



ТЕХНОЛОГИЯ ОБРАБОТКИ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН НА ЗАПИСЯХ ДОННЫХ СЕЙСМОСТАНЦИЙ

С.Н. Медведев

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
690041, Владивосток, ул. Балтийская, 43, Россия, e-mail: Medvedev@poi.dvo.ru*

Предложена шестиэтапная схема обработки отраженных волн на записях океанических донных сейсмостанций. Технологической основой обработки является нелинейная редукция и локальное наклонное суммирование целевых волн. Полная схема обработки включает в себя (помимо прочего) скоростной анализ и кинематическую миграцию. Предлагаемая технология применена для обработки записей двух донных сейсмостанций в центральной котловине Японского моря. Установлено очень хорошее соответствие полученных пластовых скоростей в слоях осадков со скважинными данными о скоростях продольных волн, а временной разрез на выходе процедуры миграции хорошо согласуется с данными одноканального сейсмопрофилирования.

Обработка данных OBS, скоростной анализ, кинематическая миграция

REFLECTIONS DATA PROCESSING TECHNIQUE FOR OBS RECORDS

S.N. Medvedev

*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS,
Baltiiskaya str., 43, Vladivostok, 690041, Russia, e-mail: Medvedev@poi.dvo.ru*

A six-step processing scheme for OBS reflections data is proposed in the paper. The processing is based on nonlinear reduction and local slant stacking of the selected reflections. The full processing includes (among other things) velocity analysis and kinematic migration. The proposed technique is applied for processing of two OBS records in the central basin of Japan sea. It was found very good agreement between obtained velocities in the layers of sediment and well log data. Resulted time section of the migration procedure agrees with single-channel well seismic profiling data.

Processing OBS data, velocity analysis, kinematic migration

ВВЕДЕНИЕ

Современная технология обработки и интерпретации сейсмических данных должна включать в себя (помимо прочего) процедуры суммирования, скоростного анализа и миграции. В настоящее время все эти этапы обработки реализованы только в системе данных общей глубинной точки (ОГТ). Реализация технологии ОГТ позволяет получать сравнительно качественные временные разрезы, однако точность определения скоростных параметров среды оказывается неудовлетворительной [Хаттон и др., 1989; Гольдин и др., 1991; Шевченко, 2011]. Кроме того, технология суммирования ОГТ неприменима для обработки данных общего пункта приема. Именно такие данные получают в морской сейсморазведке с помощью акустических радиобуев или донных сейсмостанций (OBS). Предлагаемая в данной статье технология компьютерной обработки отраженных волн на записях OBS позволяет получать (при определенных условиях) ту же информацию о строении среды, что и по данным ОГТ. Технологической основой обработки является нелинейная редукция сейсмограмм и локальное наклонное суммирование (ЛНС) целевых волн. На выходе ЛНС имеются годограф отраженной волны и его первая производная, а также зависимость амплитуд получаемых суммотрасс от расстояния источник–приемник. Вместе со

свойствами специальных кинематических функций этой информации оказывается достаточно для получения устойчивых оценок скоростных параметров среды и последующего переноса суммотрасс ЛНС из плоскости время–расстояние в плоскость мигрированного разреза.

КВАДРАТИЧНАЯ РЕДУКЦИЯ И ЛОКАЛЬНОЕ НАКЛОННОЕ СУММИРОВАНИЕ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

Сущность квадратичной редукции состоит в переходе от отсчетов амплитуд на плоскости время–расстояние (t, X) к отсчетам на плоскости (t_r^2, X) :

$$t(X) \rightarrow t_r^2 = t^2 - \frac{X^2}{V_r^2}, \quad (1)$$

где V_r – среднеквадратическая скорость до выбранной отражающей границы (скорость квадратичной редукции). После этого вводится соответствующий дискрет Δt^2 отсчетов. Из выражения (1) видно, что в системе координат (t_r^2, X) квадратичная редукция формально совпадает с обычной линейной редукцией $t_r = t - X/V_r$ из метода преломленных волн с той лишь разницей, что граничная скорость V_r заменена на квадрат сред-

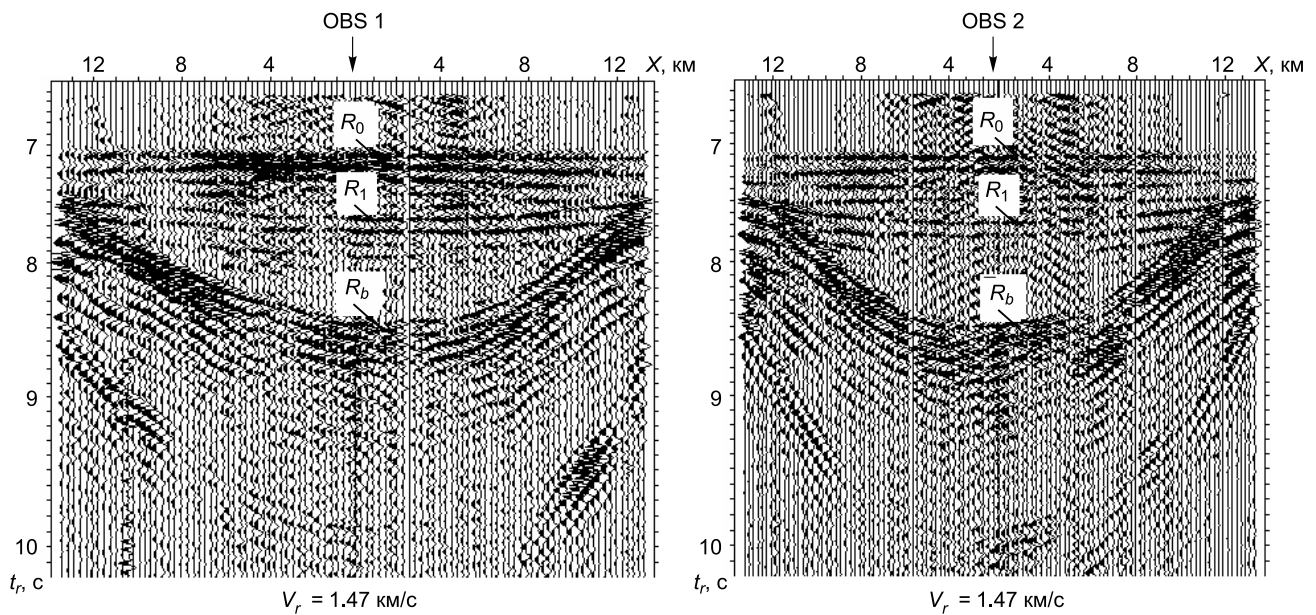


Рис. 1. Кратные отражения от морского дна R_0 , от внутренней границы R_1 в осадочной толще и от границы акустического фундамента R_b на записях двух OBS после квадратичной редукции (1) при $V_r = 1.47$ км/с.

неквадратической скорости до отражающей границы V_r^2 . Этим и объясняется название термина. Как и обычная линейная редукция, квадратичная редукция зависит только от одного параметра V_r^2 и, что весьма существенно, не зависит от величины нулевого времени распространения волны до отражающей границы. На квадратично-редуцированной сейсмограмме траектории волн будут параллельны в каждой области времен, соответствующей слою с постоянной (квазипостоянной) скоростью. И наоборот, траектории волн, отраженных от границ любого слоя среды, будут тем больше отличаться друг от друга, чем больше скорость в слое отличается от скорости в покрывающей среде. Указанные свойства квадратичной редукции позволяют выделять целевые волны от основных границ среды и осуществлять локальное суммирование таких волн. Проиллюстрируем сказанное на конкретном примере.

На рис. 1 показаны результаты квадратичной редукции кратных отражений на записях двух OBS, полученных в центральной котловине Японского моря. Свойства основных и кратных отражений можно найти, например, в работе [Wang et al., 2015]. Использование именно кратных, а не основных отражений на записях OBS для определения скоростных параметров слоистой среды и для получения изображений границ на временных и глубинных разрезах целесообразно по ряду причин, главные из которых сводятся к следующим:

1. Кратные отражения позволяют получить изображение морского дна, в то время как по основным отражениям этого сделать невозможно из-за расположения OBS на дне моря.

2. Интервал излучений при получении сейсмограмм OBS на рис. 1 составлял, приблизительно, 0.27 км. Можно показать, что при глубине моря 3.3 км дискрет точек основных отражений от границы R_1 в осадочной толще равен, приблизительно, интервалу излучений, в то время как для кратных отражений этот дискрет в три раза меньше и составляет 0.09 км. Как будет установлено ниже, толщина слоя между поверх-

ностью морского дна и отражателем R_1 равна 0.5 км. Тем самым толщина этого слоя всего в два раза превышает дискрет точек основных отражений. Такое соотношение между этими величинами не позволяет надежно определять параметры слоя. С другой стороны, дискрет 0.09 км для точек кратных отражений будет приемлемым как для скоростного анализа, так и для миграции.

На рис. 1 хорошо различаются три целевых границы, что позволяет осуществить локальное суммирование выделенных целевых волн. Сущность локального наклонного суммирования изложена в работе [Медведев, 2005].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СРЕДНЕЙ СКОРОСТИ ЗВУКА В ВОДНОЙ ТОЛЩЕ И КОРРЕКЦИЯ РАССТОЯНИЙ ИСТОЧНИК–ПРИЕМНИК

Место постановки OBS и расстояния между точкой постановки и точками излучений достаточно точно определяются по данным GPS. Однако для кинематической интерпретации сейсмических данных необходимо знать расстояния источник–приемник. Эти расстояния неизвестны, так как неизвестны координаты OBS. В зарубежной литературе определение расстояний источник–приемник называют задачей релокации, например [Wang et al., 2015]. Одновременно требуется определить среднюю скорость звука в водной толще. Для решения этих задач поместим центр прямоугольной системы координат X, Y, Z в точку постановки OBS, направив вертикальную ось вниз и пусть H – глубина моря, а X_0, Y_0, H – координаты OBS. Из формулы для расстояния между двумя точками имеем следующее выражение для расстояния R источник–приемник и времени t прямой (водной) волны:

$$t^2 = \frac{R^2}{c_s^2} = \frac{H^2 + Y_0^2 + (X - X_0)^2}{c_s^2}, \quad (2)$$

где c_s – средняя скорость звука в водной толще.

Обозначив $T_0^2 = \left(\frac{H}{c_s}\right)^2 + \frac{X_0^2 + Y_0^2}{c_s^2}$, получим из (2)

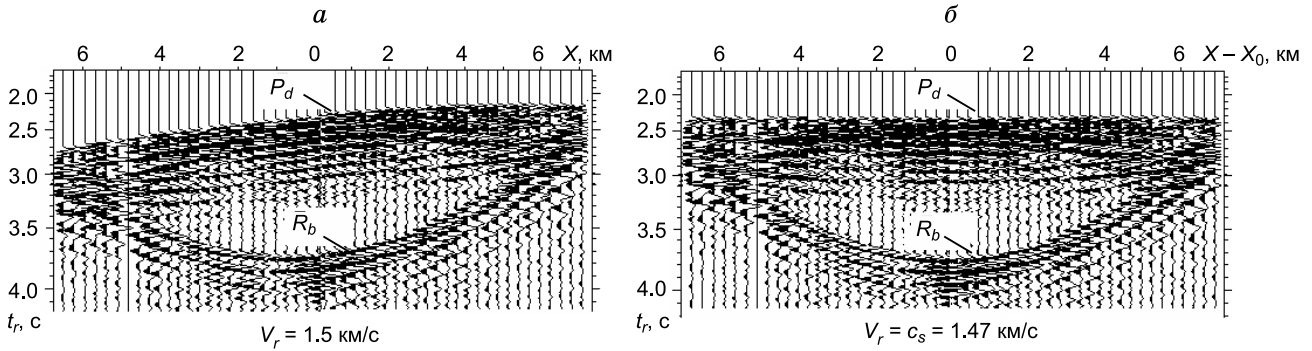


Рис. 2. Траектории водной волны P_d и волны R_b от акустического фундамента после квадратичной редукции (1) и локального суммирования: a – при $V_r = 1.5$ км/с, $X_0 = 0$; b – при $V_r = 1.47$ км/с, $X_0 = 0.19$ км. Кратность локального суммирования равна 9.

$$\begin{aligned}
 t_r^2(X) &= t^2(X) - X^2 / V_r^2 = \\
 &= T_0^2 - 2 \frac{X_0}{c_s^2} X + \left(\frac{1}{c_s^2} - \frac{1}{V_r^2} \right) X^2.
 \end{aligned}
 \quad (3)$$

Таким образом, имеет место параболическая зависимость t_r^2 от расстояний по профилю. Величины X достаточно точно определяются по данным GPS и аппроксимируя $t_r^2(X)$ трехчленом (3) по методу наименьших квадратов, при заданной величине V_r находим параметры T_0 , c_s и X_0 .

Проиллюстрируем предложенный здесь способ на конкретном экспериментальном материале. На рис. 2, a показан результат квадратичной редукции при $V_r = 1.5$ км/с прямой волны P_d на записи OBS 1. Наклон и кривизна траектории этой волны означают, что скорость звука не равна 1.5 км/с, а величина X_0 в выражении (3) отлична от нуля. Локальное суммирование волны P_d дает значение времен $t(X)$ для соответствующих X , а последующая аппроксимация $t^2(X)$ трехчленом (3) по методу наименьших квадратов приводит к значениям $c_s = 1.475$ км/с, $X_0 = 0.19$ км. Заменяя после этого дистанции на разности $X - X_0$ и выполнив квадратичную редукцию при $V_r = c_s = 1.475$ км/с и при скорректированных дистанциях,

получим горизонтальную траекторию прямой волны P_d (рис. 2, b). Это доказывает эффективность предложенного здесь способа.

Другой пример коррекции расстояний источник–приемник приводится в работе [Wang et al., 2015], где использовалась многоступенчатая оптимизация. Предложенный выше способ решения задачи намного проще и позволяет обойтись без использования сложной схемы оптимизации.

Ниже везде мы будем обозначать скорректированное расстояние источник–приемник как X .

АНАЛИЗ АМПЛИТУД ЦЕЛЕВЫХ ВОЛН

Один из недостатков традиционных схем обработки данных OBS заключается в чисто кинематическом подходе, когда не учитываются динамические характеристики целевых волн. При обработке записей OBS было установлено, что отражения от границы акустического фундамента и рефрагированные волны могут выглядеть на сейсмограмме как одна волна с непрерывной траекторией. Кажущаяся скорость такой волны непрерывно уменьшается (рис. 3, b) при увеличении дистанции и кинематически она не отличается от отраженной. Если такую волну принять за отраженную

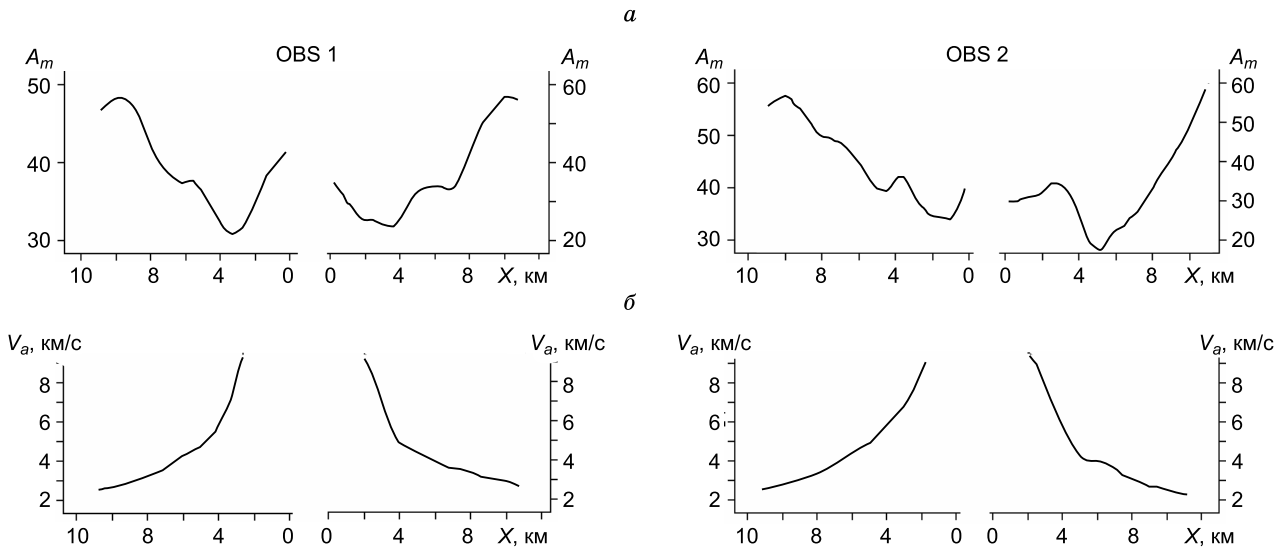


Рис. 3. Нормированные амплитудные кривые $A_m(X)$ суммотрасс волны R_b от акустического фундамента (a); зависимость $V_a(X)$ кажущейся скорости волны R_b от расстояний источник–приемник (b), полученные по левой и правой частям сейсмограмм OBS 1 и OBS 2.

и определить по ней пластовую скорость, то величина пластовой скорости окажется существенно (более чем на 15 %) выше истинной. Поясним сказанное на конкретном примере.

На рис. 3, *a* показаны амплитудные кривые волны от акустического фундамента, полученные при локальном суммировании квадратично редуцированной волны R_b на рис. 1 для OBS 2. Кратность локального суммирования равна 9. Амплитуда каждой точки кривых на рис. 3, *a* равна сумме абсолютных амплитуд точек получаемой суммотрассы в пределах выбранного окна суммирования 0.2 с и нормирована на ширину окна суммирования (в точках отсчетов).

Из рис. 3, *a* видно, что амплитуда волны R_b в обеих частях сейсмограммы значительно увеличивается в диапазоне дистанций от 5.5 до 11 км. В правой части сейсмограммы амплитуда увеличивается в 3 раза, в левой – в 1.5 раза. Поскольку интенсивность отраженной волны должна “в среднем” уменьшаться при увеличении дистанции, то указанная выше особенность амплитудных кривых означает, что при $X > 5.5$ км волна R_b не является отраженной. На смену типа волны указывает и чисто кинематическая особенность – хорошо видимый на рис. 3, *b* излом кривых кажущейся скорости при $X = 5.5$ км. Начиная с этого расстояния доминирует волна от акустического фундамента с кажущейся скоростью 4–5 км/с. Далее эта волна сменяется преломлениями от границ в осадочной толще, т. е. от более мелких границ. Этим и объясняется рост амплитуд с увеличением расстояния.

Времена вступления рассматриваемой волны при $X > 5.5$ км будут меньше по сравнению с волной, отраженной от фундамента. В результате пластовая скорость, получаемая при обработке этой волны как отраженной, будет существенно выше истинной. Так и получилось в работе [Sato et al., 2004]. Вместо 2.1–2.2 км/с, как это будет установлено ниже, для величины пластовой скорости было получено значение 2.5 км/с.

Анализ амплитудных кривых целевых волн позволяет устранить и влияние других факторов, ухудшающих точность скоростного анализа. В данной статье мы не будем останавливаться на рассмотрении этих факторов. Отметим только, что чисто кинематическая, т. е. без анализа амплитудных кривых целевых волн, интерпретация может приводить к значительным погрешностям.

ОСНОВНЫЕ УРАВНЕНИЯ КИНЕМАТИКИ ОТРАЖЕННОЙ ВОЛНЫ, НЕОБХОДИМЫЕ ДЛЯ СКОРОСТНОГО АНАЛИЗА

Теоретическую основу обработки составляет линейное (относительно углов наклона границ) уравнение для времени распространения отраженной волны вдоль луча в двумерно-неоднородной среде [Медведев, 2003]

$$t^2(X) = T_n^2(X) + \frac{X^2}{V_r^2(X)} + c_4 X^4 + \dots, \quad (4)$$

где $T_n^2(X)$ – лучевое нормальное время, т. е. время распространения волны вдоль нормали к отражающей границе в средней (между источником и приемником) точке; $V_r^2(X)$ – среднеквадратическая скорость до отражающей границы в средней точке; c_4 – коэффициент негиперболичности годографа. Если все границы среды выше отражающей являются плоскими, то уравнение (4) преобразуется к виду [Медведев, 2015]

$$t^2(X) = t_0^2 + 2aX + X^2 / V_{0r}^2 + c_3 X^3 + c_4 X^4 + \sigma(X), \quad (5)$$

где t_0 – нулевое время, a – параметр, определяемый наклоном изображения отражающей границы на временном разрезе, $V_{0r} = V_r(0)$, коэффициент c_3 определяет горизонтальный градиент среднеквадратической скорости:

$$\frac{1}{V_r^2(X)} = \frac{1}{V_{0r}^2} + c_3 X, \quad c_3 = -a \frac{t_{01}}{t_0^3 V_{0r}^4} (v^2 - V_{01}^2), \quad (6)$$

где t_{01} и V_{01} – нулевое время и предельное (при $X = 0$) значение среднеквадратической скорости для верхней границы слоя с пластовой скоростью v . При $(t_0 - t_{01})/t_0 \ll 1$ (относительно тонкий слой) коэффициент c_4 в (5) определяется выражением [Медведев, 2003]

$$c_4 = c_{4u} - \frac{1}{4t_0(t_0 - t_{01})} \left(\frac{1}{V_{01}^2} - \frac{1}{V_{0r}^2} \right)^2, \quad (7)$$

где c_{4u} – коэффициент негиперболичности годографа отражений от вышележащей границы. Функция $\sigma(X)$ описывает возможное отклонение значений функции $T_n^2(X)$ от значений прямой:

$$T_n^2(X) = t_0^2 + 2aX + \sigma(X).$$

Даже в случае плоских границ, т. е. при $\sigma(X) = 0$ уравнение (5) содержит пять неизвестных параметров. Такое число неизвестных слишком велико для получения однозначного и устойчивого решения обратной кинематической задачи. Именно по этой причине для надежного определения скоростных и структурных характеристик изучаемой среды необходимо использовать, кроме годографа $t(X)$, дополнительные кинематические функции, чтобы уменьшить число неизвестных до одного–двух параметров. Одной из таких кинематических функций является интегральное среднее от квадрата времени распространения отраженной волны. Будем обозначать через $S(f)$ интегральное среднее от некоторой функции $f(X)$:

$$S(f) = \frac{1}{X} \int_0^X f(X) dX.$$

Интегрируя ряд (5), получаем

$$S(t^2) = t_0^2 + aX + \frac{X^2}{3V_{0r}^2} + \frac{c_3}{4} X^3 + \frac{c_4}{5} X^4. \quad (8)$$

Ниже будет показано, как получать однозначные и устойчивые оценки скоростных параметров слоистой среды с помощью годографа и кинематической функции (8).

АНАЛИЗ ГЕОМЕТРИИ ОТРАЖАЮЩИХ ГРАНИЦ

Известно, что в системе данных общего пункта приема (или общего пункта взрыва) скоростные параметры слоистой среды могут быть найдены только при условии, что границы среды являются плоскими (квазиплоскими). Поэтому еще одним этапом обработки, предшествующим этапу определения скоростей, является анализ геометрии границ при отсутствии сведений о скоростях. Эту задачу можно решить несколькими способами. Самый простой из них сводится к использованию функции

$$T_s^2(X) = \frac{3}{2} S(t^2) - \frac{t^2}{2} + \frac{c_{4u}}{5} X^4. \quad (9)$$

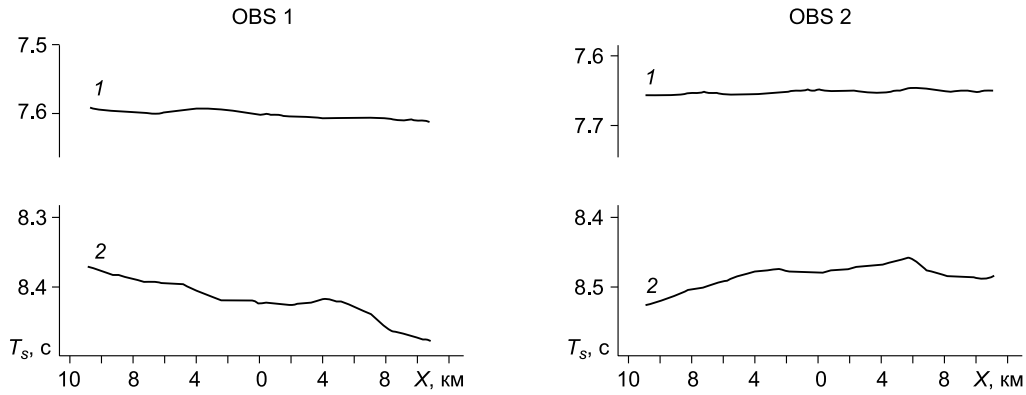


Рис. 4. Кривые 1 – изображения $T_s(X)$ отражающей границы, полученные при локальном суммировании волны R_1 ; кривые 2 – то же самое, но для волны R_b . Кратность локального суммирования равна 9.

Предполагается, что величина c_{4u} уже найдена в процессе обработки. Тогда и значения функции (9) будут определены в процессе локального суммирования. Подставив в (9) уравнения (5) и (8), находим

$$T_s^2(X) = t_0^2 + \frac{a}{2}X - \frac{c_3 X^3}{8} + \frac{c_{4u} - c_4}{5}X^4 + S(\sigma). \quad (10)$$

Отсюда следует, что функция (9) не зависит от среднеквадратической скорости V_{0r} . Кроме того, как мы увидим ниже, на практике можно не учитывать третий и четвертый член в (10) из-за их малости и считать $T_s^2(X)$ линейной функцией, если $S(\sigma) \approx 0$, т. е. при плоских границах.

На рис. 4 показаны кривые $T_s(X)$ для границ R_1 (кривые 1) и R_b (кривые 2). Как видно из этого рисунка, границу R_1 можно считать плоской (квазиплоской) в областях постановки как OBS 1, так и OBS 2, а граница R_b акустического фундамента в целом является криволинейной. Однако границу R_b можно считать квазиплоской слева от OBS 1 и справа (до расстояний приблизительно 5 км) от OBS 2. Установленные свойства границ R_1 и R_b позволяют перейти к определению первых двух коэффициентов ряда (5), а затем и к определению скоростных параметров среды.

Следует отметить, что нелинейность функции $T_s(X)$ для границы R_b при $X > 5$ км связана не с кривизной границы акустического фундамента, а с тем, что на расстояниях, больших 5 км, вместо отраженной волны доминирует рефрагированная волна. Это было установлено выше при анализе амплитудных кривых.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТНЫХ ПАРАМЕТРОВ СЛОИСТОЙ СРЕДЫ

Рассмотрим вначале способ определения параметров t_0 и a . Располагая значениями $t^2(X)$ и $S(t^2)$, имеющимися на выходе процедуры локального суммирования, при некоторой выбранной величине V_{0r} мы можем построить функцию

$$F(X, V_{0r}) = \frac{4}{3}S(t^2) - \frac{t^2(X)}{3} - \frac{X^2}{9V_{0r}^2}.$$

Подставив в это выражение уравнения (5) и (8), получим

$$F(X, V_{0r}) = t_0^2 + \frac{2}{3}aX - \frac{c_4}{15}X^4.$$

В силу малости последнего члена в правой части этого равенства функцию $F(X, V_{0r})$ можно считать ли-

нейной и параметры t_0 и a будут определяться при помощи линейной аппроксимации значений $F(X, V_{0r})$ по методу наименьших квадратов. Эти параметры будут функциями от V_{0r} .

Определив t_0 , найдем и пластовую скорость v по формуле Дикса

$$v^2 = (V_{0r}^2 t_0 - V_{01}^2 t_{01}) / \Delta t_0. \quad (11)$$

По имеющимся значениям параметров t_0 , t_{01} , V_{01} , V_{0r} , a и v вычислим коэффициент c_3 по формуле (6) и коэффициент c_4 по формуле (7).

Перепишем формулу Дикса (11) в виде

$$V_{0r}^2 = (v^2 \Delta t_0 + V_{01}^2 t_{01}) / t_0.$$

Из этого равенства следует, что при заданных параметрах V_{01} , t_{01} и t_0 среднеквадратическая скорость V_{0r} будет зависеть только от одного неизвестного параметра v . Тогда и коэффициенты c_3 и c_4 будут зависеть только от пластовой скорости v и, как это следует из уравнения (5), задача определения скоростных параметров V_{0r} и v сводится к задаче однопараметрической оптимизации

$$\left| t^2(X) - T_{0n}^2(v, X) - X^2 / V_{0r}^2(v) - c_3(v)X^3 - c_4(v)X^4 \right| = \min,$$

где $T_{0n}^2(X, v) = t_0^2 + 2aX$.

Применение этой оптимизационной схемы определения скоростей к рассматриваемому здесь экспериментальному материалу приводит к следующим результатам. Для пластовой скорости в слое между поверхностью дна и рефлектором R_1 получается интервал значений 1.61–1.64 км/с, а для слоя между рефлектором R_1 и границей акустического фундамента – интервал значений 2.15–2.2 км/с.

Сравним полученные результаты скоростного анализа со скважинными данными. В центральной котловине Японского моря имеются две скважины. По данным ультразвукового каротажа и по измерениям на образцах осадочная толща состоит из комплекса рыхлых осадков со скоростью 1.5–1.6 км/с, комплекса литифицированных осадков со скоростью 2.1–2.35 км/с и переходной зоны между рыхлыми и литифицированными осадками со скоростью 1.7–1.75 км/с [Tamaki et al., 1990]. Это означает, что пластовая скорость 1.61–1.64 км/с, полученная по отражениям от границы R_1 , соответствует средней скорости для комплекса, состоящего из рыхлых осадков и переходной зоны.

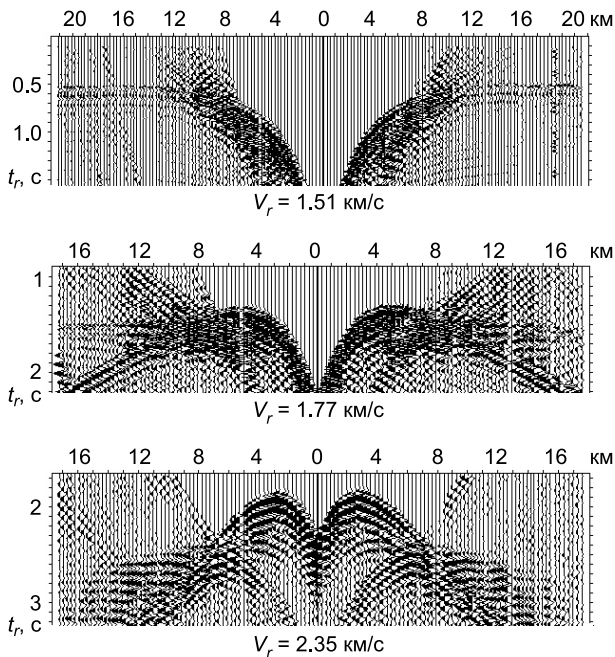


Рис. 5. Линейно редуцированные траектории преломленных волн на записи OBS 2 при соответствующих значениях скорости редукции V_r (в км/с).

Более полную информацию о строении осадочной толщи можно получить при совместной интерпретации отраженных и преломленных волн. На рис. 5 показаны редуцированные траектории преломленных волн на записи OBS 2. Такой же вид эти траектории имеют и на записи OBS 1. Показанные на рис. 5 траектории преломленных волн относятся ко всем трем комплексам осадочной толщи между морским дном и акустическим фундаментом. Разница между величиной 2.15–2.2 км/с пластовой скорости для комплекса литифицированных осадков и величиной 2.35 км/с скорости в рефракторе означает, что рефрактор является лишь частью этого комплекса. Кроме того, указанная разница дает представление о степени изменения скорости с глубиной внутри комплекса литифицированных осадков.

ПОЛУЧЕНИЕ ИЗОБРАЖЕНИЙ ОТРАЖАЮЩИХ ГРАНИЦ НА ВРЕМЕННОМ И ГЛУБИННОМ РАЗРЕЗАХ

Цель последнего этапа обработки – перемещение суммотрасс локального наклонного суммирования из плоскости (t, X) время–расстояние источник–приемник на плоскость мигрированного разреза. Предпо-

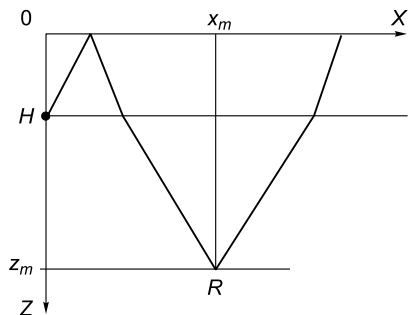


Рис. 6. Траектория луча, отраженного от горизонтальной границы R .

лагается, что скоростные параметры среды и коэффициенты c_3 и c_4 уже найдены в процессе обработки, а квадратичная редукция (1) для каждой из имеющихся границ выполнена по формуле

$$t_r^2 = T_n^2(X) = t^2(X) - X^2 / V_{0r}^2 - c_3 X^3 - c_4 X^4 \quad (12)$$

при соответствующих значениях параметров V_{0r} , c_3 и c_4 .

Учитывая геометрический смысл нормального лучевого времени $T_n(X)$ и рис. 6, можно показать, что двойное время t_m распространения волны вдоль нормали $x_m R$ к отражающей границе R , глубина z_m точки отражения и горизонтальная координата x_m точки отражения будут определяться выражениями

$$t_m(x_m) = \sqrt{T_n^2(X) - (H/c_s)^2}, \quad (13)$$

$$z_m(x_m) = \frac{t_m(x_m)}{2t_0} \sum_i v_i \Delta t_{0i}, \quad (14)$$

$$x_m = \frac{X}{2} \left(1 + \frac{H}{\sqrt{t^2 V_{0r}^4 / c_s^2 - X^2}} \right). \quad (15)$$

Множитель в виде суммы по всем слоям среды выше отражающей границы в выражении (14) введен, чтобы перейти от среднеквадратической глубины $z_{rms} = t_m V_{0r} / 2$ к обычной глубине z_m .

Формулы миграции (13)–(15) получены для горизонтального рефлектора R . В случае рефлектора, имеющего небольшой угол наклона φ , уравнения (12)–(14) будут выполняться с точностью до величин второго порядка малости относительно угла наклона φ . В то же время величина x_m будет определяться из (15) с погрешностью $\delta x_m \sim \varphi$. Это приведет к погрешности $\delta z_m = \delta x_m \operatorname{tg} \varphi \sim \varphi^2$. В результате все три уравнения (13)–(15) будут выполняться в линейном приближении относительно угла наклона φ .

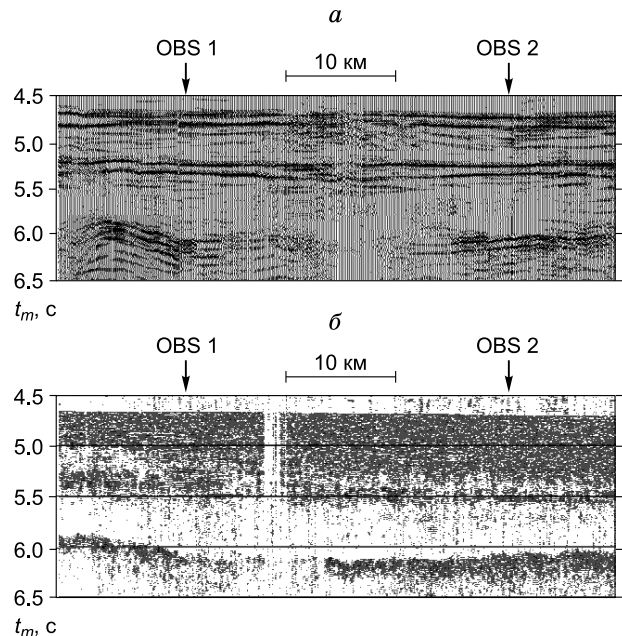


Рис. 7. Временной разрез как результат кинематической миграции (12), (13), (15) суммотрасс отражений от морского дна, от границы R_1 и от акустического фундамента (а). Кратность локального суммирования равна 9. Данные одноканального сейсмопрофилирования, полученные вдоль профиля работ с донными сейсмостанциями (б).

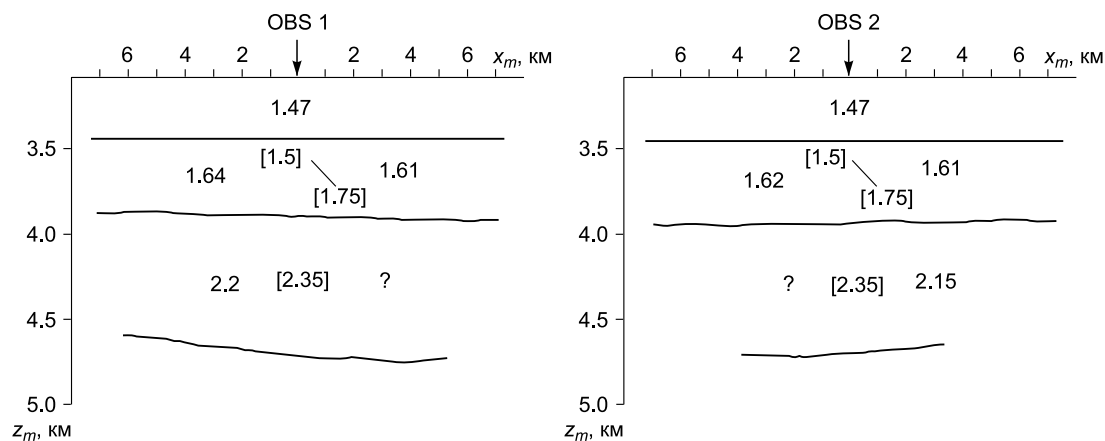


Рис. 8. Глубинный разрез как результат кинематической миграции (12), (14), (15) отражений от морского дна, от границы R_1 и от акустического фундамента. Показаны пластовые скорости, найденные с помощью оптимизации по отраженным волнам, и скорости (в квадратных скобках, в км/с) преломленных волн, найденные по преломленным волнам на рис. 5.

На рис. 7 показаны результаты кинематической миграции (12)–(15) для двух OBS в сравнении с данными одноканального сейсмопрофилирования. Кинематическая миграция (12)–(15) будет правильно отображать строение среды, если скоростные параметры достаточно точно найдены на этапе скоростного анализа. Хорошее соответствие результатов миграции и данных сейсмопрофилирования на рис. 7 указывает на достаточно точное определение скоростных параметров осадочной толщи.

Результаты кинематической миграции (12)–(15) можно отображать и в виде кривых. На рис. 8 показаны глубинный разрез и пластовые скорости, полученные по отражениям на записях двух OBS. Пластовые скорости определялись независимо по отражениям в правой и левой частях сейсмограммы. На этом же рисунке в квадратных скобках даны скорости, найденные по преломленным волнам (см. рис. 5). В рассматриваемом случае разница в значениях этих двух наборов скоростей обусловлена, в основном, вертикальной изменчивостью скорости в слоях осадочной толщи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Применение локального наклонного суммирования и линеаризованных уравнений кинематики отраженных волн позволяет получать устойчивые оценки скоростных параметров слоистой, двумерно-неоднородной среды, а также изображения отражающих границ на временном и глубинном разрезах. Весь процесс обработки состоит из шести этапов. На первом из них определяется средняя скорость звука в водной толще и выполняется коррекция расстояний источник–приемник, полученных по данным GPS. На втором этапе выполняется квадратичная редукция сейсмограммы. Это позволяет выделить целевые волны (границы) и осуществить локальное наклонное суммирование выделенных волн. На третьем этапе анализируются амплитудные кривые целевых волн с целью разделить отраженные и рефрагированные волны. На четвертом этапе выполняется анализ геометрии выбранных целевых границ при неизвестной скоростной модели среды. Цель этого этапа – установить, можно ли считать данную границу плоской, локально-плоской или слабокриволинейной. В любом из этих трех слу-

чаев можно переходить к следующим этапам обработки. На пятом этапе определяются скоростные параметры слоистой среды. При этом многопараметрическая обратная кинематическая задача для двумерно-неоднородной среды сводится к решению двух задач: одной двухпараметрической и к однопараметрической задаче оптимизации. На шестом этапе обработки при найденных скоростных параметрах среды получаем изображения отражающих границ на временном и глубинном разрезах.

Предлагаемая технология применена для обработки записей двух OBS в центральной котловине Японского моря. Установлено очень хорошее соответствие полученных пластовых скоростей в слоях осадков со скважинными данными о скоростях, а временной разрез на выходе процедуры миграции хорошо согласуется с данными одноканального сейсмопрофилирования.

Литература

- Гольдин С.В., Гриценко С.А., Поляков Д.Б. Способ оценки эффективных скоростей // Геология и геофизика. 1991. № 10. С. 89–97.
- Медведев С.Н. Закон сохранения лучевого параметра и уравнение для времени пробега отраженного луча в двумерно-неоднородной среде // Доклады Академии наук. 2003. Т. 389, № 1. С. 104–107.
- Медведев С.Н. Определение лучевых скоростей в трансверсально-изотропной среде по сейсмограммам общего пункта приема // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 1. С. 100–117.
- Медведев С.Н. Сейсмовидение в двумерно-неоднородной среде // Доклады Академии наук. 2015. Т. 464, № 2. С. 485–489.
- Хаттон Л., Уэрдингтон М., Мейкин Дж. Обработка сейсмических данных. Теория и практика. М.: Мир, 1989. 214 с.
- Шевченко А.А. Метод оценки точности скоростного анализа общей глубинной точки // Технологии сейсморазведки. 2011. № 4. С. 12–18.
- Sato T., Shinohara M., Karp B., Kulnich R., Isezaki N. P-wave velocity structure in the northern part of the central Japan basin, Japan sea with ocean bottom seismometers and airguns. // Earth Planets Space. 2004. V. 56. P. 501–510.

Tamaki K., Pisciotta K., Allan J. et al. // Proc. Init. Repts., 127: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. P. 61–68.

Wang X., Han Y., Liu C., Xia C. Research on improving conventional marine seismic streamer data imaging quality

using OBS data from Northern South China Sea // J. Appl. Geophys. 2015. V. 116. P. 10–16.

*Статья поступила в редакцию 4 апреля 2016 г.,
в окончательном варианте – 25 апреля 2016 г.*

КОРОТКО ОБ АВТОРЕ

МЕДВЕДЕВ Сергей Николаевич – кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник лаборатории сейсмических исследований Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН.
E-mail: medvedev@poi.dvo.ru