

Ю.П. Стародуб, О.В. Карпенко

## ЕНЕРГЕТИЧНИЙ ПІДХІД ДО АНАЛІЗУ ХВИЛЬОВИХ ПОЛІВ ЯК КОНЦЕПЦІЯ ІНВЕРСІЇ ДАНИХ СЕЙСМОРОЗВІДКИ

Розглянуто загальну концепцію сучасних методів інверсії та концепцію інверсії даних сейсморозвідки, яка побудована на енергетичних уявленнях про збудження, поширення та реєстрацію пружних хвиль, що дає змогу розраховувати середню та інтервальну швидкості поширення поздовжньої хвилі, а також густину, пористість, акустичний імпеданс, коефіцієнт Пуассона досліджуваного середовища. За запропонованим методом можна здійснювати обернене динамічне перетворення даних сейсмотраси в геологічний розріз.

**Ключові слова:** енергетичний метод, хвильове поле, геофізичні параметри, геологічне середовище, інверсія, сейсморозвідка.

Метод інверсії сейсмічних даних займає провідне місце у сучасній пошуковій сейсморозвідці, оскільки дає змогу здійснювати обернене перетворення динамічних даних хвильового поля сейсмотраси у фізичні параметри шарів геологічного розрізу. На початку свого розвитку пошукова сейсморозвідка була спрямована на вирішення структурних завдань. Завдяки можливості прослідкування опорних відбивальних горизонтів виявляли антиклінальні пастки вуглеводнів, і сейсморозвідка стала провідним геофізичним методом вирішення завдань пошуку родовищ нафти та газу. Технологічна революція у сейсморозвідці зумовила використання складніших моделей геологічного середовища, що переорієнтовує сейсмічні методи на пошуки і розвідку неантиклінальних пасток нафти та газу, які обмежені за розмірами та різноманітні за формами залягання і складом включень. Така переорієнтація сейсмічних методів на перший план поставила задачу прогнозування колекторських властивостей пластів і сформувала два підходи до обробки й інтерпретації даних сейсморозвідки: кінематичний й динамічний [4]. Огляд кінематичного підходу детально описано в статтях [7, 8]. Згідно з динамічним підходом, головна задача полягає у перетворенні хвильового поля сейсмічних сигналів у поле значень акустичної жорсткості. Вважають, що зображення досліджуваного геологічного середовища як акустичного розрізу на сьогодні є значний результат обробки сейсмічних матеріалів і сейсмічних робіт [16]. Однак динамічний підхід перебуває на стадії вдосконалення і незабаром на його основі стане можливим надійне отримання важливих і достовірних відомостей про характер розподілу на розрізі акустичної жорсткості та коефіцієнтів поглинання пружних хвиль [4].

Динамічний підхід у пошуковій сейсморозвідці має три основні підходи: параметричний аналіз (атрибутивний аналіз), AVO-аналіз та інверсія. Перший, досить поширений, – найпростіший та швидкий, однак фізично найменше обґрунтований. AVO-аналіз надає інформацію щодо амплітуди відбиття залежно від кута падіння хвилі, визначення якої пов'язане із коефіцієнтом Пуассона [5]. Притому з використанням AVO-аналізу коефіцієнт Пуассона можна оцінювати тільки приблизно. Методологія інверсії дає змогу визначати акустичну жорсткість за хвильовим полем. Результати визначення достовірні лише навколо свердловинного простору, а достовірність розподілу акустичної жорсткості на розрізі або за площею знижується алгоритмом кореляції, який побудований з використанням математичного апарату інтегрального усереднення. На практиці для підвищення достовірності прогнозу місць скупчення вуглеводнів намагаються комплексно використовувати як AVO-методологію, так і методологію інверсії. У результаті отримують та інтерпретують розрізи в параметрі пружного імпедансу [13].

Зупинимось детальніше на методології інверсії, оскільки вона дає можливість найкоректніше, у визначених межах, за певних допущень, розв'язувати обернену задачу сейсморозвідки і в ідеальному випадку переходити від хвильового поля з інтерференційним характером запису до властивостей геологічного розрізу – акустичної жорсткості. Параметр акустична жорсткість  $\rho V(x, y, z)$  цінний тим, що прямо залежить від густини геологічного середовища та швидкості поширення хвилі  $V$ .

Концепція задачі інверсії показана на рис. 1, де першим етапом є розрахунок імпульсу з огляду на опорну сейсмотрасу та вимірюну в свердло-

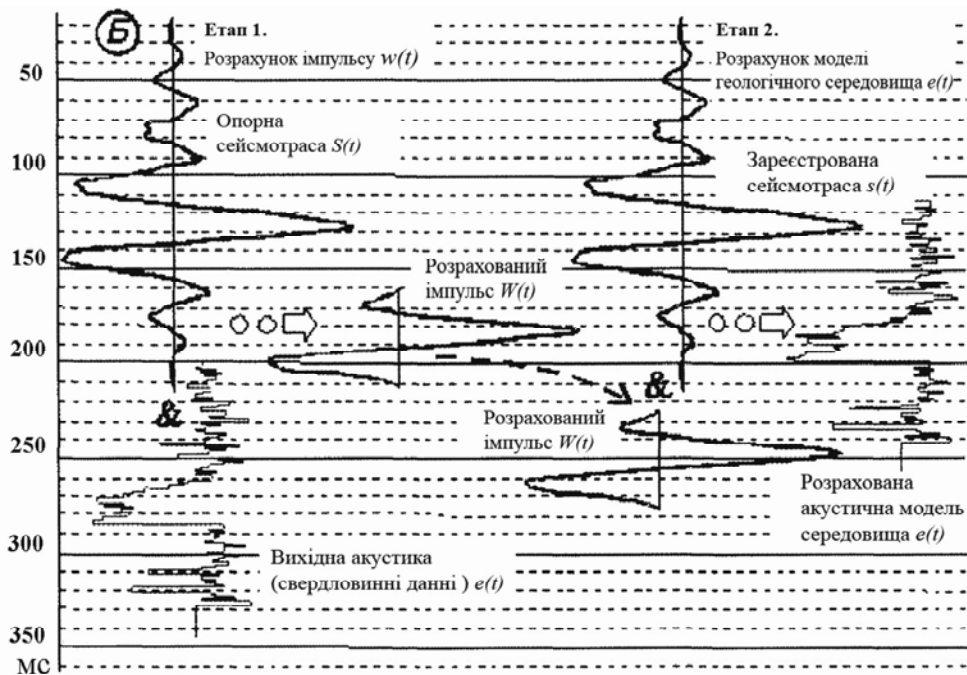


Рис. 1. Перехід від сейсмограми до геологічного розрізу [13]

вині акустику (дані каротажу). Другий етап – розрахунок моделі геологічного середовища, що використовує розрахований на першому етапі зондувальний імпульс інтерпретованої сейсмограми. Існуючі підходи щодо розв’язку задачі інверсії умовно можна поділити на групи [1]: явний розв’язок [2, 20]; оптимізаційний розв’язок; геостатична інверсія [17, 18]; методи багатоатрибутивного й неймережевого аналізу [3, 19].

Розглянемо дані, які необхідні для проведення інверсії (рис. 2). Насамперед це сейсмічні дані після підсумовування, класична інверсія не використовує первинні сейсмічні записи. Далі потрібні каротажні дані для розрахунку початкової моделі акустичної жорсткості. Як мінімум в одній свердловині має бути проведений акустичний каротаж (АК) за швидкістю поширення  $P$ -хвиль. Бажано також виконати густинний каротаж. У такому разі точність розрахунків підвищується. Для побудо-

ви геометрії початкової моделі як вхідну інформацію використовують прокорельовані горизонти, які містять досліджуваний об’єкт або пласт. Останнім обов’язковим вхідним параметром є сейсмічний імпульс. Від точності задання вхідного імпульсу дуже залежить точність розрахунку інверсії. Зазвичай визначення цього імпульсу побудовано на основі даних швидкісного та густинного каротажів. Однак його також можна визначити безпосередньо із сейсмограми, але точність розрахунку невелика порівняно з визначенням на основі даних каротажів.

Після задання вхідної інформації та певних параметрів виконують процедуру “анілінгу” [9, 21], тобто пошук глобального мінімуму функціонала нев’язки даних експерименту і моделі середовища на основі статистичного підбору параметрів багатопараметричної задачі. Процедура допускає випадкові викиди параметрів, що задовольняють певній статистиці [9]. Оптимальне визначення мінімуму функціонала нев’язки є критерієм достовірності розрахованої акустичної моделі геологічного середовища.

Якщо коротко оцінити значущість інверсійних перетворень, то достатньо взяти до уваги той факт, що всі необхідні параметри для процедури інверсії задає оператор, і вже це дає право робити висновок щодо суб’єктивності результатів інверсії, кваліфікації та рівня знань про досліджуваний об’єкт інтерпретатора. Це не є недоліком, оскільки на практиці переваг у інверсії значно більше, і тому вона є невід’ємною частиною всіх сучасних інтерпретаційних систем.

Оцінка плюсів і мінусів інверсії не є предметом дослідження цієї статті. Закцентуємо увагу на тому, що, незважаючи на різноманіття алго-

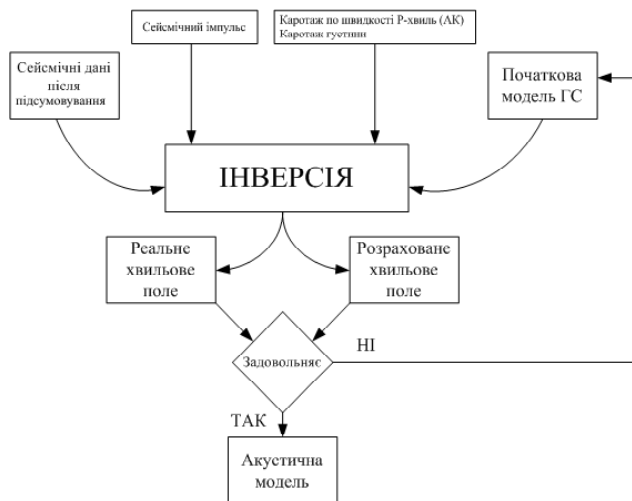


Рис. 2. Схема реалізації сейсмічної інверсії

ритмів інверсії, їх об'єднує використання тонкошаруватої моделі геологічного середовища з не-нахиленими та нахиленими межами відбиттів. Саме модель тонкошаруватого геологічного середовища в різних математичних моделях кінематичного змісту формує підхід до розв'язання обернених задач сейсморозвідки та забезпечує певний відсоток достовірності отриманих розв'язків з визначення швидкісних і петрофізичних параметрів геологічного середовища.

Однак математичні моделі тонкошаруватого геологічного середовища кінематичного змісту не містять інформації про фізичні параметри шарів. На погляд авторів, найближчою до реального геологічного середовища є інформаційна модель геологічного середовища (ІМГС) [6]. З точки зору ІМГС, внутрішня загальна механічна (пружна) енергія середовища із зосередженими пружними фізико-механічними параметрами визначається інформаційною моделлю суцільного середовища (ІМСС):

$$E_0 = e_0 w_0, \quad (1)$$

де  $e_0 = \rho_0 V_{p_0}^2$  – енергетична щільність середовища;  $w_0$  – одиничний його об'єм;  $\rho_0$ ,  $V_{p_0}$  – густина та швидкість поширення хвиль у об'ємі  $w_0$ .

У процесі осадонагромадження одиничний об'єм  $w_0 = l_0 S_0$ , де  $l_0$  і  $S_0$  – висота і площа основи об'єму  $w_0$  на поверхні Землі, поглиблюється на глибину  $L$ , що супроводжується зменшенням  $w_0$  до  $w_L$  і збільшенням  $e_0$  до  $e_L$ , а над  $S_0$  до поверхні Землі – утворенням об'єму  $W = S_0 L$  (рис. 3).

У кінцевому об'ємі суцільного середовища, одиничний об'єм якого має сталі пружні фізико-механічні параметри і який в процесі осадонагромадження підлягає геостатичному стиску, загальна пружна внутрішня енергія дорівнює [6]:

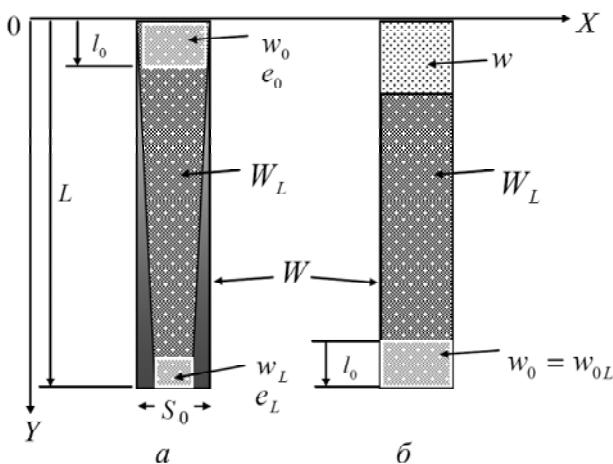


Рис. 3. Схеми осадонагромадження: а – реальна; б – еквівалентна;  $w_0$  – одиничний об'єм середовища;  $w_L$  – величина об'єму на глибині  $L$ ;  $W_L$  – реальна форма об'єму  $W$  за поступового всебічного стискування;  $W$  – сталий об'єм на глибині  $L$  над  $S_0$ ;  $w = W - W_L$  – звільнений об'єм;  $w_{0L}$  – об'єм  $w_0$  на глибині  $L$

$$E_0(w) = \iiint_w \left\{ \iiint_w \frac{\partial E_0}{\partial w_0} \left( -\frac{1}{w} \right) \partial w \right\} \partial w, \quad (3)$$

де  $\partial E_0 / \partial w_0 = e_{n_0}$  – енергетична щільність геологічного середовища на поверхні Землі, Дж/м<sup>3</sup>. Енергетична щільність 1 м<sup>3</sup> у кінцевому об'ємі середовища розподілена за нормальним геостатичним законом [14]:

$$e_{n_0}(L) = e_{n_0} \left\{ 1 + \ln \left[ 1 + \frac{E_r(L)}{E_0(L)} \right] \right\}, \quad (4)$$

де  $E_r(L)$  – геостатична енергія над 1 м<sup>2</sup> поверхні  $S_0$ , яка розміщується на глибині  $L$ , Дж;  $E_0(L)$  – загальна внутрішня пружна (механічна) енергія  $w_0 = 1$  м<sup>3</sup> на глибині  $L$ , Дж.

Рівняння (4) моделює зміну енергетичного стану геологічного середовища залежно від зміни геостатичної енергії, в результаті якої утворюється детермінований у вертикальному напрямку розподіл пружних фізико-механічних параметрів (модуля Юнга і густини) в  $w_0 = 1$  м<sup>3</sup>, а геостатична енергія перетворюється у внутрішню загальну механічну енергію геологічного середовища. Підтвердження правильності ІМГС перевірено зіставленням середніх і пластових швидкостей поширення поздовжніх хвиль, отриманих теоретично за моделлю (4) і експериментально за сейсмокаротажними даними у свердловинах Кобзівського (св. 4-и), Мачушанського (св. 2-и), Дробішівського (св. 4-и), Байрацького (св. 1-а), Абазівського (св. 3-и) родовищ.

У рамках вищеописаної моделі оцінка глибинних ефективних пружних фізико-механічних параметрів, як і розташування коефіцієнтів відбиття на сейсмічних розрізах геологічного середовища, побудована на тому факті, що пружні фізико-механічні параметри земної поверхні і сейсмоприймача є незмінними. Тому вводять дві гіпотези. Перша – стохастична і нестационарна синхронна осциляція фізичної системи датчик–поверхня півпростору (Д–ПП) зумовлена потоком відбитих сейсмічних імпульсів з різною енергією. Друга – осциляція системи Д–ПП має однозначне відображення на осциляцію системи зі сталими еквівалентними пружними фізико-механічними параметрами, відповідними заданій енергії. Іншими словами, система Д–ПП однозначно еквівалентна системі датчик–еквівалентний півпростір (Д–ЕП). З метою визначення параметрів фізичної системи Д–ЕП запишемо закон збереження заданої енергії для осцилятора у вигляді

$$\xi = T + U, \quad (5)$$

де  $T = \frac{1}{2} m \dot{x}^2$  – кінетична енергія системи;  $U = \frac{1}{2} \mu x^2$  – потенціальна енергія системи;  $m$  – маса;  $\mu$  – коефіцієнт жорсткості.

Для коливної системи можливі два стани:  
 $\frac{d\xi}{dt} = 0$  та  $\frac{d\xi}{dt} \neq 0$ .

Розглянемо перший випадок для невідомих параметрів маси та жорсткості системи Д–ЕП у вигляді

$$\begin{aligned} \frac{d\xi}{dt} &= m\ddot{x} + \mu\dot{x}, \\ T\ddot{x} + U\dot{x} &= 0. \end{aligned} \quad (6)$$

Розв'язком рівняння (6) є функція переміщення центру осцилятора залежно від заданої енергії і часу [14]:

$$x(\xi, t) = x_0 \left\{ \left( \frac{\xi}{\xi - 0,5\mu x^2(\xi, t)} \right) \frac{V_0}{x_0} (t - t_0) + 1 \right\}^{1/\left( \frac{\xi}{\xi - 0,5\mu x^2(\xi, t)} \right)}. \quad (7)$$

Запишемо співвідношення (7) у вигляді

$$\begin{aligned} \ln \left[ \frac{x(\xi, t)}{x_0} \right] &= \frac{1}{\left( \frac{\xi}{\xi - 0,5\mu x(\xi, t)^2} \right)} \times \\ &\times \ln \left\{ \left( \frac{\xi}{\xi - 0,5\mu x(\xi, t)^2} \right) f(t) + 1 \right\}, \end{aligned} \quad (7a)$$

де  $f(t) = \frac{V_0}{x_0} (t - t_0)$ , або

$$\begin{aligned} \frac{\xi}{\xi - 0,5\mu x^2(\xi, t)} \ln \left[ \frac{x(\xi, t)}{x_0} \right] - \\ - \ln \left\{ \xi \cdot f(t) + \xi - 0,5\mu x^2(\xi, t) \right\} + \ln \left\{ \xi - 0,5\mu x^2(\xi, t) \right\} = 0. \end{aligned} \quad (7b)$$

Продиференціюємо рівняння (7b) по  $\mu$ , обчислимо значення  $\mu$  з рівняння

$$\begin{aligned} - \frac{\xi \cdot \ln \left[ \frac{x(\xi, t)}{x_0} \right]}{\left[ \xi - 0,5\mu x(\xi, t)^2 \right]^2} - \\ - \frac{-0,5x(\xi, t)^2}{\left[ \xi \cdot f(t) + \xi - 0,5\mu x(\xi, t)^2 \right]} + \frac{-0,5x(\xi, t)^2}{\left[ \xi - 0,5\mu x(\xi, t)^2 \right]} = 0 \end{aligned}$$

у вигляді

$$\mu = \frac{2\xi}{x^2(\xi, t)} \left\{ 1 + \frac{f(t)\eta(x(\xi, t))}{\eta(x(\xi, t)) + f(t)} \right\},$$

де  $\eta(x(\xi, t)) = \ln \left[ \frac{x(\xi, t)}{x_0} \right]$ .

Згідно з рівнянням (5), для маси  $m$  отримуємо:

$$m = - \frac{2\xi}{\dot{x}^2(\xi, t)} \left\{ \frac{f(t) \cdot \eta(x(\xi, t))}{\eta(x(\xi, t)) + f(t)} \right\},$$

$$\text{де } f(t) = - \left\{ \frac{\eta(x(\xi, t)) \dot{x}^2(\xi, t)}{\omega^2 x^2(\xi, t) \cdot \eta(x(\xi, t)) + \dot{x}^2(\xi, t) [\eta(x(\xi, t)) + 1]} \right\}.$$

З метою фізичної ідентифікації ІМГС (як моделі безперервного півпростору з розподіленими пружними фізико-механічними параметрами) з моделлю тонкошаруватого (дискретного) півпростору (як моделі півпростору із зосередженими пружними фізико-математичними параметрами) в частині дослідження механізму поширення поздовжньої хвилі в гірському масиві з урахуванням особливостей впливу неоднорідності енергетичного стану за глибиною геологічного середовища на швидкісний годограф було розроблено модель пружного півпростору, в основі якої закладено систему загасаючих осциляторів [11, 15] (рис. 4).

Для моделювання напівпружного півпростору в просторі станів використано матричне рівняння з урахуванням діючих сил для фізичної системи (рис. 4) у вигляді

$$M \ddot{X} + Q \dot{X} = K X + F(t), \quad (8)$$

де  $M$ ,  $Q$ ,  $K$  – відповідно діагональні матриці мас, коефіцієнтів загасання та коефіцієнтів жорсткості осциляторів [15].

Згідно з ІМГС, енергетичну щільність  $1 \text{ м}^3$  середовища на глибині  $L$  визначаємо за рівнянням (4). З урахуванням того що  $e_0 = \rho_0 V_0^2$  – енергетична щільність гірського масиву на земній поверхні, Дж/м<sup>3</sup>, де  $\rho_0$ ,  $V_0^2$  – щільність та швидкість поширення  $P$ -хвилі на поверхні відповідно;  $E_r(L) = 0,25\rho_0 g L^2 S_0$  – геостатична енергія над  $1 \text{ м}^2$  поверхні  $S_0$ , яка утворена на глибині  $L$ , Дж ( $0,25$  – феноменологічний коефіцієнт для швидкостей вертикального сейсмічного профілювання, визначений експериментально [6, 14]);  $E_m(L) = \rho_0 V_0^2(L) w_0$  – загальна внутрішня механічна пружна енергія  $1 \text{ м}^3$

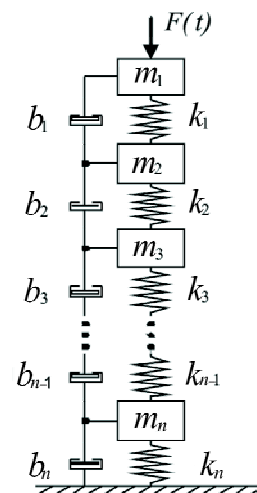


Рис. 4. Фізична модель непружного півпростору:  $m_1, m_2, \dots, m_n$  – маси елементарних частинок середовища;  $k_1, k_2, \dots, k_n$  – коефіцієнти жорсткого зв'язку між частинками середовища;  $b_1, b_2, \dots, b_n$  – коефіцієнти загасання



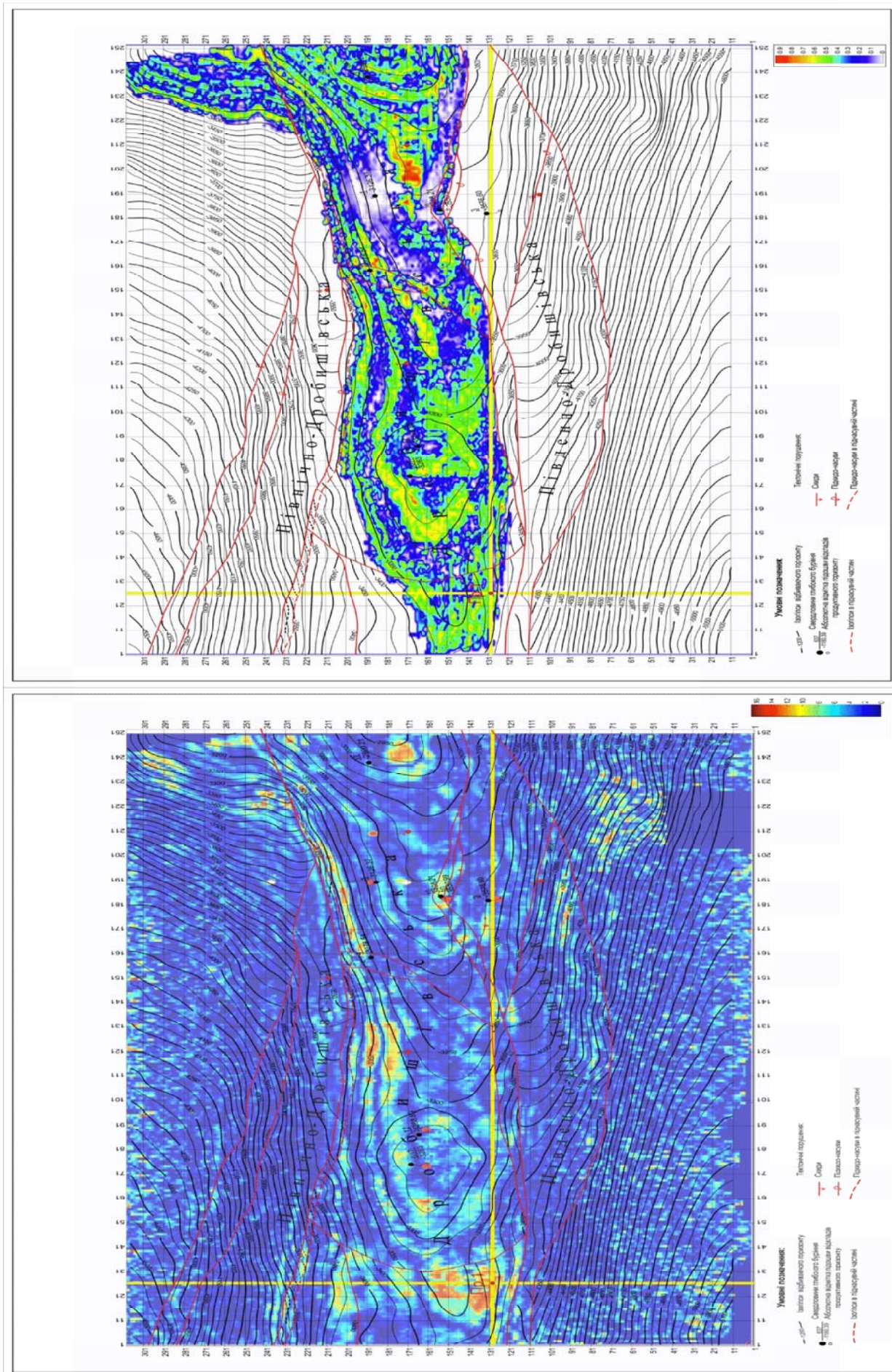


Рис. 5. Характеристики розподілу пористості геологічного середовища, визначені за методом енергетичного аналізу хвильового поля і системою Retel

середовища на глибині  $L$ , Дж;  $w_0$  – одиничний об’єм,  $m^3$ ;  $V_p(L)$  – середня швидкість поширення поздовжньої пружної хвилі на глибині  $L$ , запишемо, використавши рівняння (4):

$$e(L) = \rho_0 V_p^2 \left\{ 1 + \ln \left[ 1 + E_r(L) / E_m(L) \right] \right\}. \quad (9)$$

Відповідно до [6, 14], середню швидкість поширення  $P$ -хвилі в однорідному геологічному середовищі визначаємо за рівнянням

$$V_{p, \text{ср}}(L) = \sqrt{e(L) / \rho_0}. \quad (10)$$

Пластову швидкість поширення  $P$ -хвилі в однорідному геологічному середовищі обчислюємо за рівнянням

$$V_{p, \text{пл.одн}}(L) = \frac{dV_{p, \text{ср}}(L)}{dt} t(L) + V_{p, \text{ср}}(L). \quad (11)$$

Щодо визначення пластової швидкості неоднорідного середовища приймаємо положення, яке виходить з уявлення про характер поширення  $P$ -хвилі в неоднорідному середовищі [15], згідно з яким визначаємо її за виразом:

$$V_p(t) = V_{p, \text{пл.одн}} + V_{\text{дат.норм}}, \quad (12)$$

де  $V_{\text{дат.норм}}$  – нормована фазова швидкість  $P$ -хвилі на земній поверхні, м/с.

Деформація тіл є наслідком того, що напруження від зони впливу зовнішньої сили поширюється у тілі з кінцевою швидкістю, яка пов’язана з пружними модулями та густиною. Реєструючи поширення напружень у гірському масиві, тобто швидкість поширення пружної хвилі, можна виявити розбіжності у фізичних властивостях гірських порід.

Відповідно до класичного хвильового рівняння, швидкість поширення поздовжніх хвиль [4]

$$V_p(t) = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{(1-\sigma)}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}}, \quad (13)$$

де  $E$  – модуль Юнга;  $\rho$  – густина;  $\sigma$  – коефіцієнт Пуассона.

Відношення потенціальної енергії до кінетичної енергії  $P$ -хвилі в однорідному енергетично середовищі визначається сталою величиною для середнього значення  $\sigma_0$  коефіцієнта Пуассона [12]:

$$\frac{(1-\sigma_0)}{(1+\sigma_0)(1-2\sigma_0)} = \frac{2}{\sqrt{3}}$$

або, враховуючи (13):

$$V_{p, \text{пл.одн}} = \sqrt{\frac{E}{\rho_0} \frac{2}{\sqrt{3}}}.$$

Тоді із відношення  $V_{p, \text{пл.одн}} / V_p$  знаходимо коефіцієнти Пуассона в геологічному середовищі:

$$\sigma_{1,2} = 0,5A \left( -1 - \sqrt{1 + \frac{4}{A}} \right),$$

де

$$A = \frac{3\sqrt{3}}{10} - \frac{\sqrt{3}}{4} \frac{V_{p, \text{пл.одн}}^2}{V_p^2(t)}.$$

Для розрахунку густини насамперед слід визначити миттєву загальну задану енергію осцилятора: Д–ЕП. Повну енергію осцилятора Д–ЕП розраховуємо, розв’язавши рівняння (7) моделі ІМГС. Тоді рівняння для визначення густини має вигляд

$$\rho = -\frac{2}{V_p^2} \left\{ \frac{f(t) \cdot \ln[B(t)]}{\ln[B(t)] + f(t)} \right\} \rho_0 V_{p0}^2 \times \left\{ 1 + \ln \left[ 1 + \frac{0,25 g t^2 S_0}{w_0} \right] \right\} k_{\text{неодн}}, \quad (14)$$

де

$$f(t) = - \left\{ \frac{\ln[B(t)]}{f_{\text{клас}}^2 \frac{B(t)^2 t_0^2}{V_p^2} \ln[B(t)] + \ln[B(t)] + 1} \right\};$$

$$f_{\text{клас}} = \frac{\arcsin(B(t))}{2\pi \cdot \Delta t};$$

$B(t)$  – нормований сейсмічний сигнал.

Знаючи густину та пластову швидкість, визначаємо акустичний імпеданс і пористість для розуцільнених порід:  $Ai = \rho V_p$ ;  $\theta = \frac{\rho_0 - \rho}{\rho_0} 100\%$ , де  $\rho_0$  – задана густина геологічного середовища на поверхні Землі. На рис. 5 показано результати розподілу пористості у продуктивному горизонті, визначені на основі енергетичних уявлень та розраховані у програмній системі Petrel, за даними рекомендованої пошукової свердловини 1 пр. і пробурених свердловин.

#### Висновки.

1. Енергетичний підхід без використання даних геофізичних досліджень свердловин (ГДС), розв’язання задачі інверсії наземної сейсморозвідки в частині визначення і розподілу параметра “пористість шарів геологічного середовища на рівні продуктивного пласта МЗ” дає аналогічні результати, що і програмна система Petrel з використанням даних ГДС по 6 свердловинах.
2. Інверсія хвильового поля, спираючись на інформаційну модель геологічного середовища і енергетичні уявлення щодо збудження, поширення та реєстрації сейсмічної хвилі, формує новий напрям технології інверсійних перетворень, які дають точнішу і ширшу інформацію щодо петрофізичних параметрів геологічного середовища та їх розподілу в ньому.

Крім того, на основі інформаційної моделі геологічного середовища з анізотропією геостатичної енергії визначено середню та інтервальну швидкості поширення  $P$ -хвилі для однорідного та неоднорідного середовища до заданої глибини. За рівнянням фізичного осцилятора із заданою енергією розраховано густину та її розподіл у геологічному середовищі. На основі інформаційної моделі геологічного середовища з енергетичною ізотропією визначено коефіцієнт Пуассона, акустичний імпеданс, пористість та їх розподіл у геологічному середовищі.

1. *Ампілов Ю.П.* Почти все о сейсмической инверсии / [Ю.П. Ампілов, А.Ю. Барков, И.В. Яковлев, К.Е. Филиппова, И.И. Приезжев] // Технологии сейсморазведки. Ч. 1. – 2009. – № 4. – С. 3–16.
2. *Алексеев А.С.* Обратные динамические задачи сейсмологии / Алексеев А.С. // Некоторые методы и алгоритмы интерпретации геофизических данных. – М.: Наука, 1967. – С. 9–84.
3. *Ампілов Ю.П.* Сейсмическая интерпретация: опыт и проблемы / Ампілов Ю. П. – М.: Геоинформмарк, 2004. – 278 с.
4. *Бондарев В.И.* Анализ данных сейсморазведки / В.И. Бондарев, С.М. Крылатков. – Екатеринбург, 2002. – 212 с.
5. *Воскресенский Ю.Н.* Изучение изменений амплитуд сейсмических отражений для поисков и разведки залежей углеводородов / Воскресенский Ю.Н. – М.: Изд-во Рос. гос. ун-та нефти и газа им. И.М. Губкина, 2001. – 68 с.
6. *Дудля М.А.* Автоматизация процессу буріння / М.А. Дудля, В.М. Карпенко, О.А. Гриняк, Цзян Гошен. – Дніпропетровськ: Вид-во Нац. гірнич. університету, 2005. – 207 с.
7. *Кондратьев О.К.* Система анализа и обработки сейсмограмм с элементами искусственного интеллекта / О.К. Кондратьев // Геофизика. Спецвып. Технологии сейсморазведки. – 2003. – № 2. – С. 144–150.
8. *Кондратьев О.К.* Идеология и средства обработки сложных сейсмических материалов / О.К. Кондратьев // Геофизика. – 1998. – № 5. – С. 3–17.
9. *Кашцев Д.Е.* Использование имитационного аннилинга для инверсии данных сейсморазведки / Д.Е. Кашцев, Д.Г. Киринос // ЕАГО “Геофизика”. Спец. вып. Технологии сейсморазведки. – 2002. – № 1. – С. 75–80.
10. *Карпенко В.М.* Аналіз динамічних параметрів руху фізичного осцилятора з заданою енергією на основі енергоінформаційного підходу / В.М. Карпенко, Ю.П. Стародуб, О.В. Карпенко // Геодинаміка. – 2007. – № 1(6). – С. 77–79.
11. *Карпенко О.В.* Аналіз та інтерпретація сейсмічних розрізів за допомогою системи комп’ютерної математики Matlab для сейсморозвідки / О.В. Карпенко, В.М. Карпенко // Там само. – 2008. – № 1(7). – С. 128–133.
12. *Карпенко В.Н.* Энергоинформационный подход к вопросу оценки горизонтальной составляющей волнового поля по данным 1-D сейсмического эксперимента / [В.Н. Карпенко, Ю.П. Стародуб, В.Н. Стасенко, А.И. Билоус] // Bul. Ins. geol. Seismol. Acad. științe a Moldovei. – 2006. – № 2. – С.14–27.
13. *Разин А.В.* Применение геофизики при изучении месторождений нефти и газа / А.В. Разин. – Центр профессиона. переподготовки специалистов нефтегаз. дела ТПУ. – Томск, 2004. – 339 с.
14. *Стасенко В.М.* Техніка і технологія оцінювання та прогнозування геобаричного та напружено-деформованого стану гірського масиву під час буріння глибоких нафтових і газових свердловин / В.М. Стасенко, В.М. Карпенко, М.І. Козаченко // Нафт. і газ. пром-сть. – 2008. – № 3. – С. 21–25.
15. *Стародуб Ю.П.* Дослідження пружного півпростору на основі математичної моделі простору станів / Ю.П. Стародуб, О.В. Карпенко // Наук. вісн. Держ. ун-ту безпеки життєдіяльності. – 2010. – № 3. – С. 23–30.
16. *Телегин А.Н.* Методика сейсморазведочных работ МОВ и обработка материалов / Телегин А.Н. – Л.: Недра. – 1991. – 239 с.
17. *Debeye H.W.J.* Stochastic Inversion / H.W.J. Debeye, E. Sabbah, P.M. Van Der Made // Ann. Int. SEG meeting. – 1996. – 65th.
18. *Haas A.* Geostatistical inversion – a sequential method of stochastic reservoir modeling constrained by seismic data / A. Haas, O. Dubrule // First Break. – 1994. – № 12. – P. 561–569.
19. *Hampson P.P.* Use of multiattribute transforms to predict log properties from seismic data / P.P. Hampson, J.S. Schuelke, J.A. Quirein // Geophysics. – 2001. – № 66. – P. 220–236.
20. *Tal-Virskiy B.B.* High resolution prediction of acoustic impedances below bottom-of-hole / B.B. Tal-Virskiy, A.A. Tabakov // Geophys. Prospect. – 1983. – № 31. – P. 225–236.
21. *Ma X.-Q.* Simultaneous inversion of prestack seismic data for rock properties using simulated annealing // Geophysics. – 2002. – Vol. 67, № 6. – P. 1877–1885.

Інститут геофізики ім С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

Надійшла до редакції 20.03.2012 р.

## **ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ ПОДХОД К АНАЛИЗУ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ КАК КОНЦЕПЦИЯ ИНВЕРСИИ ДАННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ**

Рассматривается общая концепция современных методов инверсии и концепция инверсии данных сейсморазведки, построенная на энергетических представлениях о возбуждении, распространении и регистрации упругих волн, которая позволяет проводить расчет средней и интервальной скорости распространения продольной волны, а также плотность, пористость, акустический импеданс, коэффициент Пуассона исследуемой среды. Предложенный метод дает возможность осуществлять обратное динамическое преобразование данных сейсмотрассы в геологический разрез.

**Ключевые слова:** энергетический метод, волновое поле, геофизические параметры, геологическая среда, инверсия, сейсморазведка.

## **ENERGY APPROACH TO THE ANALYSIS OF THE WAVE FIELD AS A CONCEPT OF THE SEISMIC DATA INVERSION**

The article discusses a general concept of the modern methods of inversion and a concept of the seismic data inversion based on the concepts of energy excitation, propagation and recording of elastic waves, which allows to calculate average and interval velocity of longitudinal waves, as well as density, porosity, acoustic impedance, Poisson's ratio of the observable environment. The proposed method makes it possible to reverse the dynamic transformation of seismic traces data into geological section.

**Keywords:** energy method, wave field, geophysical parameters, geological environment, inversion, seismic exploration.