере как разведка нефти и газа. Напомним, что 3D глубинная сейсмическая миграция до суммирования является в настоящее время одним из ключевых программных средств, обеспечивающих максимально достоверное и разрешенное пространственное изображение изучаемой неоднородной земной среды на основе данных сейсмических наблюдений.

Характеризуя вычислительную и техническую сложность задачи сейсмической миграции, можно привести следующие оценки, касающиеся характерного числа арифметических операций, требуемых для ее решения, а также объемов входных и выходных данных. Непосредственная реализация вычислений в рамках наиболее экономичной миграции Кирхгофа приводит к $10^{16} - 10^{17}$ арифметических операций для типичного объекта разведки. При этом объем исходных сложно структурированных сейсмических данных нередко достигает 1 Тбт (что характерно для морских съемок). Аналогичный объем могут занимать результаты сейсмической миграции. Помимо этого, в ходе решения задачи возникает необходимость расчета времен пробега (решение уравнения эйконала) от всех источников и приемников, расположенных на поверхности наблюдений, до произвольно заданных глубинных точек изображения, образующих большие и плотные сетки. Объем подобного рода данных часто соизмерим или даже превышает объем исходных сейсмических данных и результатов миграции. Сказанное дает основание относить задачу сейсмической миграции к одной из сложнейших в вычислительном отношении прикладных научно-технических задач.

Благодаря появлению и широкому распространению в прошедшее десятилетие нового поколения мощных и сравнительно дешевых суперкомпьютеров типа РС-кластеров, удалось с помощью распараллеливания вычислений на большее число процессоров обеспечить высокую скорость выполнения вычислений. Кроме того, в ходе оптимизации численных методов решения задачи сейсмической миграции были найдены пути сокращения вычислений примерно на порядок. Благодаря этому, в настоящее время стало возможным рассматривать процедуру сейсмической миграции как общедоступную и ввести 3D PSDM в стандарт обработки сейсмических данных.

В основу разработанного программного ком-

плекса сейсмической миграции были положены современные математические модели и передовые технологии. Это дало возможность реализовать высокоэффективный и современный программный продукт, позволяющий получать практические результаты самого высокого качества. В следующих разделах будут кратко изложены математические и физические основы использованных методов, примеры практического решения при использовании высокопроизводительной вычислительной техники, включая расчеты на крупнейших российских суперкомпьютерах. В заключительном разделе приведен краткий обзор современного состояния задачи и сравнение альтернативных методов ее решения.

Методы.

Современные методы постановки и решения задачи сейсмической миграции тесно сопряжены с широким кругом задач математической физики, теорией распространения линейных волн в неоднородных изотропных и анизотропных средах, многомерными псевдодифференциальными уравнениями, теорией обратных задач рассеяния, асимптотическими и сеточными методами их решения, а также многими другими разделами современной прикладной математики и физики. В настоящее время можно выделить два математических подхода, положенных в основу постановки задачи сейсмической миграции.

1. Обращенное волновое продолжение.

Первый, более традиционный подход, основанный на идее обращенного волнового продолжения, был развит в 70-х годах прошедшего века в пионерских работах J.Claerbout [4] и J.Gazdag [11]. Среди отечественных исследователей важный вклад в постановку задачи внесли Г.И. Петрашень и С.А.Нахамкин [8]. Основная идея метода обращенного волнового продолжения заключается в обращении физического (прямого) времени вспять и рассмотрении результата регистрации волн на поверхности наблюдений – сейсмограммы фиксированного источника, – в качестве заданного граничного условия. При этом традиционно используется акустическая модель волнового процесса и отвечающее ему скалярное волновое уравнение. В системе координат с обращенным временем волновое уравнение сохраняет свой привычный вид, а результат регистрации волн на поверхности наблюдений $z=0$ представляет собой заданное граничное условие. Это позволяет «продолжить» указанное граничное условие – волновое поле сейсмограммы фиксированного источника, – с поверхности наблюдений $z=0$ вглубь среды $z>0$ с помощью решения смешанной задачи для скалярного волнового уравнения. Из-за отсутствия физически обоснованных начальных условий и замены их априорными нулевыми получаемое решение для поля продолженных вглубь неоднородной среды волн имеет приближенный характер. По продолженному вглубь среды волновому полю может быть построено изображение отражателей и рассеивателей на основе известного принципа изображения. Кинематическое содержание этого принципа состоит в том, что в качестве изображения среды следует использовать определенное временное сечение продолженного вглубь среды волнового поля. Именно, в каждой заданной точке среды $z>0$ следует выбрать значение продолженного волнового поля на том времени, которое соответствует времени прихода в эту точку прямой





волны от импульсного зондирующего источника. В более общей формулировке, в каждой внутренней точке среды следует вычислить корреляцию во времени продолженного поля и поля зондирующей волны от точечного источника, т.е. корреляцию с функцией Грина. Дальнейшее важное развитие метода волновых продолжений получил в связи с опубликованием псевдо-дифференциального уравнения с двумя операторными квадратными корнями (DSR) [19], которое широко используется в настоящее время при постановке и решении задачи глубинной миграции до суммирования данных многократных перекрытий. В 3D случае это уравнение имеет следующий вид:

$$\frac{\partial u'}{\partial z} + \sqrt{\frac{1}{v_g^2} \frac{\partial^2}{\partial t'^2} - \left(\frac{\partial^2}{\partial x_g^2} + \frac{\partial^2}{\partial y_g^2} \right)} u' + \sqrt{\frac{1}{v_s^2} \frac{\partial^2}{\partial t'^2} - \left(\frac{\partial^2}{\partial x_s^2} + \frac{\partial^2}{\partial y_s^2} \right)} u' = 0 \quad (1.1)$$

где $t' = T - t$ - обращенное время; $0 \leq t' \leq T$ - момент окончания регистрации колебаний, отсчитываемый от момента срабатывания каждого импульсного источника; $|x_s|, |y_s| < +\infty$ - поверхностные координаты источников; $|x_g|, |y_g| < +\infty$ - поверхностные координаты приемников; $z \geq 0$ - глубина;

$u'(x_s, y_s, x_g, y_g, z, t')|_{z=0} = u'_0(x_s, y_s, x_g, y_g, t') = u_0(x_s, y_s, x_g, y_g, t)$ - сейсмические данные, представляющие совокупный результат регистрации сейсмических волн на поверхности наблюдений $z=0$, рассматриваемый как заданное граничное условие; $v_g = v(x_g, y_g, z)$, $v_s = v(x_s, y_s, z)$ - заданные локальные скорости распространения колебаний в соответствующих точках. Недостающее начальное условие заменяется нулевым: $u'|_{t'=0} = 0$.

В качестве изображения среды используется функция $f(r)$, являющаяся сечением решения задачи (1.1) (в обращенном времени):

$$f(r) \equiv f'(x, y, z, T) = u'(x_s, y_s, x_g, y_g, z, T) \Big|_{\substack{x_s=x_g=x \\ y_s=y_g=y}} \quad (1.2)$$

С помощью не вполне строгих физических рассуждений можно показать, что при использовании калиброванных источников зондирующих колебаний функция (1.2) с точностью до масштабного множителя будет повторять поведение локального коэффициента отражения на границе раздела сред с разными акустическими свойствами. Используя теорию асимптотических приближений, нами было получено приближенное (лучевое) решение задачи (1.1)-(1.2) в виде интегральной формулы реализации сейсмической миграции сейсмограмм ОПВ, напоминающей традиционную миграцию Кирхгофа [3]:

$$f(r) = \iint A(r, g) A(r, s_0) \frac{\cos(e_z, n_g) \cos(e_z, n_s)}{v(r)|_{r=g} v(r)|_{r=s_0}} u'_i(g, s_0, \tau(r, g) + \tau(r, s_0)) dg \quad (1.3)$$

где $f(r)$ - искомая функция, передающая изображение изучаемой неоднородной среды, отвечающая с точностью до постоянного множителя локальному коэффициенту отражения на границе раздела сред; $v(r)$ - локальная величина скорости пробега волн в изучаемой среде; $\tau(r, g) + \tau(r, s_0)$ - эйконал, или суммарное время пробега сейсмической волны от произвольного фиксированного источника s_0 до точки изображения r и от точки r до приемника g ; $A(r, g) A(r, s_0)$ - произведение лучевых амплитуд (обратных геометрическому расхождению) в точке изображения; $u'_i(g, s_0, t)$ - производная по времени поля однократно-отраженных или рас-

сеянных волн сейсмограммы $\cos(e_z, n_g) \cos(e_z, n_s)$ - произведение косинусов углов падения нисходящей и восходящей волн на поверхность наблюдения $z=0$ для заданной точки изображения. Функция времени пробега (или эйконал) отбивается на сетке с помощью разностной аппроксимации уравнения эйконала со 2-м порядком точности методом марша, сходным с опубликованным в работе [17]. Параллельно с расчетом времени отыскивается геометро-лучевое приближение амплитуд решения посредством сеточного решения соответствующего 3-D уравнения переноса в частных производных первого порядка. Это обеспечивает достаточно корректный учет динамики волн, расходящейся из точечного источника, вдоль ее переднего фронта в сложно-построенной среде, включая расчет слабоинтенсивных головных и дифрагированных волн, возникающих на сильных разрывах фронта в сложно-построенных средах. Реализация этой возможности в разработанной программе миграции на сегодняшний день, по-сути, не имеет аналогов. В целом, разработанная программа обеспечивает обработку с сохранением амплитуд, а ее результаты пригодны для последующего динамического АВО-анализа и инверсии. Помимо сказанного, нами была реализована дополнительная опция, позволяющая сохранять азимутальные динамические характеристики результатов миграции, что дает возможность последующего динамического азимутального анализа ее результатов с целью поиска зон анизотропного поведения коэффициентов отражения, связанных с трещиноватостью пород.

2. Обратная задача рассеяния.

Альтернативные постановка и решение задачи сейсмической миграции как линеаризованной обратной задачи рассеяния были развиты в 80-х годах прошедшего века в работах G.Beylkin и соавторов [14]. Основой метода является известное линеаризованное (посредством Борновского приближения) интегральное уравнение Липмана-Швингера относительно неизвестной функции $f(r)$ потенциала рассеяния:

$$u_{sc}(g, s, \omega) = \omega^2 \iiint G_0(r, g, \omega) G_0(r, s, \omega) f(r) d^3r \quad (2.1)$$

где $u_{sc}(g, s, \omega)$ - зарегистрированное поле однократно-рассеянных волн; $G_0(r, g, \omega)$ - функция Грина в 3D пространстве; $f(r) \equiv c_0^{-2}(r) - c^{-2}(r)$, где $c_0^{-2}(r)$ описывает опорную (фоновую) модель среды, а $c(r)$ - реальную среду. Функция потенциала рассеяния $f(r) \ll c_0^{-2}(r)$ описывает малые отклонения реальной среды от ее опорной модели, а ее визуализация используется как решение задачи миграции. Нами было построено приближенное асимптотическое решение интегрального уравнения (2.1) и получено интегральное выражение для миграции в случае неоднородной изотропной среды:

$$f(r_0) = \frac{1}{(2\pi)^2} \iint_s \frac{1}{A_{\Sigma}(x, y, r_0)} \left(\frac{\partial}{\partial x} \nabla_r \tilde{\tau}_{\Sigma} \cdot \nabla_r \tilde{\tau}_{\Sigma} \right) \tilde{u}_{sc}(x, y, \tilde{\tau}_{\Sigma}(x, y, r_0)) dx dy \quad (2.2)$$

напоминающее по структуре традиционную миграцию Кирхгофа. Здесь $\tilde{u}_{sc}(x, y, \tau)$ - исходные сейсмические данные однократного прослеживания, заданные в параметрических координатах; (например, площадных биновых координатах); $\tilde{\tau}_{\Sigma}(x, y, r_0)$ - суммарное время пробега от источника до точки изображения r_0 , и от точки изображения до приемника; $A_{\Sigma}(x, y, r_0)$ - произведение лучевых амплитуд для падающей и восходящей волн (обратных геометрическому расхождению) в точке изображения;

Таб.1 Краткие сведения о программе 3-D глубинной сейсмической миграции до суммирования «СейсмоСкан»

Алгоритм: Кирхгофа

Разработка стартовой версии: 2001-2002 г

Производственная эксплуатация: с 2003 г.

Опыт использования вычислительных средств:

2001 г.: 24-процессорный кластер "ТКС"; МГТУ им. Н. Э. Баумана/НИЦЭВТ

2002 г.: 768-узловой кластер "МВС 1000/М"; МСЦ РАН

2003 г.: 104-процессорный кластер «RSC-4»; ИПМ им. М.В. Келдыша РАН

2008 г.: суперкомпьютер «МВС-100К» 11 680 процессорных ядер; МСЦ РАН

2010 г.: суперкомпьютер «Чебышев» 5 000 процессорных ядер; НИВЦ МГУ

2010 г.: суперкомпьютер «Ломоносов», 35 776 процессорных ядер; НИВЦ МГУ

$$J = \left| \frac{\partial}{\partial x} \nabla_{\vec{r}} \tilde{r}_{\Sigma}, \frac{\partial}{\partial y} \nabla_{\vec{r}} \tilde{r}_{\Sigma}, \nabla_{\vec{r}} \tilde{r}_{\Sigma} \right| \neq 0$$

- якобиан преобразования (т.н. детерминант Бейлкина). Заметим, что решение обратной задачи относительно неизвестной функции потенциала рассеяния соответствует изображению слагающих земную среду слоев, в то время как традиционное сейсмическое изображение скорее соответствует изображению границ раздела между указанными слоями. С целью привести в лучшее соответствие изображение потенциала рассеяния с традиционным сейсмическим изображением в (2.9) вместо исходных сейсмических трасс была использована их первая

производная по времени $\partial \tilde{u}_{sc} / \partial t$. Именно на основе (2.2) с учетом предыдущего замечания была реализована стартовая версия производственной программы сейсмической миграции, пригодная для обработки с сохранением амплитуд и AVO-анализа. Интересной, хотя и недостаточно изученной, альтернативой остается изображение именно геологических слоев, что представляется перспективным при изучении неоднородных сред в отсутствии резких границ раздела.

Опыт использования многопроцессорной вычислительной техники и практические примеры результатов миграции «СейсмоСкан».

В настоящее время ОАО ЦГЭ обладает производственной программной реализацией миграции Кирхгофа «СейсмоСкан» и обширным опытом ее успешного производственного использования в самых разнообразных проектах начиная с 2003 г. В качестве основного вычислительного средства используются как средние, так и большие вычислительные кластеры, содержащие порядка от 10^2 до 10^3 вычислителей (процессоров либо процессорных ядер). Стремительное развитие вычислительной техники позволяет, с одной стороны, многократно ускорять выполнение миграции на крупных объектах, а с другой стороны требует своевременной и, часто, нетривиальной адаптации разработанных программных средств к изменяющейся архитектуре вычислительной техники. В таб.1 приведен опыт использования миграции «СейсмоСкан» на различной вычислительной технике в прошедшее десятилетие.

Благодаря тесным контактам и сотрудничеству с такими ведущими российскими научными центрами как Институт прикладной математики им. М.В.Келдыша РАН, Межведомственный суперкомпьютерный центр РАН, Научно-исследовательский вычислительный центр МГУ им. М.В.Ломоносова, удалось успешно установить программу «СейсмоСкан» и выполнить ряд расчетов на самых мощных отечественных суперкомпьютерах. В качестве

Таб.2 Сводка основных параметров расчетов выполненных на СК «Ломоносов» программой миграции «СейсмоСкан»;

разработка ОАО «Центральная геофизическая экспедиция» и ИПМ им. М.В.Келдыша.

- Площадь морской сейсмической съемки: 800 кв.км (шельф Сахалина)
- Номинальная кратность съемки: 54
- Объем исходных сейсмических данных: 800 Гбт
- Предельная глубина изображения среды: 8 км
- Шаг сетки куба изображения среды: 25м x 25м x 5м
- Полная апертура миграции: 10км
- Число использованных процессорных ядер для выполнения основных расчетов: 3104
- Число независимых параллельных задач: 194
- Общее время основных расчетов: 10 ч
- Итого: 31040 процессор x час

ВСЕГО: 31142 процессор x час



**Суперкомпьютер «Ломоносов»
35 776 процессорных ядер
НИВЦ МГУ
2010 г.**

примера в таб.2 представлена краткая сводка параметров расчетов, выполненных программой «СейсмоСкан» на наиболее мощном отечественном суперкомпьютере «Ломоносов».

На рис. 1 представлен фрагмент полученного сейсмического куба изображения среды на шельфе Сахалина, а на рис.2 - сравнение полученных результатов с результатами традиционной временной обработки.

На рис.3 приведено аналогичное сравнение результатов изображения сложно-построенной среды в Астраханской впадине с характерными для этого района проявлениями соляной тектоники.

Отметим, что оперативные тестовые расчеты по сетке профилей (например, каждый 10-20-й профили) с целью корректировки скоростной модели среды и подбора апертуры миграции, могут выполняться и на компактном 16-32-ядерном PC-сервере.

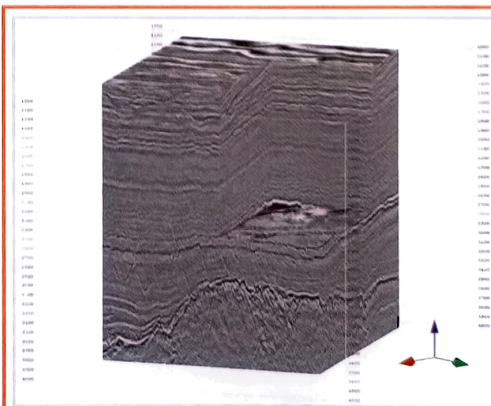


Рис.1 Фрагмент сейсмического куба изображения по результатам «СейсмоСкан»: шельф Сахалина



КАЧЕСТВО, КАЧЕСТВО, КАЧЕСТВО
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ
ТЕХНОЛОГИИ



КАЧЕСТВО, КАЧЕСТВО, КАЧЕСТВО ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ТЕХНОЛОГИИ

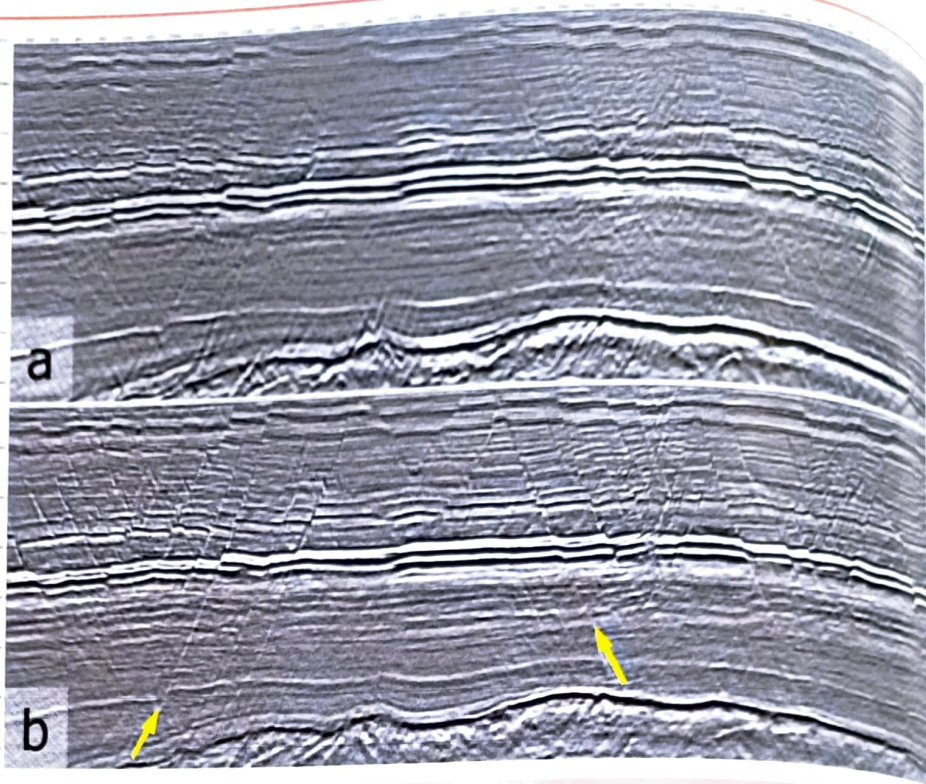


Рис.2 Пример сравнения результатов изображения Сахалин, данные морских наблюдений: (а) миграция после накливания; (б) результат "СейсмоСкан"

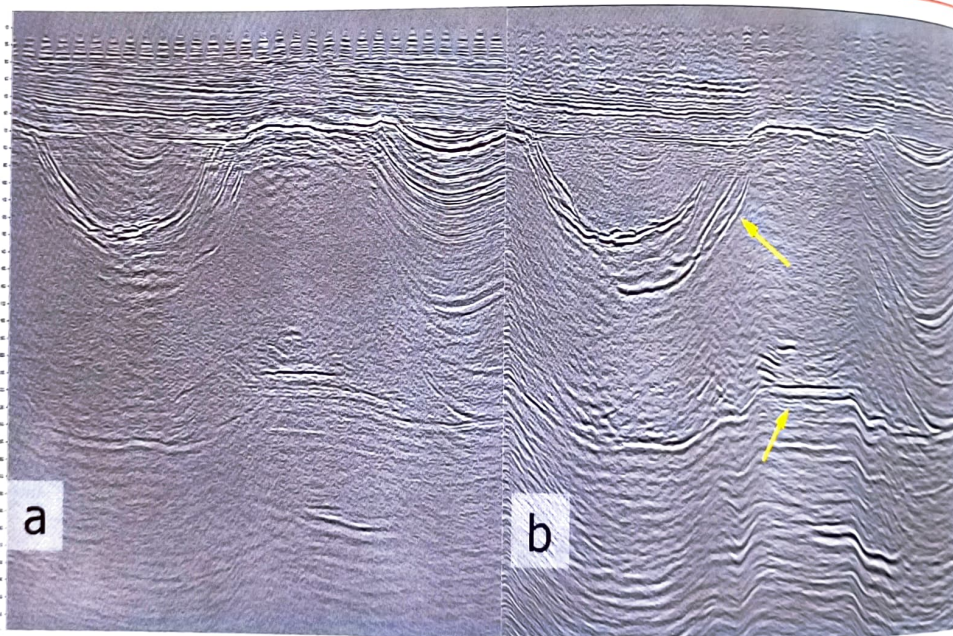


Рис.3 Пример сравнения результатов изображения; Астраханский свод, (а) миграция после накливания; (б) результат "СейсмоСкан"

В настоящее время большинство производственных расчетов выполняется на основе решения задачи обращенного волнового продолжения (1.3), поскольку получаемые результаты такой миграции обладают сравнительно большей помехоустойчивостью и лучшей разрешенностью, особенно в диапазоне глубин до 1.0-1.5 км. Операции интегрирования выполняются с помощью специально разработанных квадратурных схем, препятствующих проявлению шумов алясинга пространственных частот.

Помимо существенного повышения в ряде слу-

чаев разрешенности сейсмического изображения среды в сравнении с результатами традиционной обработки важным результатом работы программы «СейсмоСкан» является комплект сейсмограмм общей точки изображения, которые с успехом используются для выполнения последующих AVO-анализа и стохастической инверсии.

Краткий обзор существующих альтернативных методов сейсмической миграции.

В настоящее время разнообразие существующих методов сейсмической миграции и число выполненных за рубежом программных реализа-



Рис.4 Виды алгоритмов миграции и выполненные программные реализации

ций достаточно велико. При этом, зачастую, пользователю бывает трудно разобраться в тонкостях или особенностях тех или иных программно-алгоритмических реализаций, их сравнительных характеристик, влияющих на качество результата, а также требованиях к вычислительным ресурсам и оценкам типичного времени прохождения заданий. На рис.4 представлена возможная схема классификации всего множества существующих алгоритмов миграции, в которой отмечены выполненные в настоящее время авторские программные реализации. Как уже было отмечено, наибольшее практическое применение в настоящее время имеют методы сейсмической миграции, основанные на обращенном волновом

продолжении. Подобные методы приводят к необходимости многократного расчета волновых полей от многочисленных точечных источников (волновых функций Грина), расположенных либо на поверхности наблюдений и совпадающих с заданными источниками/приемниками, либо во внутренних точках среды. В свою очередь, подобные прямые задачи в случае неоднородной, сложно-построенной среды могут решаться как с помощью приближенных асимптотических геометро-лучевых методов, так и численно, с помощью разнообразных сеточных схем. Последние методы часто называют «полно-волновыми». Кратко опишем основные особенности методов обоих направлений, принадлежащих семейству обращенного волнового продолжения.

Асимптотические геометро-лучевые методы основаны на известном представлении искомого решения в виде произведения быстропеременной («разрывной») его части, интерпретируемой как фронт волны, и слабопеременной амплитудной части, зависящей от пространственных координат фронта. В свою очередь, положение фронта волны в пространстве зависит от времени пробега волны от источника, которое удовлетворяет известному нелинейному уравнению в частных производных первого порядка - уравнению эйконала. Расчет эйконала и дальнейшее использование общепотребительного асимптотического приближения нулевого порядка приводит для лучевых амплитуд к линейному уравнению в частных производных первого порядка, известного как уравнение переноса [1,5]. Существуют два альтернативных метода расчета эйконала: традиционный метод характеристик, связанный с трассировкой лучей, и сравнительно новый сеточный метод непосредственного решения уравнения эйконала [17], либо отвечающего ему уравнения движения фронта волны [7].

Достоинством метода характеристик, связанного с трассировкой лучей, является возможность расчета не только первых вступлений фронта волны, но и последующих его вступлений в области складок фронта и многозначности функции эйконала. Учет многозначности эйконала важен из-за того, что в сложно-построенных моделях сред, например описывающих соляную тектонику, существенная часть энергии волны от точечного источника может располагаться не в первых, а в последующих вступлениях. Формальное применение лучевого метода сталкивается с той трудностью, что в областях каустики (складок фронта) происходит поворот фазы волны, а плотность энергии и лучевые амплитуды, связанные с локальной плотностью лучей, могут обращаться в бесконечность. Для решения

этой проблемы был разработан ставший классическим метод Маслова [1], а также ставший популярным в последнее десятилетие метод суммирования Гауссовых пучков [12,16]. Заметим, что трассировка лучей предполагает наличие «вмороженных» в неоднородную среду пучка фиксированного числа лучей, отвечающих однородным волнам. Подобная система лучей от точечного источника не описывает дифракции, связанные с возможными разрывами фронта волны на резких скоростных неоднородностях, головные волны, а также неоднородные волны. В рамках градиентной скоростной модели среды в областях ее сильной неоднородности возможно резкое падение плотности лучей, а формально найденные решения могут иметь значительную погрешность. Сказанное может привести к ухудшению качества окончательных результатов миграции.

Достоинством прямых сеточных методов решения уравнения эйконала является автоматический учет дифракций, связанных с разрывами фронта на резких скоростных неоднородностях, и возможность расчета головных волн. Это позволяет находить фронты волн первых вступлений с высокой точностью и надежностью для самых сложных моделей неоднородных сред. Вкупе с сеточным решением уравнения эйконала оказывается весьма удобным находить сеточное решение уравнения переноса для лучевых амплитуд. Как и при лучевой трассировке, сеточные методы позволяют без особых проблем рассчитывать фронты подвернутых волн, меняющих направление своего движения относительно вертикальной оси глубин. Основным недостатком сеточного метода расчета эйконала является отсутствие разработанных методик расчета не только первых, но и последующих вступлений фронта волны. Кроме того, как и при лучевой трассировке, классический геометро-лучевой метод не описывает неоднородные волны. В настоящее время авторами реализован данный подход, а основанная на нем компьютерная программа «СейсмоСкан» используется в ОАО ЦГЭ, начиная с 2003 г., практически во всех 3-D производственных проектах, связанных с глубинной сейсмической миграцией до суммирования.

Отметим, что неоднородные волны могут иметь важную энергетическую составляющую в общем балансе энергии волнового поля при наличии в модели среды резко неоднородных включений или тонких пропластков, на границах которых обычные однородные волны могут последовательно переходить в неоднородные и затем вновь в однородные практически без потери энергии. Игнорирование таких волн в рамках геометро-лучевого подхода способно привести к потере

существенной доли энергии проходящих вглубь среды волн и, как следствие, к ухудшению качества окончательного сейсмического изображения. Обычно, подобные недостатки наиболее ярко проявляются на модельных синтетических данных, отвечающих резко неоднородным моделям сред с негладкими границами раздела.

Переходя к описанию семейства «полно-волновых» методов расчета функций Грина, следует указать на то их основное достоинство, что, потенциально, они способны разрешить все перечисленные выше трудности, с которыми сталкиваются геометро-лучевые методы: складки фронта волны, дифракции на его разрывах, а также неоднородные волны. В зависимости от того, каким образом производится обращенное волновое продолжение с поверхности наблюдений вглубь среды, различают глубинную экстраполяцию, предполагающую пересчет волнового поля с одного глубинного уровня на другой, а также миграцию в обращенном времени.

Методы волновой глубинной экстраполяции, основанные на решении «односторонних» псевдодифференциальных волновых уравнений, имеют в настоящее время хорошо развитый инструментальный [10], позволяющий довольно экономично и точно с помощью псевдо-спектральных сеточных схем находить решение для нисходящих монохроматических волн, включая неоднородные, и синтезируя, при необходимости, также решение нестационарной задачи. Поскольку непрерывное решение заранее отыскивается в виде суперпозиции плоских нисходящих волн, результаты расчетов практически свободны от регулярных помех – обратных отражений от промежуточных границ раздела среды. Это составляет важное преимущество данной группы методов. С другой стороны, именно по этой причине традиционные методы глубинной волновой экстраполяции не способны учесть подвернутые волны, которые могут возникнуть в среде с положительным вертикальным градиентом скорости. Это составляет заметный недостаток данной группы методов.

Полно-волновая миграция в обращенном времени, набирающая в настоящее время все большую популярность [13, 15], предполагает решение эволюционной задачи, связанной с пересчетом волнового поля с текущего временного слоя на последующий. При этом используется шкала обращенного времени, что и послужило названием этой группы методов. Заметим, что данная идея отнюдь не нова. Подобным образом в 80-е годы прошедшего века сотрудниками ОАО ЦГЭ была реализована производственная программа конечно-разностной миграции суммарных разрезов [6], а затем и суммарных сейсмических кубов, основанная на решении полного скалярного волнового уравнения в обращенном времени, которая использовалась в течение ряда лет в производственных проектах. Экономичный расчет сеточного решения скалярного волнового уравнения, описывающего среду с постоянной акустической жесткостью, выполнялся при этом с помощью неявной двухслойной схемы в характеристической системе координат. В большинстве современных публикаций, посвященных этому направлению, также предполагается использование «двустороннего» волнового уравнения, причем записанного в традиционной и не дивергентной его форме, фактически описывающего среду со значительными коэффициентами отражения. Для его решения используются 3-слойные по времени явные разностные схемы, в которых пространственные производные, входящие в оператор Лапласа, вычисляются с помощью дифференцирования интерполяционного тригонометрического полинома (т.н. псевдо-спектральная схема).

Использование полного волнового уравнения позволяет наряду с дифракциями, неоднородными головными волнами, учитывать также подвернутые волны, меняющие направление своего распространения. Среди основных проблем и практических недостатков данной группы методов следует отметить, прежде всего, присутствие в решении регулярных обратно-отраженных волн, возникающих на всех промежуточных границах раздела и связанных с «двусторонним» характером используемого волнового уравнения, причем записанного в специфической его форме. Иной существенной проблемой является необходимость расчета волнового поля с довольно малым шагом по времени, который должен быть соизмерим с шагом дискретизации сейсмических трасс – во избежание потери точности решения. Это делает подобные численные расчеты многократно более трудоемкими в сравнении с глубинной волновой экстраполяцией. Новой идеей является попытка использования в ходе реконструкции сейсмического изображения наряду с однократными также кратных отраженных волн. В настоящее время преимущества миграции в обращенном времени демонстрируются, главным образом, на сложных синтетических данных (модель BP, SEG-Salt и т.п.), полученных численно со своими ограничениями и допущениями. По этой причине следует с осторожностью относиться к оценке практических преимуществ методов данной группы. Следует ожидать дальнейшего совершенствования подобных методов. Одной из возможных перспектив является разработка экономичной эволюционной (в обращенном времени) схемы расчета волновой функции Грина на основе использования расходящихся волн, исключаяющих их отражение от промежуточных границ раздела.

Завершая обзор методов полно-волновой миграции, следует указать на их существенно большую трудоемкость (на порядки), в сравнении с асимптотическими геометро-лучевыми методами, что составляет их главный недостаток. Попытки экономизации вычислений обычно связаны с существенным загромождением точности расчетов. По этой причине демонстрируемые практические результаты полно-волновых миграций зачастую проигрывают по качеству результатам более традиционных геометро-лучевых миграций Кирхгофа.

В заключение необходимо коротко упомянуть о появлении в прошедшее десятилетие нового класса скоростных моделей неоднородной земной среды и отвечающих ему модификаций миграции, допускающих учет анизотропии скоростей. Указанная анизотропия, основанная на модели Томсена [18], предполагает использование наряду с традиционным кубом интервальных/пластовых скоростей продольных волн еще двух дополнительных кубов, отвечающих параметрам анизотропии ϵ и δ . С кинематической точки зрения наличие анизотропии приводит к изменению формы фронтов волн относительно изотропной модели, с которой может быть связана негиперболичность годографов отраженных волн. В частном случае $\epsilon = \delta$ среда характеризуется эллиптической анизотропией. Соответствующее модели Томсена эвристическое скалярное волновое уравнение содержит частные производные 4-го порядка [9]. Соответственно, изменяется отвечающее ему уравнение эйконала. Основной причиной практического использования неоднородных анизотропных моделей является попытка компенсации наблюдаемых расхождений между оценками интервальных скоростей по критерию оптимальной фокусировки сейсмических волн в ходе миграции и имеющимся их скважинными оценками (например, по



данным ВСП). Нередко, указанные скорости имеют систематические отклонения в пределах 5-7%. Указанные отличия бывает возможно компенсировать, вводя дополнительные свободные параметры Томсена ϵ и δ . При этом, результаты миграции изменяются незначительно. С точки зрения оценки информативности и физичности построенной таким образом неоднородной анизотропной модели укажем на следующее обстоятельство. Задача построения неоднородной изотропной модели пластовых скоростей по сейсмическим данным, описываемая единственным параметром скорости продольных волн, является слабо-корректной. В модели анизотропии Томсена к этому неизвестному параметру скорости добавляются еще два других независимых свободных параметра. Их наличие, конечно, не делает задачу более корректной. В силу сказанного, найденным параметрам вряд ли стоит предавать физический смысл, а рассматривать их оценку как одну из возможных формальных процедур увязки скважинных данных с результатами миграции.

Источники.

1. Вайнберг Б.Р.. Асимптотические методы в уравнениях математической физики. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982.
2. Гогоненков Г.Н., Мясников В.П., Плешкевич А.Л., Турчанинов В.И.. Особенности кластерной реализации 3-D глубинной сейсмической миграции до суммирования; расширенные тезисы доклада, Москва, SEG, 2003.
3. Гогоненков Г.Н., Мороз Б.П., Плешкевич А.Л., Турчанинов В.И.. Теоретические основы и практическое использование отечественной программы 3D-глубинной сейсмической миграции до суммирования. Геофизика, N 4, 2007, с.15-24.
4. Клаербуот Д.Ф.. Теоретические основы обработки геофизической информации с приложением к разведке нефти. – Пер. англ. М.: Недра, 1981.
5. Кравцов Ю.А., Орлов Ю.И.. Геометрическая оптика неоднородных сред. – М.: Наука, 1980.
6. Локтионов Б.А., Плешкевич А.Л.. Конечно-разностная миграция временных разрезов на осно-

ве решения полного скалярного волнового уравнения – Геофизический журнал, т. 10, N 5, 1988, с. 88-93.

7. Локтионов Б.А., Плешкевич А.Л.. Разностный метод решения уравнения эйконала. – Изв. АН СССР. Физика Земли, N 12, 1989, с.57-64.
8. Петрашень Г.И., Нахамкин С.А. Продолжение волновых полей в задачах сейсморазведки. – Л.: Наука, 1973.
9. Alkhalifah, T. An acoustic wave equation for anisotropic media. - Geophysics, vol.65, N.4, 2000, p. 1239-1250.
10. Biondi B.L. 3-D seismic imaging. - Stanford University, 2004, p.368.
11. Gazdag J. Wave equation migration with phase-shift method. - Geophysics, vol.43, N.7, 1978, p.1342-1351.
12. Gray S.H.. Gaussian beam migration of common-shot records. - Geophysics, vol.70, N.4, 2005, p.S71-S77.
13. Liu F., Zhang G., Morton S.A., Leveille J.P.. An optimized wave equation for seismic modeling and reverse time migration. - Geophysics, vol.74, N.6, 2009, p.WCA153-WCA158.
14. Miller D., Oristaglio M., Beylkin G. A new slant of seismic imaging: Migration and integral geometry. - Geophysics, vol.52, N.7, 1987, p.943-964.
15. Pestana R.C., Stoffa P.L.. Time evolution of the wave equation using rapid expansion method - Geophysics, vol.75, N.4, 2010, p.T121-T131.
16. Popov M. M., Semtchenok N. M., Popov P. M., Verdel A. R.. Depth migration by the Gaussian beam summation method. - Geophysics, vol.75, N.2, 2010, p.S81-S93.
17. Popovici A., Sethian J.. 3-D imaging using higher order fast marching traveltimes. - Geophysics, vol.67, N.2, 2002, p.604-609.
18. Thomsen, L. Weak elastic anisotropy. - Geophysics, vol.51, N.10, 1986, p.1954-1996.
19. Yilmaz O., Claerbout J.F.. Prestack partial migration. - Geophysics, vol.45, N.12, 1980, p.1753-1779.

ВНИМАНИЮ ГЕОФИЗИКОВ

Государственным научным центром Российской Федерации ВНИИгеосистем подготовлен Справочник «Сертификация геофизической продукции».

Справочник содержит полные сведения о Системе сертификации геофизической продукции по состоянию на 01.01.2011 года, в том числе: организационную структуру и основные принципы функционирования Системы, правила и порядок проведения сертификации геофизической продукции, базу данных стандартов, принятых в Системе, сведения о сертифицированной продукции, о сертификационных лабораториях и экспертах.

Приведенные сведения изложены в следующих разделах и приложениях:

Введение

1. Система сертификации геофизической продукции

1.1. Общие положения

1.2. Организационная структура и управление Системой

1.3. Основные принципы функционирования Системы

2. Правила и порядок проведения сертификации геофизической продукции

3. Система стандартов в области сертификации геофизической продукции

4. Испытательные лаборатории по сертификации геофизической продукции

5. Реестр системы сертификации геофизической продукции

6. Эксперты системы сертификации геофизической продукции

Приложение А. Основные термины и определения в области сертификации геофизической продукции

Приложение Б. Форма заявки на проведение сертификации

Приложение В. Форма сертификата соответствия Системы добровольной сертификации геофизической продукции

Приложение Г. Перечни продукции, сертифицированной в Системе сертификации геофизической продукции на соответствие требованиям нормативных документов, сведения об аккредитациях в Системе и нормативной базе Системы, включенные в Реестр Системы

Приложение Д. Оснащенность испытательных лабораторий по сертификации геофизической продукции

Объем справочника более 100 страниц.

Заявки на приобретение Справочника следует направлять по адресу: 117105, Россия, Москва, Варшавское шоссе, дом.8, лаборатория 7, e-mail: lab7@geosys.ru