Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 5, с. 586—590 **http://www.izdatgeo.ru**

УДК 550.834

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ ЛИНЕЙНО ИЗМЕНЯЮЩЕЙСЯ СКОРОСТИ В СЛОЕ ПО СЕЙСМОГРАММАМ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

А. Стовас, Б. Урсин

Norwegian University of Science and Technology,
Department of Petroleum Engineering and Applied Geophysics,
S.P. Andersensvei 15A, NO-7491 Trondheim, Norway

Функция пластовой скорости (постоянный градиент и начальная скорость) отраженных волн, распространяющихся в горизонтально-слоистой изотропной среде, а также толщина слоя оцениваются по кинематическим параметрам регистрируемых волн. По сейсмограммам продольных отраженных волн *PP* при больших удалениях от источника определяются три параметра времен пробега: полное время пробега при совмещенном положении источника и приемника, скорость с учетом кинематической поправки и коэффициент неоднородности. Функция пластовой скорости и толщина слоя находятся по этим параметрам с помощью простого нелинейного уравнения, которое может также иметь приближенные решения. Уравнение имеет два решения: для положительного и отрицательного градиентов скорости соответственно. Знак градиента, таким образом, предполагается известным. В случае, когда градиент скорости равен нулю, уравнение имеет одно решение и сводится к стандартному уравнению Дикса.

Горизонтально-слоистая среда, градиент скорости, границы слоя, пластовая скорость, уравнение Дикса.

PARAMETER ESTIMATION FOR A LINEAR VELOCITY FUNCTION

A. Stovas and B. Ursin

For a horizontally layered medium with isotropic layers with constant velocity gradient, it is possible to estimate the velocity function (gradient and velocity at the top of the layer) and thickness of each layer. From large-offset *PP* seismic reflections one can estimate three traveltime parameters: the zero-offset two-way traveltime, the NMO velocity, and a heterogeneity coefficient, using the shifted hyperbola approximation or a fractional approximation. From the estimated traveltime parameters at the top and bottom of a layer, it is possible to compute the thickness and velocity function of the layer. It is necessary to solve a simple nonlinear equation, which can also be solved approximately. There are two solutions, corresponding to a positive and a negative velocity gradients. Therefore, the sign of the velocity gradient must be chosen. When there is one solution, the velocity gradient in the layer is zero, and the result is the standard Dix equations.

Horizontally layered medium, velocity gradient, layer boundaries, layer velocity, Dix equation

ВВЕДЕНИЕ

Уравнение Дикса [1] часто используется в обработке сейсмических данных как простой способ перехода от времени к глубине. В модели, принятой в данной работе, среда представлена последовательностью однородных слоев и считается изотропной в пределах каждого слоя. При моделировании в рамках лучевого метода часто допускается, что скорость линейно меняется с глубиной, поскольку такое допущение достаточно точно выполняется во многих осадочных бассейнах [2, 3]. Предлагаемый нами метод позволяет получить линейную функцию пластовой скорости с помощью параметров времен пробега на основе уравнений Дикса, аналогичных уравнениям, которые мы описали для случая трансверсально-изотропной слоистой среды [4]. Подобная проблема была рассмотрена авторами работы [5]. Используя приближение смещенной гиперболы с большим расстоянием источник–приемник [6, 7] или относительное приближение [8], можно найти значения трех параметров времени пробега отраженных продольных волн *PP*: полное время пробега при совмещенном положении источника и приемника, скорость с учетом кинематической поправки и коэффициент неоднородности. Толщина слоя и функция пластовой скорости рассчитываются на основе полученных значений параметров времен пробега с помощью простого нелинейного уравнения, решение которого также может быть приближенным. Уравнение имеет два решения: для положительного и отрицательного градиентов скорости соответственно. Знак градиента, таким образом, предполагается известным.

На простом примере можно показать, что полученные значения параметров мало чувствительны к погрешности определения времен пробега.

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ

Рассмотрим горизонтально-слоистую среду, которая считается изотропной в пределах каждого слоя. Допустим, что полное время пробега волны, отраженной от верхней и нижней границ слоя, описывается выражением [7]

$$T(x) = \left[T(0)^2 + \frac{x^2}{\upsilon_{NMO}^2} - \frac{(S-1)\,x^4}{4\upsilon_{NMO}^4 \left[T(0)^2 + \dfrac{S-1}{2}\dfrac{x^2}{\upsilon_{NMO}^2} \right]} \right]^{1/2}, \tag{1}$$

где $T(0)$ — полное время пробега при совмещенном положении источника и приемника, υ_{NMO} — скорость с учетом кинематической поправки, S — коэффициент неоднородности [8]. Значения этих параметров времен пробега можно также найти с помощью разностного приближения гиперболы [6, 7]. Эти три параметра оцениваются для времен пробега волны, отраженной от верхней и нижней границ слоя толщиной H, а линейная функция пластовой скорости рассчитывается как

$$\upsilon = \upsilon_0(1 + \beta z), \tag{2}$$

где $z = 0$ на верхней границе слоя. Чтобы найти значения υ_0, β и H в слое, оценим три кинематических параметра, используя выражения

$$\Delta(T(0)) = 2\int_0^H \frac{dz}{\upsilon(z)} = \frac{2H}{\upsilon_0}\frac{\ln(1+y)}{y}, \tag{3}$$

$$\Delta(T(0)\,\upsilon_{NMO}^2) = 2\int_0^H \upsilon(z)\,dz = 2H\upsilon_0\left(1 + \frac{y}{2}\right),$$

$$\Delta(T(0)S\,\upsilon_{NMO}^4) = 2\int_0^H \upsilon^3(z)\,dz = 2H\upsilon_0^3\left(1 + \frac{y}{2}\right)\left(1 + y + \frac{y^2}{2}\right),$$

где Δ — разностное значение параметров времен пробега волн, отраженных от верхней (вг) и нижней (нг) границ рассматриваемого слоя, а $y = \beta H$. Затем находим

$$d = \frac{\Delta(T(0)\,S\,\upsilon_{NMO}^4)\,\Delta(T(0))}{[\Delta(T(0)\upsilon_{NMO}^2)]^2} - 1 = \frac{\left(1 + y + \dfrac{y^2}{2}\right)\ln(1+y)}{y\left(1 + \dfrac{y}{2}\right)} - 1 = f(y). \tag{4}$$

Решение нелинейного уравнения $d = f(y)$ приведено в приложении. При $d = 0$ решение соответствует $y = 0$ или $\beta = 0$ и слой считается однородным. В противном случае уравнение имеет положительный или отрицательный знак решения, соответствующий положительному или отрицательному градиенту скорости. В приложении рассмотрены приближенные решения для $d < 2/27$. При таком ограничении d

$$0{,}65 < \frac{\upsilon_{\text{нг}}}{\upsilon_{\text{вг}}} < 1{,}6, \tag{5}$$

где отношение скоростей равно $1 + \beta H = 1 + y$. При $d > 2/27$, что соответствует очень большой толщине слоя или очень высокому градиенту скорости, уравнение (4) решается численно. На рис. 1 показаны точное и приближенное решения уравнения для $d(y)$. Видно, что хорошее приближение получается при

$$0{,}75 < \frac{\upsilon_{\text{нг}}}{\upsilon_{\text{вг}}} < 1{,}25, \tag{6}$$

когда $d = 0{,}027$, т. е. намного меньше предельного значения для приближенных решений.

Знак градиента скорости должен быть известен; как правило, допускается, что в уплотненных осадках градиент положителен. Оценив $y = \beta H$, можно рассчитать необходимые параметры

$$\upsilon_0 = \sqrt{\frac{\Delta(T(0)\upsilon_{NMO}^2)\ln(1+y)}{\Delta(T(0))\,y\,(1 + y/2)}}, \tag{7}$$

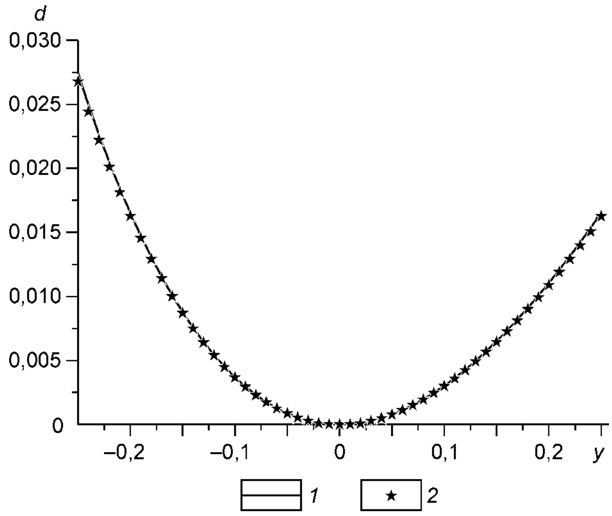

Рис. 1. Точное (*1*) и приближенное (*2*) решения уравнения для функции *d* (*y*).

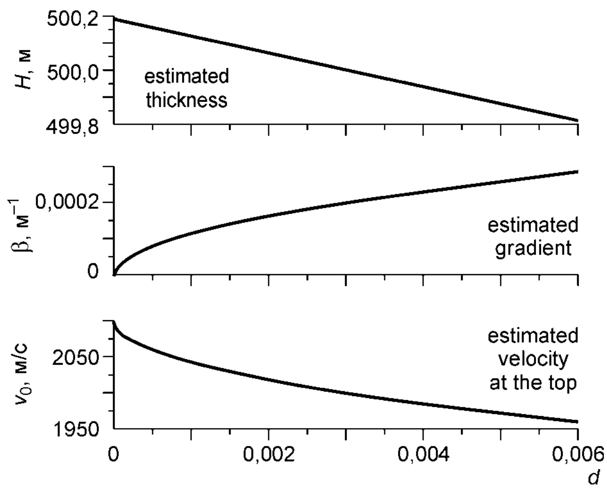

Рис. 2. Чувствительность полученных значений параметров к погрешности за счет неточности определения параметра *d*.

Точные параметры модели: $H = 500$ м, $\beta = 0{,}0002\ \text{м}^{-1}$ и $\upsilon_0 = 2000$ м/с, откуда получаем значение $d = 0{,}003$.

$$\beta = \pm\sqrt{\frac{2y\,(2+y)\ln(1+y)}{\Delta(T(0))\Delta(T(0)\upsilon_{NMO}^2)}}, \tag{8}$$

$$H = \frac{y}{\beta}. \tag{9}$$

Здесь β берется с тем же знаком, что и y.

При $d = 0$, $y = 0$ и слой однороден. В этом случае уравнение (7) сводится к стандартному уравнению Дикса [1]

$$\upsilon_0 = \sqrt{\frac{\Delta(T(0)\upsilon_{NMO}^2)}{\Delta(T(0))}}, \tag{10}$$

тогда

$$H = \frac{\upsilon_0\Delta(T(0))}{2}. \tag{11}$$

АНАЛИЗ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ ПОЛУЧЕННЫХ ОЦЕНОК

При оценке разностных значений параметров времен пробега в уравнениях (3) принимается, что наибольшая ошибка содержится в оценке числа d в уравнении (4). Для слоя с параметрами $H = 500$ м, $\upsilon_0 = 2000$ м/с и $\beta = 0{,}0002\ \text{м}^{-1}$ (что соответствует скорости на нижней границе слоя $\upsilon_{\text{нг}} = 2200$ м/с) находим, что $d = 0{,}003$. На рис. 2 показано, что изменения значения параметров слоя при разных значениях d незначительны. В случае однородного слоя ($d = 0$), пластовая скорость $\upsilon_0 = 2100$ м/с, а толщина $H = 500{,}2$ м, т. е. полученная скорость сравнима со средней пластовой скоростью, а толщина слоя оценена с небольшой ошибкой.

Вывод. На основе значений параметров времен пробега отраженных волн, распространяющихся от верхней и нижней границ слоя, были выведены формулы для расчета его толщины и линейной функции пластовой скорости. Знак градиента скорости предполагается известным. При нулевом градиенте полученные уравнения сводятся к стандартному уравнению Дикса.

Работа выполнена при поддержке Совета по науке Норвегии в рамках проекта ROSE.

ПРИЛОЖЕНИЕ

РЕШЕНИЕ НЕЛИНЕЙНОГО УРАВНЕНИЯ

Найдем решение уравнения (4)

$$d = f(y) = \frac{\left(1 + y + \frac{y^2}{2}\right)\ln(1+y)}{y\left(1 + \frac{y}{2}\right)} - 1 \approx \frac{y^2}{3}\frac{1 - \frac{y}{2}}{1 + \frac{y}{2}}, \tag{A-1}$$

где логарифмическая функция представлена разложением в ряд Тейлора:

$$\ln(1+y) \approx y - \frac{y^2}{2} + \frac{y^3}{3} - \frac{y^4}{4}. \tag{A-2}$$

Чтобы найти приближенное решение, необходимо решить кубическое уравнение

$$y^3 - 2y^2 + 3dy + 6d = 0. \tag{A-3}$$

Используя подстановку $y = x + 2/3$, сведем уравнение к виду

$$x^3 + px + q = 0, \tag{A-4}$$

при

$$p = -\frac{4}{3} + 3d,$$

$$q = -\frac{16}{27} + 8d. \tag{A-5}$$

Детерминант уравнения (A-3) представляется выражением

$$Q = \left(\frac{p}{3}\right)^3 + \left(\frac{q}{2}\right)^2 = d\left[-\frac{16}{9} + \frac{140}{9}d + d^2\right]. \tag{A-6}$$

При $d < 2/27$, $p < 0$, $q < 0$ и $Q < 0$ находим

$$\cos\alpha = -\frac{q}{2}\sqrt{-\frac{27}{p^3}}. \tag{A-7}$$

Тогда уравнение (A-4) имеет три решения:

$$y_1 = 2\sqrt{-\frac{p}{3}}\cos\frac{\alpha}{3} + \frac{2}{3}, \tag{A-8}$$

$$y_2 = -2\sqrt{-\frac{p}{3}}\cos\left(\frac{\alpha}{3} + \frac{\pi}{3}\right) + \frac{2}{3}, \tag{A-9}$$

$$y_3 = -2\sqrt{-\frac{p}{3}}\cos\left(\frac{\alpha}{3} - \frac{\pi}{3}\right) + \frac{2}{3}. \tag{A-10}$$

Первое решение не удовлетворяет условию $y = 0$ при $d = 0$, но другие решения удовлетворяют этому условию. Второе из них (A-9) соответствует положительным значениям y ($y_2 > 0$), а третье (A-10) — отрицательным y ($y_2 < 0$).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Dix C.H.** Seismic velocities from surface measurements // Geophysics, 1955, v. 20, p. 68—86.
2. **Slotnick M.M.** Lessons in seismic computing // SEG, Tulsa, 1959.
3. **Richards R.P.** Linear velocity function: reflection times for specific ranges // Geophysics, 1992, v. 57, p. 1352—1353.
4. **Ursin B., Stovas A.** Generalized Dix equations for a layered transversely isotropic medium // Geophysics, 2005, v. 70, p. D77—D81.
5. **Гольдин С.В., Черняк В.С.** Аналоги формулы Дикса для слоисто-однородных сред с негоризонтальными границами // Геология и геофизика, 1976 (10), с. 122—129.
6. **De Bazelaire E.** Normal moveout revisited: inhomogeneous media and curved interfaces // Geophysics, 1988, v. 53, p. 143—157.
7. **Castle R.J.** A theory of normal moveout // Geophysics, 1994, v. 59, p. 983—999.

8. **Ursin B., Stovas A.** Traveltime approximations for a layered transversely isotropic medium // SEG Expanded, Abstracts 23. 2004, p. 123.
9. **Fomel S., Grechka V.** Nonhyperbolic reflection moveout of *P* waves. An overview and comparison of reasons // Report CWP-372, Colorado School of Mines, 2001, 12 p.

Поступила в редакцию
3 октября 2005 г.