

Список скорочень

АК	– акустичний каротаж
АРП	– автоматичне регулювання підсилення
ВНК	– водонафтовий контакт
ВСП	– вертикальне сейсмічне профілювання
ВЧР	– верхня частина розрізу
ГДС	– геофізичні дослідження свердловин
ГНК	– газонафтовий контакт
ГРР	– геологорозвідувальні роботи
ДДЗ	– Дніпрово-Донецька западина
ЕОМ	– електронно-обчислювальна машина
МВХ	– метод відбитих хвиль
МЗХ	– метод заломлених хвиль
МСГТ	– метод спільної глибинної точки
МСХ	– метод сейсмічних хвиль
ПВ	– пункт вибуху
ПП	– пункт прийому
СГТ	– спільна глибинна точка
СК	– сейсмокаротаж
СПВ	– спільний пункт вибуху
СПП	– спільний пункт прийому
ССТ	– спільна середня точка
ФАК	– функція автокореляції
ФВЧ	– фільтр високих частот
ФНЧ	– фільтр низьких частот
AVO-аналіз	<i>(Amplitude Versus Offset)</i> – аналіз характеру залежності амплітуди від величини віддалення на деяких інтервалах сейсмічного часового розрізу використовується для отримання відомостей про наявність (або відсутність) вуглеводнів у даному інтервалі розрізу
AWGN	<i>(Additive white Gaussian noise)</i> – адитивний білий гаусівський шум, який впливає на передачу інформації до каналу
F-K	– частотно-хвильовий фільтр
SEG-Y	– <i>Seismic exploration geophysicists</i> . Формат із послідовно розташованими трасами (демультиплексний), розроблений для зберігання повністю або частково оброблених сейсмічних даних

Вступ

Обробка – процес послідовного перетворення вхідних (апріорних, польових) даних сейсмічних записів у сейсмічний розріз (сейсмічне відображення) досліджуваного геологічного середовища. Це зображення і необхідно отримати у процесі обробки сейсмічних матеріалів.

Обробка – другий етап у проведенні сейсмічних робіт. За її результатами виконується геологічна інтерпретація. Як апріорні дані для обробки використовуються результати польових сейсмічних робіт – сейсмічні записи, що зареєстровані на площі досліджень із певної системи спостережень. Результатом обробки є сейсмічний розріз геологічного середовища, що вивчається. Сейсмічний розріз – це не геологічний розріз, а його сейсмічне зображення (сейсмічна "фотографія").

Обробка ґрунтується на фізичних особливостях розповсюдження пружних хвиль у середовищі. Вона вирішує обернену задачу сейсморозвідки – визначає зміну пружних властивостей у геологічному середовищі, досліджується за сейсмічними записами, які отримані в результаті збудження та реєстрації пружних хвиль на його поверхні (або свердловині). Перевірка правильності виконаної обробки може проводитися за допомогою вирішення прямої задачі, яка полягає в розрахунку хвильової картини за відомим розподілом пружних властивостей у середовищі й заданого положення джерел та приймачів.

Під час вибору оптимальної методики спостережень необхідно вирішити задачу, яка полягає в реєстрації сейсмічних записів з оптимальними параметрами: кроком квантування за часом і відстанню, набором віддалених 3D-сейсмограм ССТ (спільна середня точка) у кожному біні (бін – сейсмічна одиниця) (у MBX і MZX), щоб не тільки зареєструвати корисні хвилі від всіх геологічних об'єктів середовища, але і створити умови для виділення цих хвиль. Оптимальність обробки полягає в тому, щоб повністю реалізувати ті можливості, які були закладені при польових спостереженнях: виділити корисні

хвилі й визначити за ними сейсмічні властивості досліджуваного геологічного середовища.

В обробку можуть надходити матеріали, отримані в результаті проведення за різною методикою робіт: 3D-роботи, профільні, багатократні та однократні спостереження. Залежно від цього змінюються можливості обробки й отримані результати.

Сейсмічним записам притаманна значна кількість інформації, зокрема, за їх допомогою можна визначити зміну сейсмічної властивості середовища, параметри й положення джерела коливань, особливості будови та параметри верхньої частини розрізу. Ця інформація притаманна різним хвилям, включаючи корисні та хвилі-завади, від поверхневих до кратних відбиттів. Зі всієї цієї інформації у процесі обробки необхідно отримати відомості про сейсмічні властивості глибинного середовища, зокрема визначити часи приходу і амплітуди корисних хвиль. Із більшості інформації у процесі обробки необхідно виділити лише ту частину, яка становить геологічний інтерес. Інколи на записі переважають хвилі-завади, тобто частина інформації про сейсмічні властивості глибинного середовища дуже мала порівняно з інформацією про верхню частину розрізу, параметри і положення джерела коливань.

Можливості сейсморозвідки з вивчення сейсмічних властивостей геологічного середовища закладаються у процесі польових робіт, а реалізуються під час обробки отриманих матеріалів. В обробці не можна отримати інформації більше, ніж зареєстровано при проведенні польових робіт, але можна "витягнути" всю або майже всю інформацію, яка вміщується в апріорних матеріалах.

У результаті проведення польових робіт, незалежно від методу й методики, що застосовується, отримують набір сейсмічних записів $A_i(M_i, N_i, t)$ – амплітуди хвиль, які зареєстровані при певних положеннях джерел $M_i(X, Y, Z)$ і приймачів $N_i(X, Y, Z)$ у внутрішніх точках середовища або при дослідженнях біля денної поверхні (на морі чи суші), відповідно $M_i(X, Y)$ та $N_i(X, Y)$. Мінімальною одиницею вимірювання матеріалу, який надходить в обробку, є один сейсмічний запис, отриманий при певному положенні джерела і приймача, який уміщує корисні хвилі, що зумовлені особливостями досліджуваного об'єму гео-

логічного середовища, а також різноманітні сейсмічні завади, які сформовані внаслідок фізичних процесів при розповсюдженні пружних хвиль у реальному сейсмічному середовищі. До перерахованих хвиль також додаються завади, пов'язані з технологією та технікою робіт, а також випадкові коливання.

Таким чином, сейсмічні записи є результатом накладання регулярних хвиль (корисних і завад) різної амплітуди, форми і випадкових коливань:

$$A(M, N, t) = S(M, N, t) + P(M, N, t) + n(t),$$

де $S(M, N, t)$ – корисні хвилі, наприклад, у МВХ (метод відбитих хвиль) поздовжні (чи поперечні, обмінні), однократні відбиття і дифраговані, зумовлені зміною пружних властивостей геологічного середовища та формою імпульсу прямої хвилі; $P(M, N, t)$ – регулярні хвилі-завади (кратні, поверхневі та інші) і $n(t)$ – випадкові сейсмічні коливання. При цьому передбачається, що адитивні завади додаються до запису, тобто діє принцип суперпозиції хвиль. Майже ніколи не буває так, щоб реєструвалися лише корисні хвилі, дуже рідко в цьому наборі вони переважають, і, навпаки, – часто на записах візуально помітні лише завади. Повний набір сейсмічних записів, які отримані на площі (чи профілі) досліджень за конкретною методикою, слугує вхідним матеріалом для обробки.

Курс з математичної обробки сейсмічних даних допоможе студентам зрозуміти основи методів відбитих хвиль. У посібнику у спрощеній математичній формі дається теорія основних процедур обробки сейсмічних даних. Увагу також приділено виконанню набору практичних завдань, які наведені після кожного розділу.

Готуючи дане видання, за основу було взято такі джерела: (Lindsey, 1982; Hatton et al., 1986; Sheriff and Geldart, 1995; Yilmaz 2001; Veeken 2006), а також інформацію з інтернету та власні публікації й рисунки авторів.

Автори висловлюють щире подяку аспірантці Т. М. Кузьменко за допомогу при оформленні та комп'ютерну верстку рукопису посібника.

Загальнонаукову редакцію підручника здійснено С. А. Вижвою та А. П. Тищенком.

1. Поняття цифрового запису. Реєстрація і подання сигналу в цифровій формі

1.1. Цифровий сейсмичний запис як часова послідовність

Ще Цезар користувався спеціальним шифром для відправлення секретних повідомлень. Спартанці у Стародавній Греції використовували перші криптографічні пристрої. Такі пристрої мали назву "скитала" (scytale – шифр Стародавньої Спарти).

"Скитала" була зроблена із циліндра та смуги папірусного паперу. Паперова смужка упритул була обмотана у спіраль навколо циліндра із дерева. За грецькими правилами, повідомлення були написані по всій довжині циліндра. Коли розмотувався папір, написані літери ставали перемішаними. Таким чином, кур'єри доставляли ці повідомлення командирам у Спартанській бойовій табір. Навіть якщо вороги перехоплювали повідомлення, вони не знали, як згорнути його назад, тому що не мали циліндра із правильним діаметром, щоб поставити букви у правильному порядку.

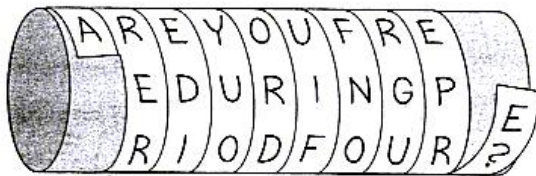


Рис. 1.1. Скитала

Перетворення в цифровий сейсмичний запис виглядає подібним чином.

1.3. Двійкова система числення. Одиниці кількості інформації

Цифровий запис сейсмічних сигналів здійснюється, як правило, у двійковому коді, тобто за двійковою системою числення. Двійкова система числення зручна тим, що в ній використовуються тільки дві цифри **0** і **1**, які доволі просто моделювати електричними елементами ЕОМ. При використанні двійкового коду для запису сейсмограм важливим є поняття розрядності двійкових чисел. Від розрядності залежить точність сейсмічного запису та її динамічний діапазон. Розрядність визначається кількістю розрядів (бітів) у "сейсмічному слові" сейсмотраси.

БІТ, БАЙТ, СЕЙСМІЧНЕ СЛОВО – одиниці інформації в цифровій обробці сейсмічних даних.

БІТ – неподільна одиниця інформації, має тільки два значення **0** або **1**.

БАЙТ – частина машинного слова, що складається із 8 біт (двійкових одиниць).

СЕЙСМІЧНЕ СЛОВО – одиниця сейсмічної інформації, що відповідає одному відліку (дискрету) на сейсмотрасі. Зазвичай, слово складається із 2-х або 4-х байтів. Двобайтове слово називається 16-бітовим або 16-розрядним. Чотирибайтове слово має назву 32-бітове або 32-розрядне.

Таблиця 1.1

"Сейсмічне слово"

Знак	2^1	2^2	2^3	2^4	2^5	2^6	2^7
2^8	2^9	2^{10}	2^{11}	2^{12}	2^{13}	2^{14}	2^{15}

Двобайтове слово в цифровій обробці

Кожна комірка слова відповідає одному біту з логічним значенням **0** або **1**.

Кожен рядок сейсмічного слова – це **1** байт.

1 означає, що в даній комірці наявне число, що дорівнює 2^n .

0 означає, що число в даній комірці відсутнє.

Максимальне значення числа для двобайтового сейсмічного слова – 32768, коли всі біти мають логічне значення, яке дорівнює рівне **1**. Мінімальне значення **0**, коли всі біти **0**.

1.4. Динамічний діапазон сейсмічного запису

Динамічний діапазон запису – це показник якості квантування сейсмічних сигналів за рівнями. Динамічний діапазон сейсмічного запису характеризується виразом

$$D = 20 \cdot \lg(y_{\max} / y_{\min}), \quad (1.1)$$

де y_{\max} і y_{\min} – відповідно максимальне й мінімальне значення сигналу, яке може бути відображене за даної кількості розрядів (тобто чим більша розрядність, тим ширший динамічний діапазон).

Для цифрового запису:

$$D = 20 \cdot \lg(2^n - 2), \text{ дБ}, \quad (1.2)$$

де n – число розрядів.

При $n > 5$ можна вважати

$$D = 20 \cdot \lg 2n \rightarrow 6n, \text{ дБ} \quad (1.3)$$

Польові сейсмостанції, що забезпечують 15-розрядне кодування, мають динамічний діапазон 90 дБ.

1.5. Формат обробки сейсмічного запису SEG-Y (Society of Exploration Geophysists)

Формат SEG-Y є загальноприйнятим міжнародним форматом для обробки та зберігання сейсмічних даних.

Заголовок містить таку інформацію:

1. Площа сейсморозвідувальних робіт.
2. Номер профілю (партія, рік).
3. Кількість сеймотрас і СГТ (спільна глибинна точка).
4. Початковий і кінцевий пікети.
5. Крок дискретизації (м. с).
6. Довжина запису (м. с).



Рис. 1.3. Структура формату SEG-Y

Відмітка кінця файлу
Формат SEG-Y – заголовок траси

ЗАГОЛОВОК ТРАСИ

240 байтів

<i>Номери байтів</i>	<i>Інформація про трасу</i>
1–4	номер траси на профілі
5–8	номер траси на стрічці (диску)
9–12	польовий номер траси
13–16	польовий номер сейсмограми
17–20	номер пункту вибуху (ПВ)
21–24	номер СГТ
25–28	
73–76	координата X на пункті вибуху ПВ
77–80	координата Y на пункті вибуху ПВ
81–84	координата X на ПП
81–85	координата Y на ПП
109–110	час першого відліку
115–116	довжина запису (у відліку)
117–118	крок дискретизації

Решта байтів використовуються для запису і зберігання інформації про м'ютинг, статичні поправки, які вводяться у траси у процесі обробки, про альтитуду (перевищення) пункту вибуху тощо.

Після заголовку йдуть відліки сейсмотраси від 1500 до 10000 відліків.

Контрольні запитання

1. Чим характеризується цифровий сейсмічний запис?
2. Що таке крок дискретизації?
3. Охарактеризуйте процес демультіплексації.
4. У чому полягає математичний сенс процедури демультіплексації?
5. Назвіть одиниці кількості інформації.
6. Що є показником якості квантування сейсмічних сигналів?
7. Охарактеризуйте формат обробки сейсмічного запису SEG-Y.

2. Матричне подання цифрової обробки. Операції з матрицями

2.1. Матрична форма подання сейсмічних записів

У цифровій обробці сейсмічних даних доводиться мати справу з послідовностями, кожен елемент яких є певною послідовністю. У сейсмозвідці такі сукупності послідовностей традиційно розглядаються не окремо, а у вигляді матриць. Вихідна сейсмограма для обробки в матричній формі має такий вигляд:

Матриця сейсмограми для обробки

$$Y_{01}, Y_{02}, Y_{03}, Y_{04}, \dots, Y_{0m}$$

$$Y_{11}, Y_{12}, Y_{13}, Y_{14}, \dots, Y_{1m}$$

$$Y_{21}, Y_{22}, Y_{23}, Y_{24}, \dots, Y_{2m}$$

$$Y_{31}, Y_{32}, Y_{33}, Y_{34}, \dots, Y_{3m}$$

$$Y_{41}, Y_{42}, Y_{43}, Y_{44}, \dots, Y_{4m}$$

.....

$$Y_{n1}, Y_{n2}, Y_{n3}, Y_{n4}, \dots, Y_{nm}$$

де m — номер каналу; n — номер відліку.

У цій прямокутній матриці її стовпці є цифровими записами кожної траси сейсмограми. Таке представлення сейсмограми є універсальним і використовується у всіх алгоритмах обробки сейсмічних даних. Сейсмограми можуть бути різного виду: СПВ – спільного пункту вибуху, СПП – спільного пункту прийому, СГТ – спільної глибинної точки, але при цьому структура матриці не змінюється.

Кожен стовпчик матриці – це завжди сейсотраса.

Якщо матриця має лише один стовпчик (тобто $m = 1$), то сейсмограма називається *одноканальною*.

2.2. Операції з матрицями

Із алгебраїчних дій з матрицями, які виконуються у процесі цифрової обробки, найпопулярнішими є операції *множення*, *транспонування* й *інверсіювання*.

Множення:

$$A = \begin{vmatrix} a_{11} & a_{12} \\ a_{21} & a_{22} \end{vmatrix}; \quad B = \begin{vmatrix} b_{11} & b_{12} \\ b_{21} & b_{22} \end{vmatrix}; \quad (2.1)$$
$$C = A * B = \begin{vmatrix} a_{11}b_{11} + a_{12}b_{21} & a_{11}b_{12} + a_{12}b_{22} \\ a_{21}b_{11} + a_{22}b_{21} & a_{21}b_{12} + a_{22}b_{22} \end{vmatrix}.$$

Операція множення має сенс тоді і тільки тоді, коли матриця **A** має стільки ж стовпців, скільки матриця **B** рядків.

Операція множення двох матриць не є комутативною – при перестановці співмножників місцями елемент змінюється: $A \cdot B \neq B \cdot A$.

Операція множення матриць використовується практично у всіх процедурах обробки: різні види фільтрації, підсилення сигналів, міграція, підсумовування сейсмотрас. Наприклад, у теорії цифрової обробки сейсмічних даних часто використовується така дія, як множення матриці-рядка на матрицю-стовпчик. Добуток таких матриць матиме тільки один рядок і один стовпчик, тобто є скаляром:

$$\begin{vmatrix} a_1, a_2, \dots, a_n \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} b_1 \\ b_2 \\ \vdots \\ b_n \end{vmatrix} = \sum_{i=1}^n a_i b_i. \quad (2.2)$$

Ця операція надзвичайно популярна в алгоритмах згортки сейсмічних сигналів (матриця відбиттів сейсмотраси a_1, a_2, \dots, a_n) з різними фільтрами (матриця коефіцієнтів фільтра b_1, b_2, \dots, b_n).

Транспонування:

Транспонуванням матриці називають заміну у вихідній матриці рядків стовпцями.

$$A = \begin{vmatrix} a_{11} & a_{12} \\ a_{21} & a_{22} \end{vmatrix}; \quad A_T = \begin{vmatrix} a_{11} & a_{12} \\ a_{21} & a_{22} \end{vmatrix} \quad (2.3)$$

У результаті транспонування матриці рядки отримують матрицю-стовпець, а при транспонуванні матриці-стовпця – матрицю-рядок.

Класичним прикладом операції транспонування є процедура демультимплексації польового цифрового запису у формат обробки SEG-Y.

Інверсіювання:

Інверсійованою (звотною) матрицею (A_T) називається матриця, яка, помножена або праворуч, або ліворуч на вихідну матрицю A , дає одиничну матрицю E , у якій елементи мають однакові індекси, рівні 1 , а всі інші рівні 0 .

$$A \cdot A_T = A_T \cdot A = E \text{ - матриця інверсії} \quad (2.4)$$

$$E = \begin{vmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix}.$$

По діагоналі матриці всі елементи з однаковими індексами дорівнюють 1 . Решта елементів інверсійованої матриці рівні 0 .

2.3. Матричне представлення процесу обробки

У цифровій обробці застосовуються операції із прямокутними матрицями, матрицями-рядками і матрицями-стовпцями. Більшість процедур обробки може бути описано з використанням тільки цих типів матриць.

Перетворення вхідної послідовності (сейсмічного запису) x у вихідну послідовність (перетворену) y в загальній формі можна представити виразом:

$$y = L(x), \quad (2.5)$$

де L – оператор обробки, що являє собою сукупність математичних операцій, забезпечує перетворення послідовності x в y .

3. Математичні операції в цифровій обробці

3.1. Операція згортки

Операція згортки є найважливішим і найуживанішим перетворенням у цифровій обробці сейсмічних даних. Вона використовується практично в усіх алгоритмах фільтрації, різних видах регулювання амплітуд, міграційних перетвореннях тощо. Сутність операції згортки можна усвідомити на прикладі перетворення вхідної послідовності $x_t = x_0, x_1, x_2$ у вихідну $y_t = y_0, y_1, y_2$ за допомогою вагової функції, представлені послідовністю $k_t = k_0, k_1, k_2$.

1-й етап	$\frac{x_0, x_1, x_2}{k_2, k_1, k_0}$ $y_0 = k_0 x_0$
2-й етап	$\frac{x_0, x_1, x_2}{k_2, k_1, k_0}$ $y_1 = k_1 x_0 + k_0 x_1$
3-й етап	$\frac{x_0, x_1, x_2}{k_2, k_1, k_0}$ $y_2 = k_2 x_0 + k_1 x_1 + k_0 x_2$
4-й етап	$\frac{x_0, x_1, x_2}{k_2, k_1, k_0}$ $y_3 = k_2 x_1 + k_1 x_2$
5-й етап	$\frac{x_0, x_1, x_2}{k_2, k_1, k_0}$ $y_4 = k_2 x_2$

У результаті проведення описаної операції згортки маємо вихідну послідовність:

$$y_0 = k_0 x_0 \cdot (k_1 x_0 + k_0 x_1); (k_2 x_0 + k_1 x_1 + k_0 x_2);$$

$$(k_2 x_1 + k_1 x_2); k_2 x_2. \quad (3.1)$$

Важливою особливістю згортки є те, що вагова функція бере участь в операції у "переверненому вигляді" (коли індекси x зростають, індекси k зменшуються).

Класична формула згортки для дискретних послідовностей:

$$y_t = \sum_{n=0}^T k_{t-n} x_n. \quad (3.2)$$

Операція згортки має властивість комутативності (перетворення). Це означає, що формулу згортки можна представити у вигляді:

$$y_t = \sum_{n=0}^T x_{t-n} k_n. \quad (3.3)$$

Тут формально як оператор виступає функція x_t , а як функція згортки – k_t . Перетворенню відповідно підлягає функція x_t . Оператор згортки є лінійною операцією, і в інтегральній формі описується інтегралом Дюамеля:

$$y(t) = \int_{T_0}^T k(t - t_1) x(t) dt. \quad (3.4)$$

Лінійним оператором для вхідної послідовності $x(t)$ називається оператор, який задовольняє таким двом властивостям:

$$y(t) = L[x(t)], \quad (3.5)$$

де L – оператор.

1. $L[Ax(t)] = AL[x(t)]$, де A – деяка постійна;
2. $L[x_1(t) + x_2(t)] = L[x_1(t)] + L[x_2(t)]$.

Властивості лінійності говорять про те, що лінійний оператор обробки може бути застосований до кожної функції x_1 і x_2 окремо. Результат на виході перетворення від цього не зміниться.

В області частот операція згортки виглядає як перемноження комплексних спектрів двох функцій:

у часовій області:

$$y_t = x_t * k_t, \quad (3.6)$$

де $*$ – згортка;

у частотній області:

$$Y_\omega = X_\omega * K_\omega.$$

При цьому *амплітудний спектр* функції y_t дорівнює добутку амплітудних спектрів функцій x_t і k_t :

$$C_{\omega}^y = C_{\omega}^x \cdot C_{\omega}^k, \quad (3.7)$$

а фазовий спектр дорівнює сумі фазових спектрів цих функцій:

$$\Phi_{\omega}^y = \Phi_{\omega}^x + \Phi_{\omega}^k. \quad (3.8)$$

Лінійні операції в обробці: диференціювання, інтегрування, частотна фільтрація, підсумовування.

Нелінійні операції в обробці: піднесення до степеня, логарифмування, автоматичне регулювання підсилення, змінна в часі, фільтрація.

3.2. Кореляція часових послідовностей

Кореляційна функція

Поняття кореляційної функції, або функції автокореляції, відіграє найважливішу роль у цифровій обробці сигналів. Загалом оцінкою кореляційної функції є величина:

$$b_{jl} = 1/m \sum_{k=1}^m (x_{kj} - \bar{x}_j)(x_{kl} - \bar{x}_l), \quad (3.9)$$

де x_j і x_l – часові послідовності (сейсмографи); \bar{x}_j і \bar{x}_l – середні значення послідовностей; m – інтервал кореляції (ділянка сейсмографи, на якій розраховується кореляційна функція).

При $x_j = x_l = 0$:

$$b_{jl} = 1/m \sum_{k=1}^m x_{kj} x_{kl}. \quad (3.10)$$

Ця формула дуже схожа на формулу згортки, якщо вважати, що у формулі згортки вагова функція k_t дорівнює згорненому процесу x_t . Між тим існує істотна відмінність між формулою згортки і формулою кореляційної функції. У формулі кореляційної функції не відбувається характерного "перетворення" однієї із функцій x_t .

Кореляційна функція вказує на ступінь зв'язку між центрованими (тобто отриманими після вирахування середнього значення) відліками процесу в моменти часу t_j і t_l .

Поняття стаціонарних випадкових функцій

Найважливішою властивістю будь-якої випадкової функції (часової послідовності, сейсмотраси) є залежність або незалежність її статистичних характеристик від часу.

Математичне сподівання:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{\substack{j=1 \\ \text{const}=0}}^n x_j. \quad (3.11)$$

Дисперсія:

$$d(x) = \frac{1}{n} \sum_{\substack{j=1 \\ \text{const}=0}}^n (x_j - \bar{x})^2. \quad (3.12)$$

Кореляційна функція:

$$b(t_i \cdot t_j) = b(\tau). \quad (3.13)$$

Функція називається *стаціонарною*, якщо її математичне сподівання і дисперсія постійні в часі, а кореляційна функція залежить тільки від різниці $\tau = t_j - t_i$ моментів часу t_j і t_i .

Сейсмічні траси за своєю природою не є стаціонарними: амплітуда запису зменшується з часом t реєстрації за рахунок сферичної розбіжності й поглинання; форма імпульсів окремих сейсмічних хвиль також змінюється за певний час t . Тому на початку обробки виконуються процедури, призначені для того, щоб привести вихідні (польові) записи відповідно до умов стаціонарності.

Функція автокореляції

Математичний зміст функції автокореляції полягає в тому, що часова послідовність (сейсмотраса) корелюється сама із собою:

$$b(t) = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (x_j - \bar{x})(x_{j+t} - \bar{x}), \quad (3.14)$$

Якщо $\bar{x} = 0$, то

$$b(t) = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n x_j x_{j+t}. \quad (3.15)$$

Ця формула також схожа на формулу згортки, але "перетворення" функції x_j не відбувається. Індeksi j у функції x зростають в одному напрямку.

Функція автокореляції характеризує ступінь зв'язку між відліками (сигналами) однієї і тієї самої сейсмотраси на відстані t між ними.

Функція взаємної кореляції

У разі дотримання умов стаціонарності, коли $x = 0$, $d(x) = \text{const}$ оцінка функції взаємної кореляції має такий вигляд:

$$R_{xy}(\tau) = 1/n \sum_{j=1}^n x_j x_{j-\tau}. \quad (3.16)$$

Ця формула також схожа на рівняння згортки. Як і функція автокореляції, функція взаємної кореляції відрізняється від згортки тим, що на одну із послідовностей x_t і y_t при обчисленні взаємної кореляції не "перетворюється"; індекси відліків x_t, y_t зростають в однаковому напрямку.

ПРИКЛАД

$$\text{Для } \tau = 0 \quad \frac{x_1 x_2 x_3}{y_1 y_2 y_3} \\ B_0 = x_1 y_1 + x_2 y_2 + x_3 y_3$$

$$\text{Для } \tau = 1 \quad \frac{x_1 x_2 x_3}{y_1 y_2 y_3} \\ B_0 = x_2 y_1 + x_3 y_2$$

$$\text{Для } \tau = 2 \quad \frac{x_1 x_2 x_3}{y_1 y_2 y_3} \\ B_0 = x_3 y_1$$

Однаковий напрям зростання індексів відліків x_t і y_t при обчисленні функції взаємної кореляції призводить до того, що ця функція, на відміну від операції згортки, не комутативна.

Замість властивості комутативності виконується співвідношення:

$$R_{xy}(\tau) = 1/n \sum_{j=1}^n x_j y_{j-\tau}; \quad (3.17)$$

$$R_{yx}(\tau) = 1/n \sum_{j=1}^n y_j x_{j-\tau}. \quad (3.18)$$

3.3. Деякі властивості кореляційних функцій

Для функції автокореляції стаціонарних процесів:

1) $b(\tau) = b(-\tau)$, тобто $b(\tau)$ функція парна і завжди симетрична відносно ординати $\tau = 0$.

2) $b(0) \geq |b(\tau)|$, тобто ординати кореляційної функції по модулю ніколи не перевищують дисперсії випадкової величини. Це співвідношення є підставою для використання нормованої кореляційної функції.

3) $b(\tau) = b(\tau) / b(0)$ – нормована кореляційна функція при $\tau = 0$ завжди дорівнює **1**, що відповідає максимальній силі зв'язку між відліками випадкового процесу.

Функція взаємної кореляції, на відміну від функції автокореляції, у загальному випадку не симетрична щодо ординати $\tau = 0$ і її максимум у загальному випадку може бути розташований у довільному порядку щодо цієї ординати.

Кореляційні функції мають дуже широке застосування і можуть бути використані в алгоритмах цифрової обробки сейсмічних даних: в алгоритмах зворотної фільтрації (деконволюції) для розрахунку зворотних фільтрів; в алгоритмах когерентної фільтрації; в алгоритмах розрахунку статичних поправок для розрахунку "залишкових зміщень" сейсмічних трас тощо.

Контрольні запитання

1. В яких процедурах використовується операція згортки?
2. Що таке лінійний оператор?
3. Для чого використовується кореляція часових послідовностей?
4. Що таке випадкова функція і які її властивості?
5. Які є властивості кореляційних функцій?

4. Математичні операції в цифровий обробці

4.1. Подання сейсмічних записів у частотній області

Часові послідовності в часовій і частотній області пов'язані парою інтегральних перетворень Фур'є:

$$X(\omega) = 1 / 2\pi \int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{-i\omega t} dt; \quad (4.1)$$

$$x(t) = 1 / 2 \int_{-\infty}^{\infty} X(\omega)e^{i\omega t} d\omega, \quad (4.2)$$

де i – уявна одиниця; $\omega = 2\pi f$ – колова частота.

Ці формули встановлюють однозначну відповідність між поданням $x(t)$ сигналу в часовій області та його поданням $X(\omega)$ в області частот.

Дискретним часовим послідовностям $x_t = x_0, x_1, x_2, \dots, x_{n-1}$ відповідають в області частот послідовності $X_\omega = X_1, X_2, \dots, X_\Omega$, пов'язані з x_t парою дискретних перетворень Фур'є:

$$X_\omega = 1 / 2\pi n \sum_{t=0}^{n-1} x_t e^{-j\omega t}; \quad (4.3)$$

$$x_t = 1 / \Omega \sum_{\omega=\Omega}^{\Omega} x_\omega e^{j\omega t}. \quad (4.4)$$

Відповідно до формули Ейлера:

$$e^{-j\omega t} = \cos \omega t - i \cdot \sin \omega t; \quad (4.5)$$

$$e^{j\omega t} = \cos \omega t + i \cdot \sin \omega t.$$

З урахуванням цих співвідношень формули (4.3) і (4.4) можна представити у вигляді:

$$X_\omega = 1 / 2\pi n \sum_{t=0}^{n-1} x_t \cos \omega t - i / 2\pi n \sum_{t=0}^{n-1} x_t \sin \omega t; \quad (4.6)$$

$$x_t = 1/\Omega \sum_{\omega=-\Omega}^{\Omega} X_{\omega} \cos \omega t + i/\Omega \sum_{\omega=-\Omega}^{\Omega} X_{\omega} \sin \omega t. \quad (4.7)$$

У формулі (4.6) виокремлюється частина:

$$\operatorname{Re}_{\omega} = 1/2\pi n \sum_{t=0}^{n-1} x_t \cos \omega t; \quad (4.8)$$

$$\operatorname{Im}_{\omega} = 1/2\pi n. \quad (4.9)$$

Ці формули являють собою вихідну послідовність $x = x_0, x_1, x_2$ як суму кінцевого числа гармонійних складових – синусоїд і косинусоїд, які мають частоти $\omega = 0, 1, 2, \dots, \Omega$ амплітуди X_{ω} і фазові зсуви φ_{ω} , які визначаються співвідношенням:

$$\operatorname{tg} \varphi_{\omega} = \operatorname{Im}_{\omega} / \operatorname{Re}_{\omega}. \quad (4.10)$$

У такий спосіб рівняння (4.6) і послідовність $X_{\omega} = X_0, X_1, X_2, \dots, X_{\Omega}$ описує спектральний склад вихідної послідовності $x_t = x_0, x_1, x_2$, тобто є комплексним спектром цієї послідовності.

Послідовність величин:

$$C_{\omega} = \sqrt{R_{\omega}^2 \omega + I_{\omega}^2}, \quad (4.11)$$

де $\omega = 0, 1, 2, \dots, \pm \Omega$ становить амплітудний спектр послідовності x_t .

Послідовність величин φ_{ω} становить фазовий спектр послідовності x_t .

4.2. Математичний та фізичний зміст перетворення Фур'є

Приклад одиничної функції:

$$x_t = \begin{cases} 1, & t = 0 \\ 0, & t \neq 0 \end{cases}. \quad (4.12)$$

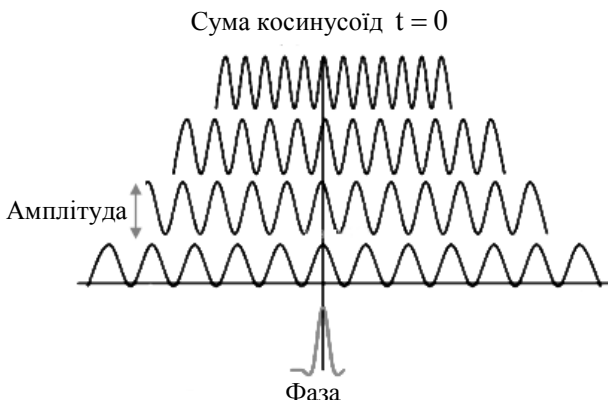


Рис. 4.1. Приклад одиначної функції

У точці $t = 0$ косинусоїди підсумовуються без зсуву фази і дають єдину ненульову ординату; у всіх інших точках $t = \pm 1, \pm 2, \pm 3$ сума косинусоїд дорівнює 0 .

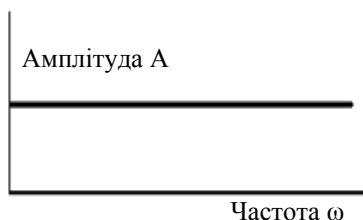


Рис.4.2. Амплітудний спектр одиначної функції

Одиначна функція має "білий" амплітудний спектр, тобто амплітуда складників її косинусоїд на всіх частотах однакова. Фазовий спектр одиначної функції дорівнює 0 (це впливає із формули (4.10), де уявна частина Im_{ω} у чисельнику завжди дорівнює 0). На

рисунок видно, що косинусоїди підсумовуються без фазового зсуву, тобто їхні максимальні значення амплітуд на осі ординат завжди мають час $t = 0$.

Математичний зміст перетворення Фур'є полягає в тому, що задану на обмеженому відрізку $t = 0, 1, 2, \dots, n$ часову послідовність $x_t = x_0, x_1, x_2, \dots, X_n$ можна представити сумою нескінченно протяжних синусоїд і косинусоїд.

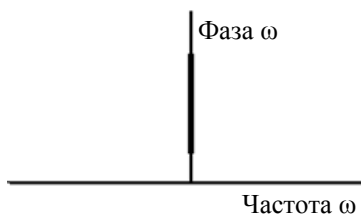


Рис. 4.3. Фазовий спектр одиначної функції

Фізичний зміст перетворення Фур'є полягає в тому, що кожна синусоїда і косинусоїда, що входить у суму, має власну амплітуду і фазовий зсув (рис. 4.6).

Амплітуди синусоїд і косинусоїд утворюють амплітудний спектр. Фазові зрушення синусоїд і косинусоїд відносно $t = 0$ утворюють фазовий спектр (рис. 4.4; 4.5).

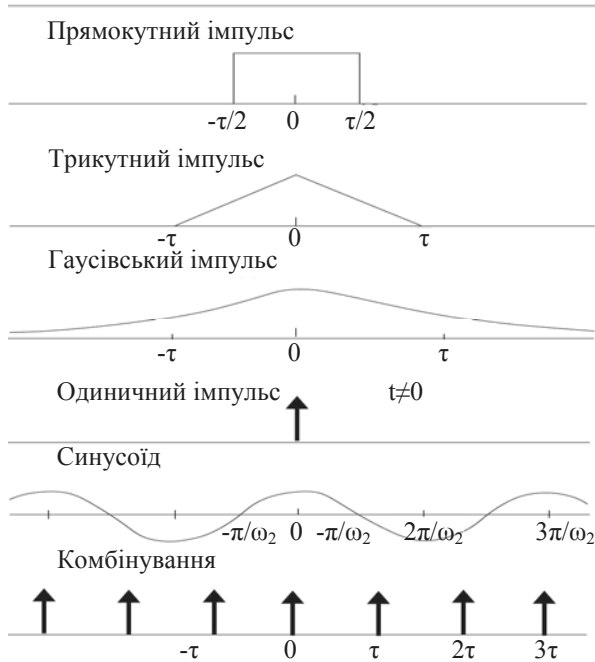


Рис. 4.4. Функція часу

$$\text{Прямокутний імпульс} - A(I) = \begin{cases} 1, & |t| < \tau/2 \\ 0, & |t| > \tau/2 \end{cases}$$

$$\text{Трикутний імпульс} - A(I) = \begin{cases} 1 - |t|/\tau, & |t| < \tau \\ 0, & |t| > \tau \end{cases}$$

$$\text{Гаусівський імпульс} - A(I) = e^{-1/2t^2}$$

$$\text{Одиничний імпульс} - A(I) = \sigma(t)$$

$$\text{Синусоїд} - A(I) = \cos \omega_2(t)$$

$$\text{Комбінування} - A(I) = \text{comb}(t)$$

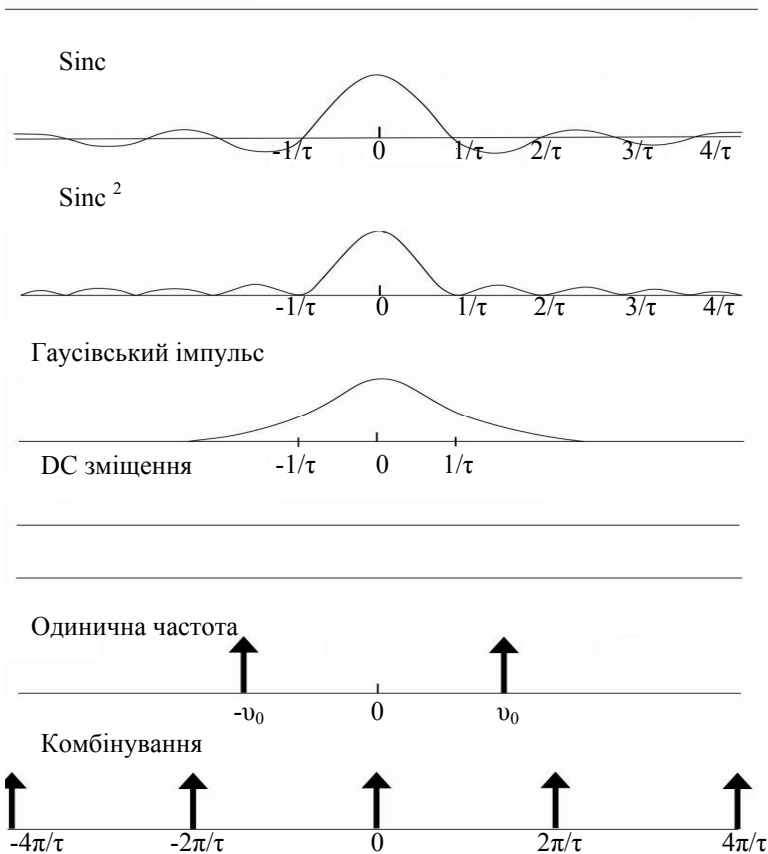


Рис. 4.5. Функція часу

Sinc – $S(\nu) = \tau \operatorname{sinc}(\nu\tau) = (1/\pi\nu) \sin(\pi\nu\tau)$.

Sinc² – $S(\nu) = \tau \operatorname{sinc}^2(\nu\tau) = (1/\pi^2\nu^2) \sin^2(\pi\nu\tau)$.

Гаусівський імпульс – $S(\nu) = \tau(2\pi)^{1/2} e^{-(\pi\nu\tau)^2}$.

DC зміщення – $S(\nu) = 1$.

Одиначна частота – $S(\nu) = 1/2(d(\nu + \nu_0) + \delta(\nu - \nu_0))$.

Комбінування – $S(\nu) = \sum_{-\infty}^{\infty} d(\nu - n/\tau)$.

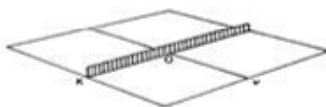
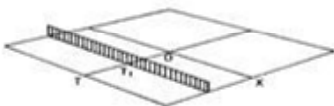
Часова складова



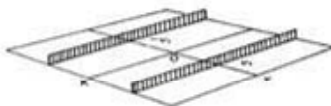
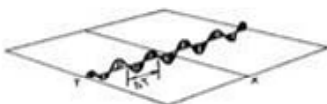
Частотна складова



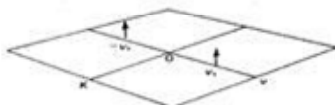
Імпульс, $\delta(x-x_1)$, $T-T_1$, трансформується в "dc" зсув плюс фазовий зсув



Одновимірний імпульс $\delta(T-T_1)$ трансформується в одновимірний імпульс $\delta(\nu)$ плюс фазовий зсув



Синусоїд $A \cos(2\pi T/\Delta T, \delta(x))$, трансформується у два одновимірних імпульси $\delta(\nu)$ плюс фазовий зсув



Синусоїдальне перетворення поверхні за двома імпульсами, $\delta(F-F_1, K)$, і $\delta(F+F_1, K)$

Рис. 4.6. Пари перетворення Фур'є

4.3. Теорема Котельникова, крок дискретизації і дзеркальні частоти

Теорема Котельникова (теорема відліків): Якщо спектр $X(\omega)$ деякої безперервної функції $x(t)$ задано в обмеженій смузі частот $-\omega_{тр} \leq \omega \leq \omega_{тр}$, то функцію $x(t)$ можна повністю відновити за її відліками, заданим через інтервал $\Delta t < \pi / \omega_{тр}$.

Ця теорема лежить в основі вибору величини кроку дискретизації Δt . Із теореми випливає: якщо найвища частота у спектрі $X(\omega)$ функції $x(t)$ дорівнює $\omega_{\text{гр}}$, то максимально можливим кроком дискретизації є такий крок $\Delta t = \pi / \omega_{\text{гр}}$, за якого, у спектральній компоненті $X(\omega_{\text{гр}})$ на частоті $\omega_{\text{гр}}$ є два відліки на період.

Максимальна частота спектра сигналу (f_{max}) і крок дискретизації (Δt) часової послідовності (сейсмотраси) пов'язані співвідношенням:

$$\Delta t = 1 / 2 \cdot f_{\text{max}}, \quad (4.13)$$

або

$$f_{\text{max}} = 1 / 2 \cdot \Delta t. \quad (4.14)$$

Частоту f_{max} називають частотою Найквіста, на честь американського фізика, який уперше звернув увагу на її роль у теорії передавання сигналів.

Для абсолютно точного дотримання теореми Котельникова необхідно, щоб функція $x(t)$ була нескінченно протяжною, а її спектр дорівнював ($X(\omega) = 0$ при $\omega < -\omega_{\text{гр}}$, $\omega > \omega_{\text{гр}}$). Насправді, сейсмічні траси є обмеженими в часі функціями; ще більшою мірою це стосується окремих сейсмічних сигналів. Такі функції не можуть мати обмеженого спектра; лише з тим або іншим ступенем наближення можна говорити про те, що їх спектр заданий у кінцевому інтервалі від $-\omega_{\text{гр}}$ до $\omega_{\text{гр}}$. Тому теорему Котельникова можна застосовувати до сейсмічних сигналів лише з тим або іншим ступенем наближення.

На практиці при дискретизації сейсмічних записів береться до уваги частково-лінійна інтерполяція реальної вихідної (безперервної) функції $x(t)$. Це призводить до додаткового передавання похибок, пов'язаних із дискретизацією. Щоб уникнути цього, на практиці вибирають удвічі менший крок дискретності, ніж той, що випливає із теореми Котельникова (рис. 4.7).

Тобто:

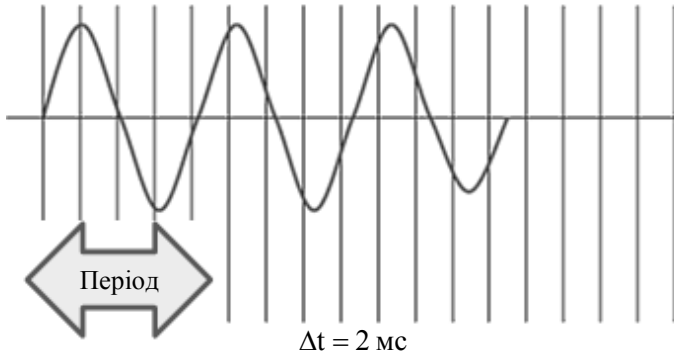
$$f_{\text{max}} = 1 / 4\Delta t. \quad (4.15)$$

ПРИКЛАД

Крок дискретизації – 2 мс (0,002 с);

$f_{\max} = 250$ гц за теоремою Котельникова;

$f_{\max} = 125$ гц відповідно до практичного правила.



Період сигналу – 8 мс (5 відліків через 2 мс);

Частота сигналу – $f_{\max} = 125$ гц (2 відліки на період)

Рис. 4.7. Дискретизація сейсмічних записів

Для кроку дискретизації 1 мс $f_{\max} = 250$ гц;

для кроку дискретизації 0,5 мс $f_{\max} = 500$ гц;

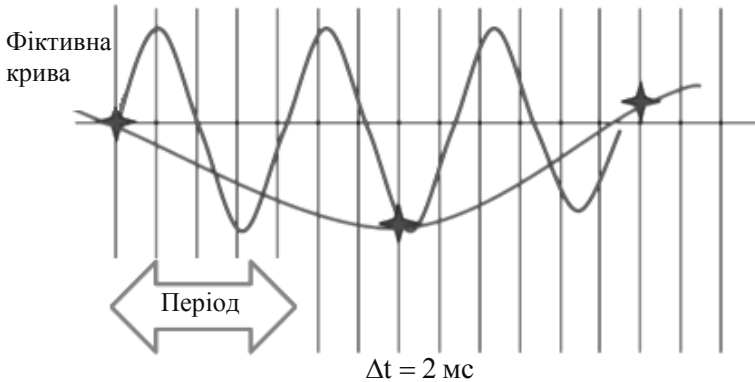
для кроку дискретизації 0,25 мс $f_{\max} = 1000$ гц.

Цифрові сейсмічні записи мають особливі спотворення, які зумовлені проникненням завад із високочастотної частини спектра сейсмічних коливань. Це так звані **дзеркальні частоти** (рис. 4.8). Фізичний зміст дзеркальних частот полягає в тому, що на головний період періодичного спектра накладаються побічні періоди на частоті, яка менша частоти Найквіста.

Через ті самі точки дискретизації можна провести фіктивну криву сигналу, що більша за низьку частоту. Для видалення завад, пов'язаних із явищем такого накладання (англ. термін **aliasing**), у сучасних цифрових станціях присутні фільтри низької частоти ("антиаліасінгові" фільтри). Ці фільтри мають граничну частоту, яка значно менша за частоту дискретизації, та значну крутизну зрізу амплітудно-частотної характеристики.

ПРИКЛАД

Накладання дзеркальних частот



період сигналу – 8 мс (5 відліків через 2 мс);

частота сигналу – $f_{\text{max}} = 125 \text{ гц}$ (2 відліки на період)

Рис. 4.8. Дискрет. Накладання дзеркальних частот

Контрольні запитання

1. Якими основними математичними рівняннями описуються перетворення в обробці?
2. Охарактеризуйте математичний та фізичний зміст перетворення Фур'є.
3. Розкажіть теорему Котельникова і зазначте, для чого вона необхідна.
4. Який зміст дзеркальних частот?

5. Мета і завдання цифрової обробки. Розв'язок оберненої задачі сейсморозвідки

5.1. Мета і завдання цифрової обробки

Головна мета цифрової обробки сейсмічних даних – вилучення корисної геологічної інформації з польових сейсмічних записів, або іншими словами, – це побудова сейсмічного (часового) розрізу. Завдання цифрової обробки сейсмічних даних узгоджуються із загальними геологічними завданнями сейсморозвідувальних робіт. Тому цифрову обробку сейсмічних даних треба розглядати як один (дуже важливий) із етапів перетворення сейсмічних сигналів у сукупність реальних геологічних границь та тіл. У реальному складнопобудованому геологічному середовищі при поширенні пружних коливань виникає велика кількість сейсмічних хвиль різного типу (відбиті, заломлені, багатократні відбиття, дифраговані, поверхневі, обмінні). Ці хвилі інтерферують між собою і утворюють доволі складну хвильову картину. Деякі з них є корисними, а деякі розглядаються як завади, які значно ускладнюють процес вилучення геологічної інформації із сейсмічного запису.

Головним завданням цифрової обробки є підсилення амплітуди корисних хвиль відносно рівня завад, тобто збільшення співвідношення сигнал/завада. Різноманіття геологічних завдань, які вирішуються сейсмічним методом на різних етапах геологорозвідувальних робіт (ГРР), визначає два підходи (види) до цифрової обробки сейсмічних даних:

- 1) кінематична обробка;
- 2) динамічна обробка.

5.2. Кінематичний і динамічний підходи до обробки сейсмічних даних

Взаємодія між етапами ГРР, які розв'язуються геологічними завданнями та видами цифрової обробки, представлені в табл. 5.1. Головною особливістю кінематичної обробки є те, що всі перетворення сейсмічного запису спрямовані на максимально просте виділення опорних (цільових) сейсмічних горизонтів по всій території досліджень. У кінематичній обробці найважливішим є завдання безперервного простежування сейсмічних границь, а завдання збереження динамічних особливостей сигналів, відбитих на цих границях, є другорядним.

Таблиця 5.1
Етапи виконання геологорозвідувальних робіт

РЕГІОНАЛЬНИЙ ЕТАП Масштаб 1:1 000 000, 1:500 000	ПОШУКОВИЙ І РОЗВІДУВАЛЬНИЙ ЕТАПИ Масштаб 1:100 000, 1:50 000
ГЕОЛОГІЧНЕ ЗАВДАННЯ	
<ul style="list-style-type: none"> - вивчення рельєфу поверхні фундаменту; - поділ осадового чохла на літолого-стратиграфічні комплекси; - виділення і відслідковування по площі нафтогазоносних комплексів; - виявлення нафтогазоперспективних антиклінальних структур 	<ul style="list-style-type: none"> - деталізація антиклінальних структур; - виявлення неантиклінальних пасток; - прогноз літології, колекторських властивостей та продуктивності; - формування просторової моделі резервуара й розподілу його властивостей (еф. потужність, пористість, насичення)
ОБРОБКА	
КІНЕМАТИЧНА	ДИНАМІЧНА
<p>Дозволяє по спостережених часах приходу сейсмічних хвиль установити положення опорних сейсмічних границь і вивчити по першому наближенню розподіл швидкостей у середовищі. <i>Мета роботи – розв'язок задач структурної геології. Кінцевий результат – глибинна швидкісна модель середовища</i></p>	<p>Дозволяє по часах приходу сейсмічних хвиль і за їх амплітудних та частотних характеристик вивчати форму й речовинний склад геологічних тіл. <i>Мета роботи – прогнозування форми і речовинного складу нафтогазоперспективних об'єктів. Кінцевий результат – формування тривимірної моделі резервуара і розподіл його колекторських властивостей</i></p>

У динамічній обробці, навпаки, пріоритетне значення має завдання максимального збереження (не спотворення) амплітудних і частотних характеристик сейсмічних хвиль. При цьому і завдання відслідковування сейсмічних границь залишається не менш важливим. Динамічна обробка вимагає якісного збереження корисної інформації про форму (часи приходу) сейсмічних хвиль з одночасним збереженням їх амплітудних і частотних характеристик.

5.3. Етапи цифрової обробки і схема їх взаємодії

Принципи обробки сейсмічних даних, відповідність і потужність пакета програм можуть відрізнятися залежно від складності умов проведення сейсмічної зйомки, географічного положення. У такому випадку обробник повинен мати достатньо досвіду, щоб працювати з різними типами даних. За недостатнього досвіду обробник може користуватися методикою обробки, яка застосовувалася на подібних даних.

Адаптивний алгоритм – багатоетапні схеми обробки, які мають елементи числового аналізу проміжних результатів і прийняття статистично обґрунтованих рішень.

Граф обробки – схема послідовності та взаємозв'язку різних її етапів і процедур (табл. 5.2).

Традиційно у цифровій обробці МСГТ сейсмічних даних виділяють три етапи:

- 1) *ПРЕПРОЦЕСІНГ* – етап попередньої обробки;
- 2) уведення поправок (статичних і кінематичних) та підсумовування;
- 3) обробка часового розрізу.

I ЕТАП (ПРЕПРОЦЕСІНГ) – *попередня обробка сейсмічних даних*

Цей етап обробки включає велику кількість процедур, які призначені для очищення сейсмічних записів від різного роду завад. Найуживанішими процедурами на цьому етапі обробки є:

- введення й демультіплексація сейсмічних записів (формат SEG-Y);

- попереднє регулювання амплітуд проводиться для того, щоб наступні процедури обробки здійснювалися із записами приблизно рівної інтенсивності;

- редагування записів полягає у виявленні й видаленні тих каналів з обробки, які з різних причин виявилися бракованими (апаратурні та електричні завади, неякісне збудження, відсутність відмітки вибуху тощо). Браковані траси в обробці називаються *killer-трасами*;

- м'ютинг призначений для видалення інтенсивних головних хвиль, які реєструються в початковій частині кожної траси і заважають наступним обробкам. Ця операція полягає в обнуленні ділянок трас у початковій частині сейсмічної траси до деякого моменту пропорційного видалення каналу від джерела. Зазвичай м'ютинг застосовується на сейсмограмах (СТВ – спільна точка вибуху);

- сортування вихідних трас сейсмограм СТВ у сейсмограми СГТ є заключною операцією препроцесінга. Дана операція полягає у формуванні сукупності трас для кожного пікету профілю (площі), для яких ця точка профілю є спільною глибинною (середньою) точкою. Цю сукупність трас називають сейсмограмою СГТ.

II ЕТАП – введення поправок, підсумовування та фільтрація

Це найбільш трудомісткий і відповідальний етап обробки, який, крім введення самих поправок, включає великий набір різних видів фільтрації й регулювання амплітуд.

Статичні поправки для кожного каналу зазвичай вводять у два прийоми. На першому етапі визначають і вводять розрахункові (попередні статичні) поправки. У подальшому проводять корекцію (уточнення) статичних поправок і тільки потім виникає потреба вводити остаточні статичні поправки. Досвід обробки сейсмічних матеріалів на ДДЗ показує, що для отримання якісного сейсмічного розрізу необхідно мінімум три корекції статичних поправок. Для корекції статичних поправок зазвичай використовуються годографи СГТ (спільної глибинної точки), СТВ (спільної точки вибуху). Статичні поправки вводяться перед будь-якими процедурами, які використовують часи відображень, у тому числі і перед введенням кінематичних поправок.

Кінематичні поправки вводяться в годографи СГТ з метою їх подальшої трансформації в лінії $t_0(x)$. Ця процедура суттєво впливає на якість підсумовування, і отже, на якість отриманого часового розрізу. Априорна інформація (швидкісний закон) про розріз необхідна для введення кінематичних поправок, але вона відома завжди лише приблизно. Тому на цьому етапі обробки виникає також необхідність у корекції кінематичних поправок. Швидкісний закон уточнюється декілька разів. Для цього проводиться аналіз швидкостей уздовж профілю. Найпопулярнішими видами швидкісного аналізу є сканування швидкостей і розрахунок спектрів швидкостей.

Фільтрація займає важливе місце в комплексі обробки сейсмічних даних та призначена для покращення співвідношення амплітуд корисних сигналів до амплітуд хвиль-завад. У сучасних системах обробки міститься кілька десятків видів фільтрації. Фізичною основою будь-якого виду фільтрації є відмінність корисних хвиль і хвиль-завад за частотним спектром і діапазоном змін позірних швидкостей.

Використовуючи відмінності в частотних спектрах (динамічні властивості) і відмінності у позірних швидкостях (кінематичні властивості) корисних хвиль та хвиль-завад, є можливість досягти збільшення співвідношення сигнал/завада у 2–3 рази. Загалом місце процедур фільтрації у графі обробки не є чітко закріплене.

Режекторні фільтри можуть застосовуватися і на I, і на II етапах обробки. Смугова фільтрація застосовується і на стадії пре-процесінга, і на стадії обробки сумарного розрізу.

Особливість застосування різних видів фільтрації на цьому етапі полягає в тому, що фільтрації підлягають сейсмограми СПВ, СПП, СГТ. Завершується цей етап обробки отриманням сумарного розрізу із введеними остаточними статичними й кінематичними поправками.

III ЕТАП – *обробка часового розрізу*

Цей етап у практиці обробки в зарубіжних системах має назву POST-STACK-обробка. Процедури, що застосовуються на цьому етапі, спрямовані на підвищення роздільної здатності часового розрізу і на встановлення максимально можливої від-

повідності між сейсмічним зображенням середовища та його реальною геологічною будовою. Для вирішення цього завдання здійснюють різні перетворення часового розрізу, які називаються міграційними перетвореннями або просто міграцією.

Міграція призначена для локалізації сейсмічних сигналів у точках відбиття. Це автоматично забезпечує врахування сейсмічного зносу, виділення хвиль у зонах інтерференції та фокусування дифрагованих хвиль у їх центрах дифракції. Особливо ефективна ця процедура в геологічних районах з активною соляною тектонікою, у районах розвитку рифтоподібних структур і на морському шельфі.

Існує безліч алгоритмів міграції (Клербо, Кірхгофа, кінцево-різницева схема, дифракційне перетворення тощо). Ефективність кожного з них залежить від типу геологічного розрізу (моноклінальне залягання пластів, соляні куполи, рифтоподібні структури). У сучасних графах обробки міграція є обов'язковою процедурою.

Фільтрація часового розрізу проводиться для поліпшення кореляції хвиль. Це може бути змінна у часі смугова фільтрація, когерентна фільтрація і т. п.

Динамічний аналіз часового розрізу – група спеціальних процедур для детального вивчення динамічних властивостей сейсмічних хвиль. Головна мета динамічного аналізу – виокремлення із сейсмічного розрізу комплексу параметрів, які містять інформацію про матеріальний склад (літологія, флюїдонасичення) геологічних об'єктів. Динамічні параметри дозволяють детально вивчити фізичні властивості геологічного розрізу.

Обов'язковою умовою динамічного аналізу є збереження відносних амплітуд протягом усієї обробки.

Сучасні системи обробки зазвичай включають:

- інтервальний динамічний аналіз – розрахунок різних енергетичних і частотних характеристик (повна енергія, енергія у смузі частот, середньозважена енергія і багато інших);

- гільберт-перетворення – миттєві характеристики сейсмічного запису (амплітуда, фаза, частота). Розрізи цих параметрів містять інформацію про різні зміни (літологія, тектоніка) на границях пластів.

Таблиця 5.2

Стандартний граф обробки

Процес	Вхідні параметри	Вихідні параметри
<i>Перевірка формату</i>	<i>Польовий запис</i>	<i>Вихідні дані</i>
Виконання (монтаж): - демультимплексація; - відновлення амплітуд; - застосування попередніх амплітуд; - формування вейвлета; - кореляція вібросейса; вертикальне підсумовування, перекретизація тощо	- Свіп вібросейса	- план кожного файлу; - автокореляція ділянки; - сусідня частина; - польові записи для бібліотеки
Визначення параметрів: - параметри геометрії; - деконволюція; - визначення статика; - аналіз амплітуд; - аналіз швидкостей; - застосування NMO; - м'ютинг і підсумовування; - фільтрація	- геометрія розстановки; - параметри деконволюції; - польова статистика; - параметри швидкості; - параметри м'ютингу; - параметри фільтра;	- візуалізація статика; - візуалізація амплітудного аналізу; - файл швидкостей; - візуалізація сейсмограм; - попередній розріз; - візуалізація спектра; - панелі фільтра
Основна обробка: - деконволюція; - визначення статика; - аналіз амплітуд; - застосування NMO; - м'ютинг і підсумовування; - налаштування підсилення; - фільтрація	- Параметри деконволюції; - Оновлена статика; - Оновлені швидкості; - Параметри м'ютингу.	- Візуалізація статика; - Візуалізація амплітуд; - Файл швидкостей; - Розріз істинних амплітуд; - Фінальний розріз.
Міграція		Мігрований розріз
Вейвлет обробка		Розріз із покращеною роздільною здатністю
Атрибутний аналіз		Візуалізація атрибутного аналізу
Інверсія		Візуалізація сейсмічного розрізу

5.4. Обернена задача сейсморозвідки. Математична модель середовища

Постановка оберненої задачі визначається метою сейсморозвідувальних робіт. Загалом ідеальним розв'язком оберненої задачі є відновлення форми геологічного тіла та визначення складу порід, з якого воно складається. Базовими компонентами для розв'язання оберненої задачі сейсморозвідки є:

- апріорна інформація про сейсмічні моделі;
- експериментальний матеріал.

Апріорна інформація містить різні геологічні та геофізичні відомості (дані про потужність осадового чохла і його складових комплексів, дані про глибинні та поверхневі сейсмогеологічні умови, зону малих швидкостей, систему спостережень, про розподіл швидкостей сейсмічних хвиль у різних інтервалах розрізу і т. п.). Обсяг апріорної інформації визначається ступенем вивченості території, що досліджується.

Експериментальний матеріал – сукупність усіх даних сейсмічних досліджень по площі досліджень (польові запис МСГТ, дані сейсмокаротажу, акустичного каротажу і ВСП у свердловинах, дані дослідно-методичних робіт із вибору оптимальних умов збудження та реєстрації сейсмічних хвиль).

Для поставленого завдання на основі апріорних даних для аналізу вибирають відповідні модель середовища і модель сейсмограми. Обидві ці моделі взаємопов'язані та мають правильно описувати кількісні залежності між характеристиками хвиль, що реєструються, і параметрами геологічного розрізу.

Модель середовища для задач пошуків і розвідки нафтогазових родовищ є набором пластів із фізичними межами розділу (рис. 5.3). При цьому фізичні границі (границі чіткості) не обов'язково збігаються з реальними геологічними (стратиграфічними) границями.

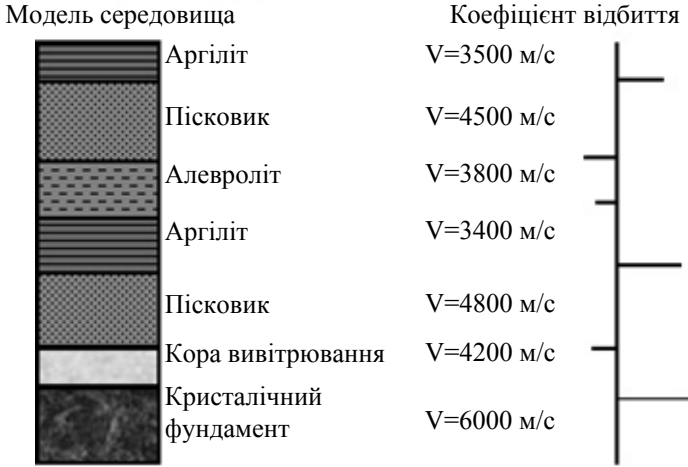


Рис. 5.3. Модель середовища

Контрольні запитання

1. У чому полягає мета цифрової обробки?
2. Які основні завдання цифрової обробки?
3. Які основні підходи виділяють в обробці сейсмічних даних?
4. Назвіть етапи виконання сейсмічних робіт.
5. Скільки виділяють основних етапів обробки сейсмічних даних?
6. Коротко проаналізуйте етапи цифрової обробки сейсмічних даних.
7. Що таке граф обробки?
8. У чому полягає обернена задача сейсмозв'язки?
9. Що ви розумієте під терміном модель середовища?

6. Математична модель сейсмограми – основа для побудови алгоритмів обробки

Сейсмічний запис зазвичай розглядається як адитивна сума сигналів і завад (тобто сигнал – регулярна складова сейсмічного запису, а завади – випадкова складова). Уявлення про сейсмічний матеріал як про адитивну суміш сигналів і випадкових завад та постановка задачі підвищення відношення сигнал/завада, як основної вимоги в обробці, стимулювали інтерес сейсмозвідників до статистичної теорії прийому сигналів на фоні завад. Положення цієї теорії, яка побудована, у свою чергу, на загальній теорії стаціонарних випадкових процесів, які лежать в основі більшості сучасних алгоритмів попередньої обробки.

6.1. Модель сейсмічної траси

Побудуємо модель траси $y(t_0)$ у припущенні, що як джерело, так і приймач розташовуються на рівні приведення, який збігається з покрівлею глибинного розрізу, а товща, вища за рівень приведення, відсутня. Трасу $y(t_0)$ можна зобразити як суму будь-якої великої кількості хвиль, із яких K хвиль є однократно відбитими. Сукупність однократно відбитих хвиль позначимо через $z_0(t)$, а всі інші хвилі – через $n_0(t)$, тоді:

$$y(t_0) = z_0(t) + n_0(t). \quad (6.1)$$

Кожна з однократно-відбитих хвиль характеризується деякою амплітудою A_k , часом вступу θ і формою імпульсу $S_{ok}(t)$. Припустимо $z_0(t)$ у вигляді суми таких елементарних хвиль:

$$z_0(t) = \sum A_k \cdot S_{ok}(t - \theta). \quad (6.2)$$

Підставивши рівняння (6.2) у рівняння (6.1), отримаємо модель сейсмічної траси:

$$y_0(t) = \sum A_k \cdot S_{ok}(t - \theta) + n_0(t). \quad (6.3)$$

У цьому рівнянні A_k в ідеалізованій формі є набором амплітуд, які пропорційні коефіцієнтам відбиття фізичних границь розділу шарів. Послідовність амплітуд A_k називається *імпульсною сейсмограмою* (або імпульсною трасою). S_{ok} – у рівнянні (6.3) вираз відповідає за сигнал, що випромінюється.

Вираз:

$$\sum A_k \cdot S_{ok}(t - \theta) \quad (6.4)$$

є згорткою імпульсної реакції середовища з випромінюваним сигналом і може розглядатися як стаціонарний випадковий процес, що відповідає випадковому розподілу фізичних (геологічних) границь у розрізі. Ця компонента містить поздовжні однократно-відбиті хвилі. Компонента $n_0(t)$ є сумою нерегулярних випадкових завад і включає всі пов'язані із глибинним розрізом хвилі: багатократні, дифраговані, поперечні й обмінні хвилі всіх типів, а також поверхневі хвилі й мікросейси.

$$n_0(t) = n_{\text{пов}} + n_{\text{м}} + n_{\text{кр}} + n_{\text{дифр}} + n_{\text{кр}}, \quad (6.5)$$

де $n_{\text{пов}}$ – поверхневі хвилі; $n_{\text{м}}$ – хвилі мікросейси; $n_{\text{дифр}}$ – дифраговані хвилі; $n_{\text{кр}}$ – багатократні хвилі.

Кінцевою метою обробки даних сейсмозвідки є побудова часового розрізу. Ідеальним часовим розрізом можна вважати сукупність ліній (сейсмічних меж) $y(x, t)$ для всіх "k" відбиваючих границь із приписаними їм значеннями коефіцієнтів відбиття. Коефіцієнти відбиття A_k фігурують у формулі (6.3) моделі сейсмічної траси.

Компоненти моделі $n_0(t)$ заважають, і саме на їх усунення спрямовані різні види фільтрації. Сучасні системи обробки мають доволі великий арсенал алгоритмів і програм, що дозволяють успішно боротися з вищеперерахованими завадами і звести суму завад $n_0(t)$ до малозначної величини (тобто $n_0(t) \approx 0$).

Для розв'язання оберненої динамічної задачі сейсморозвідки, як це впливає з рівняння (6.3), потрібно знати форму (спектр) випромінюваного сигналу.

6.2. Модель форми імпульсу (випромінюваного сигналу)

У практиці наземної сейсморозвідки з вибуховими джерелами випромінюваний сигнал, як правило, буває невідомий. Форма імпульсу однократно відбитої хвилі на сейсмічній трасі визначається фільтруючою дією глибинного та поверхневого розрізу, а також сейсмічним каналом, що реєструє сигнал. Тому реєстрація випромінюваного сигналу від джерела збудження є серйозною інженерною та науковою проблемою, яка все ще перебуває на стадії вирішення. Під час проведення робіт з вібраційними джерелами набагато простіше, коли в середовище подається сигнал із заданим частотним спектром.

У морських сейсмічних роботах випромінений у воді імпульс реєструється на окремий канал поблизу джерела.

У наземній сейсморозвідці, у рамках кореляційної теорії, характеристикою форми одиничного сейсмічного імпульсу служить його кореляційна функція або відповідний амплітудний спектр. Така характеристика дуже зручна тому, що, з одного боку, дозволяє вирішувати більшість практично важливих задач вибору відповідних фільтрації, а з іншого боку, вона безпосередньо виходить із спостереження над сейсмічною трасою. На практиці для визначення форми імпульсу використовують таке положення: *за кореляційну функцію імпульсу можна прийняти кореляційну функцію вільної від завад траси.*

Як відомо, одній і тій самій кореляційній функції (або модулю спектра) відповідає безліч функцій, які розрізняються своїми фазовими спектрами. Проблема вибору фазового спектра сейсмічного імпульсу за приблизно відомого амплітудного спектра є однією із найскладніших у сучасних комплексах обробки.

Для розв'язку прямих задач моделювання хвильових полів практично в усіх пакетах обробки та інтерпретації використовуються три види імпульсів:

- 1 – мінімально-фазовий імпульс;
- 2 – нуль-фазовий імпульс;
- 3 – імпульс заданої форми.

Мінімально-фазовий імпульс отримується на виході реальної лінійної системи (напр., середовище може розглядатися як фільтр), якщо подати на її вхід одиничний імпульс або ж будь-який інший імпульс з мінімально-фазовою характеристикою (рис. 6.1). Мінімально-фазовий імпульс є фізично реалізованим. Імпульс, який утворюється від результату вибухового джерела, має мінімально-фазову форму, тобто наростання енергії відбувається від часу $t=0$. Максимальна кількість енергії виділяється у початковій частині імпульсу. Будь-який мінімально-фазовий імпульс є "одностороннім", тобто несиметричним, при цьому ($S(t)=0$ за $t=0$).

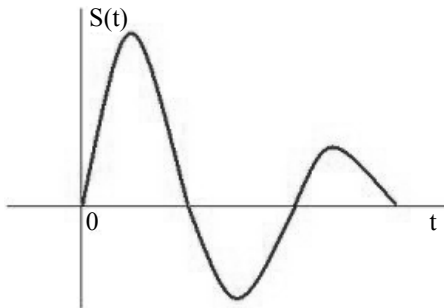


Рис. 6.1. Мінімально-фазовий імпульс

У **нуль-фазовому імпульсі** уявна (непарна) частина спектра дорівнює нулю, і спектр є цілком речовинним, тобто імпульс має нуль-фазову характеристику (див. перетворення Фур'є). Такий речовинний спектр притаманний парним, тобто симетричним відносно точки $t=0$, функціям $S(t)$. Максимальна амплітуда (енергія) нуль-фазового імпульсу знаходиться у точці $t=0$. Нуль-фазовий імпульс фізично неможливо реалізувати, тому що неможливо миттєво отримати яку-небудь енергію (амплітуду) без певного проміжку часу (рис. 6.2).

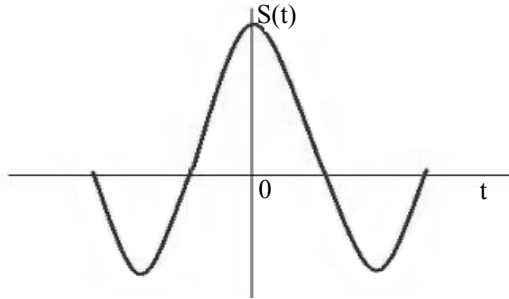


Рис. 6.2. Нуль-фазовий імпульс

Імпульс заданої форми зазвичай визначається емпіричним статистичним способом на основі аналізу часового розрізу, тобто вихідною інформацією для виокремлення імпульсу служить часовий розріз. У вітчизняних та зарубіжних системах обробки широко застосовується спосіб підсумовування хвильових пакетів (цей спосіб уперше був запропонований і випробуваний авторами пакета "РЕАПАК" В. І. Рудницькою, В. С. Берілко на початку 80-х рр.). Фізична сутність цього способу полягає у тому, що, падаючи на жорстку акустичну границю, сигнал практично не змінює своєї форми і може розглядатися як випромінений. На часовому розрізі вибирається інтервал підсумовування хвильових пакетів у координатах (x, t) . Спочатку всі хвильові пакети ширяться по осі головних екстремумів і після цього підсумовуються (рис. 6.3). При цьому регулярні синфазні компоненти сигналів значно посилюються, а нерегулярні – зменшуються.

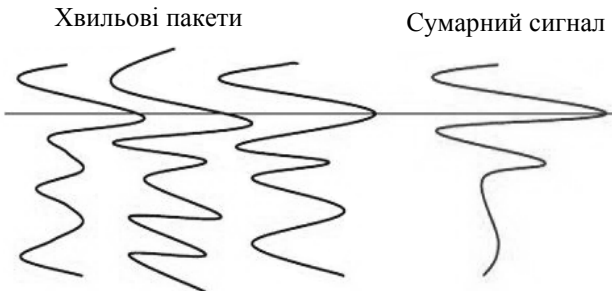


Рис. 6.3. Отримання сумарного сигналу

Отриманий у такий спосіб сигнал є статистичним, тобто він є осередненою моделлю реального імпульсу.

6.3. Літолого-акустична та фізико-геологічна модель середовища

Літолого-акустична модель формується на основі даних сейсмокаротажу й акустичного каротажу. Крива акустичного каротажу дозволяє розчленувати розріз на пласти з високою деталістю (до 1 м) і визначити швидкість у кожному пласті. Дані сейсмокаротажу (вертикальний годограф) використовуються для визначення часу пробігу сигналу t_0 від денної поверхні до границь виділених пластів. Фізична суть літолого-акустичної моделі полягає в тому, що кожен її елемент (пласт) може бути описаний у геологічних термінах (тип породи, її текстура, розмір і форма зерен, їх обкатаність тощо) і характеризуватиметься фізичними параметрами (швидкість, густина).

Літолого-акустична модель одночасно є фізико-геологічною моделлю. Між цими термінами немає протиріччя: термін "літолого-акустична" модель з'явився у рамках сейсмічного методу (рис. 6.4).

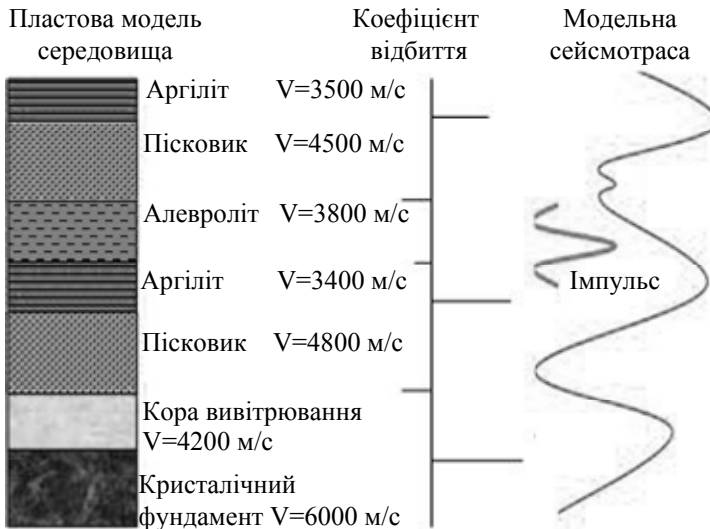


Рис. 6.4. Пластова модель середовища

Термін "фізико-геологічна модель" є більш універсальним: фізико-геологічна модель може інтегрувати в собі дані різних методів. Наприклад, пласт може бути описаний цілим набором фізичних властивостей: провідність, намагніченість, густина, пористість, флюїдонасиченість і т. п.

6.4. Моделювання і розв'язок прямої задачі сейсморозвідки

Моделювання у сейсморозвідці проводиться на основі літолого-акустичної моделі та містить три етапи:

- 1) побудова пластової моделі;
- 2) вибір імпульсу для моделі;
- 3) розрахунок модельної траси (сейсмограми).

Шляхом зіставлення модельної сейсмограми і часового розрізу перевіряється схожість (кореляція) реальної будови геологічного розрізу (літолого-акустична модель) і його відбиття у результаті обробки (часовий розріз). За результатами моделювання за незадовільної кореляції між моделлю і часовим розрізом до графу обробки можуть бути внесені зміни для досягнення максимально можливої відповідності моделі та часового розрізу.

Літолого-акустична (фізико-геологічна) модель має обернений зв'язок із процесом обробки. Спочатку створена модель може виявитися занадто детальною для зіставлення з часовим розрізом. Дані сейсмічного каротажу дозволяють представити геологічний розріз із детальністю до 1 м, а роздільна здатність часового розрізу завжди обмежена кроком дискретизації і частотним складом сейсмічних хвиль. Тому пластова модель має створюватися з урахуванням цих обмежень. Розв'язок прямої задачі сейсморозвідки на етапі цифрової обробки дозволяє визначити раціональну послідовність і фізичну обґрунтованість процедур обробки.

Сучасні пакети обробки, як правило, мають програмні модулі для створення простих моделей на основі даних ГДС (сейсмокаро-

таж, акустичний каротаж). Для моделювання складних хвильових ефектів (кратні хвилі, сумарне поле відбитих і кратних хвиль, сумарне поле відбитих і дифрагованих хвиль та інші варіанти) існують окремі пакети моделювання, наприклад, TESSERAL.

Контрольні запитання

1. Назвіть основні принципи побудови моделі сейсмічної траси.
2. Чим визначається форма імпульсу на сейсмічній трасі?
3. Назвіть основні характеристики часового розрізу.
4. Що необхідно для розв'язку прямої задачі?
5. Чим відрізняються види імпульсів?
6. Що являє собою літолого-акустична модель?
7. Що таке коефіцієнт відбиття?
8. На основі чого проводиться моделювання у сейсмо-розвідці?

7. Початкові процедури обробки сейсмічної інформації (препроцесінг)

7.1. Демультіплексація, редагування і м'ютинг сейсмограм

Препроцесінг починається із демультіплексації польових записів. Це суто технічна процедура, призначена для трансформування сейсмічних записів із польового формату в універсальний формат обробки SEG-Y. У форматі SEG-Y формуються заголовки сейсмічних трас, в яких міститься інформація про геометрію системи спостережень і про параметри реєстрації (відстань від пункту вибуху, номер пункту вибуху, номер пункту прийому, номер пікету, довжина запису, крок дискретизації). У подальшій обробці в заголовок траси вноситься номер СГТ, часовий зсув траси та інша необхідна інформація.

Результатом демультіплексації, зазвичай, є сейсмограми спільного пункту вибуху (СПВ). Саме на цих сейсмограмах проводиться операція редагування.

Редагування сейсмограм і трас є технічною операцією з видалення або виправлення бракованих каналів. Причин браку (суб'єктивних) може бути дуже багато. До них належать:

- канали із відсутністю запису, "зашумлені" канали, які містять апаратурні завади;
- канали з неякісними джерелами збудження;
- канали, які не мають позначки моменту вибуху;
- канали, що записані у зворотній полярності;
- канали, які мають неправильний порядок підключення.

Канали з відсутністю запису, із завадами та канали з неякісним джерелом збудження, як правило, виключаються з обробки (обнуляються). Канали зі зворотною полярністю можуть бути виправлені.

ні й відцентровані. Операція центрування полягає у зведенні середнього значення всіх відліків траси до нуля (рис. 7.1).



Рис. 7.1. Зміщена та центрована траса

У сучасних системах обробки редагування сейсмічних записів проводиться в інтерактивному режимі, тобто обробник на екрані монітора може переглянути та відредагувати всі сейсмограми СПВ профілю. Після того, як усі траси і сейсмограми очищені від польового виробничого браку, починається боротьба з об'єктивними сейсмічними завадами, які завжди наявні в сейсмічних записах.

М'ютинг – це операція, призначена для видалення хвиль-завад у початковій частині сейсмограми. В обробці МСВ-СГТ до хвиль-завад відносять пряму хвилю, головні й дифраговані хвилі, які приходять на пункти реєстрації раніше відбитих хвиль і заважають наступній обробці. Фізичний сенс м'ютинга полягає в обнуленні ділянок трас у початковій частині сейсмічного запису до певного моменту часу пропорційному віддаленню пункту реєстрації від джерела.

7.2. Регулювання амплітуд

Регулювання (відновлення) амплітуд є обов'язковою операцією препроцесінгу. Необхідність застосування цієї операції зумовлена тим, що для подальших процедур обробки сейсмічні записи повинні мати приблизно однакову інтенсивність. Більшість алгоритмів обробки вимагають вирівняних за часом і уздовж профілю амплітуд сейсмічних сигналів. При виборі про-

грамного регулювання на підсилення відразу вирішується питання про те, як відбуватиметься подальша обробка:

– зі збереженням дійсного співвідношення амплітуд (динамічна обробка);

– без збереження амплітуд (кінематична обробка).

Для забезпечення збереження відносних амплітуд записів дуже часто використовується експоненціальне або логарифмічне регулювання підсилення (рис. 7.2). Коефіцієнт посилення для всіх сейсмічних трас у цих регулюваннях є однаковим і залежить тільки від часу реєстрації. Дуже часто використовують таку формулу:

$$K(t) = A \cdot t + 20 \cdot B \cdot \lg t + C, \quad (7.1)$$

де t – час від моменту збудження сигналу; A – коефіцієнт, який компенсує послаблення інтенсивності сейсмічних хвиль за рахунок їхнього поглинання у середовищі у процесі розповсюдження; B – коефіцієнт, який компенсує послаблення інтенсивності пружних хвиль за рахунок розходження енергії сферичного фронту; C – коефіцієнт середнього рівня підсилення.

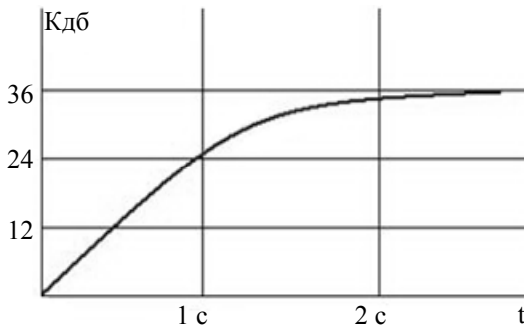


Рис. 7.2. Залежність коефіцієнта підсилення від часу за експоненціальним законом

Параметри A, B, C вибираються емпірично.

Експоненціальне регулювання посилення

$$K(t) = \begin{cases} C \cdot V_{\text{ef}}^2(t) \cdot \exp[t \cdot a(t)]; & t \leq t_{\text{max}} \\ K_{\text{max}}; & t > t_{\text{max}} \end{cases}, \quad (7.2)$$

де C – константа (рівень приведення); $V_{\text{ef}}(t)$ – ефективна швидкість; $a(t)$ – числова функція, яка обирається експериментально.

Цифрове автоматичне регулювання або автоматичне регулювання підсилення амплітуд (АРП) застосовується в кінематичній обробці. Це регулювання засноване на нормуванні запису по середній величині її рівня на певному часовому інтервалі реєстрації. Значення амплітуди вихідного сигналу в кожному відліку траси визначається за формулою:

$$A_{\text{вих}}(t) = C \cdot A_{\text{вх}}(t) / \left[(1 / \Delta t) \cdot \sum_{t-\frac{\Delta t}{2}}^{t+\frac{\Delta t}{2}} |A_{\text{вх}}(t)| + C_1 \right], \quad (7.3)$$

де $A_{\text{вх}}(t)$ – вхідне значення амплітуди сигналу; $A_{\text{вих}}(t)$ – вихідне значення відліку траси; Δt – часове вікно відліку середнього із абсолютних значень амплітуд; C_1 – константа, яка визначає граничне значення спрацювання АРП; C – константа, яка визначає вихідний рівень запису; Δt – розмір (довжина) вікна, який обирається експериментально (100–1000 мс).

Вирівнювання амплітуд уздовж профілю спостережень досягається за допомогою процедур нормалізації записів, які зводять середній рівень запису всіх трас до певної заздалегідь заданої величини. Як нормуючий множник, найчастіше використовується один із таких коефіцієнтів:

$K = A_{\text{max}} / C$, A_{max} – максимальне значення амплітуди на сейсмотрасі;

$K = A_{\text{avg}} / C$, A_{avg} – середнє значення амплітуди сигналу у вікні, Δt – довжина вікна,

$$A_{\text{avg}} = (1 / \Delta t) \cdot \sum_{t-\Delta t/2}^{t+\Delta t/2} |A(t)|, \quad (7.4)$$

де $K = A_{\text{rms}} / C$ – середньоквадратичне значення амплітуди сигналу у вікні, Δt – довжина вікна.

$$A_{\text{rms}} = \sqrt{(1 / \Delta t) \cdot \sum_{t-\Delta t/2}^{t+\Delta t/2} |A^2(t)|}, \quad (7.5)$$

де C – рівень нормалізації у всіх формулах; а Δt – вікно, що охоплює весь корисний діапазон сейсмічного запису.

7.3. Розрахунок і корекція статичних поправок

У графі обробки точність розрахунку і корекції статичних поправок значною мірою зумовлює якість реалізації таких процедур обробки:

- 1) підсумовування коливань при застосуванні різних інтерференційних систем;
- 2) кореляція осей синфазності зареєстрованих хвиль;
- 3) виконання структурних побудов на стадії інтерпретації.

Статичні поправки для кожного каналу (сейсмотраси) зазвичай вводяться у два прийоми (рис. 7.3). Спочатку визначають і вводять так звані розрахункові (попередні) статичні поправки. Потім проводять корекцію (уточнення) статичних поправок і тільки після цього вводять остаточні статичні поправки. Перед початком усіх сейсмічних побудов для площі робіт вибирається єдина лінія приведення. Лінія приведення – горизонтальна поверхня, на якій розташовуються джерела та приймачі сейсмічних хвиль. Зведення результатів будь-яких сейсмічних досліджень до єдиної поверхні дозволяє виключити вплив змінної верхньої частини розрізу і забезпечити взаємне співвідношення глибинних побудов за сейсмічними роботами різних років.

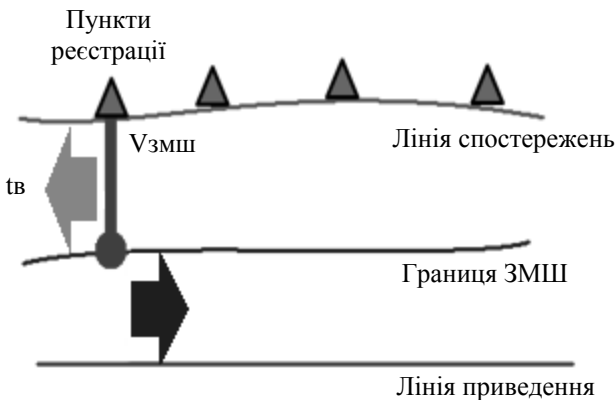


Рис. 7.3. Розрахунок статичних поправок

Для приведення реальних часів приходу сейсмічних хвиль до лінії приведення необхідно в отримані часи реєстрації (приходу хвиль) увести дві поправки – **поправку за положення пункту вибуху** $\theta_{пв}$ **і поправку за положення пункту прийому** $\theta_{пн}$.

Поправка за пункт вибуху визначається рівнянням:

$$\theta_{пв}(i) = \Delta h_{пв}(i) / V_{змп} \quad (7.6)$$

Поправка за пункт прийому визначається рівнянням:

$$\theta_{пн}(j) = \Delta h_{пн}(j) / V_{змп} + t_{в}(j), \quad (7.7)$$

де $t_{в}(j)$ – вертикальний час на пункті прийому.

Сумарна розрахункова величина статичної поправки дорівнюватиме сумі двох вищенаведених поправок, які вводяться для пікетів вибуху та прийому, і які відповідають обраній точці СГТ:

$$\begin{aligned} \theta_{стп}(i, j) &= \theta_{пв}(i) + \theta_{пн}(j) = \\ &\Delta h_{пв}(i) / V_{змп} + \Delta h_{пн}(j) / V_{змп} + t_{в}(j). \end{aligned} \quad (7.8)$$

Перший доданок у наведеній формулі є поправкою за умовне перенесення реального джерела збудження на рівень лінії приведення – розрахункова статична поправка за пункт вибуху, а два останніх доданки – поправка за перенесення точки прийому (реєстрації) із земної поверхні на лінію приведення – розрахункова статична поправка за пункт прийому. У наведеному прикладі розрахункові статичні поправки завжди віднімають із спостереженого часу реєстрації сейсмічних хвиль.

Розраховані статичні поправки є лише оцінкою істинного значення поправки і відрізняються від них наявністю похибок у даних, що використовуються (висот, вертикального часу, швидкостей і потужностей пластів ВЧР). Тому після введення попередніх статичних поправок зберігається деякий залишковий зсув $\Delta\theta_{стп}$, виявлення та видалення якого є задачею другого етапу введення статичних поправок – *етапу корекції (уточнення) розрахованого значення*.

Залишковий зсув зазвичай прийнято представляти сумою низькочастотної $\theta_{стп}(н)$ і високочастотної $\theta_{стп(в)}$ компонент:

$$\Delta\theta_{стп} = \theta_{стп}(н) + \theta_{стп(в)}. \quad (7.9)$$

Високочастотна (випадкова) складова похибки має знакозмінний характер і може розглядатися як результат випадкових похибок у вихідних даних. Низькочастотна компонента є результатом недостатньо повних відомостей про будову ВЧР поблизу лінії приведення.

Для корекції статичних поправок використовуються годовграфи СГТ, СПВ, СПП однократно відбитих хвиль. Для розуміння суті методів корекції статичних поправок розглянемо приклад використання для цих цілей годовграфа СГТ (рис. 7.4).

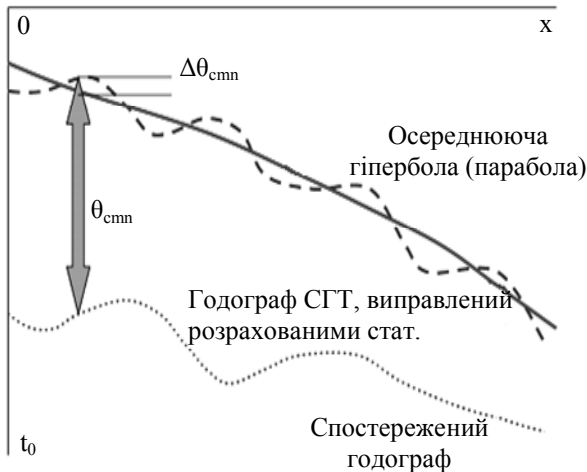


Рис. 7.4. Спостережений годовграф СГТ та виправлений годовграф зі статичними поправками

На рисунку зображений спостережений годовграф СГТ. Після уведення в даний годовграф розрахункових статичних поправок його можна осереднити гіперболою. Різниця часу $\Delta\theta_{стп}$ між апроксимуючою гіперболою і виправленим годовграфом СГТ є сумарною коригувальною поправкою за *i-й* пункт вибуху $\Delta\theta_{пв}(i)$ і за *j-й* пункт прийому $\theta_{пп}(j)$. Ці складові частини поправки, за якої відбувається корекція, можна визначити окремо. Для цього потрібно згрупувати знайдені за різними сейсмограмами СГТ поправки $\Delta\theta_{стп}$ спочатку за спільною точкою вибуху (СПВ)

($i = \text{const}$), а потім за спільною точкою прийому (СПП) ($i = \text{const}$). Для кожної сукупності поправок $\Delta\theta_{\text{стп}}$, згрупованих за СТВ, характерна незмінна частина поправки $\Delta\theta_{\text{пв}}(i)$ і змінні за величиною та знаком випадкові залишкові компоненти поправки $\theta_{\text{пн}}(j)$ за різні пункти прийому. Таким чином, поправка корекції для сейсмограми СТВ визначається рівнянням:

$$\Delta\theta_{\text{пв}}(i) = (1/n) \cdot \sum_1^n |\Delta\theta_{\text{стп}}|_{\text{ств}}. \quad (7.10)$$

Поправка корекції для сейсмограми СПП:

$$\Delta\theta_{\text{пв}}(i) = (1/n) \cdot \sum_1^n |\Delta\theta_{\text{стп}}|_{\text{стп}}. \quad (7.11)$$

Статичними поправками корекції є відхилення екстремумів трас, що підсумовуються, від екстремуму сумарної траси (рис. 7.5, 7.6, 7.7).

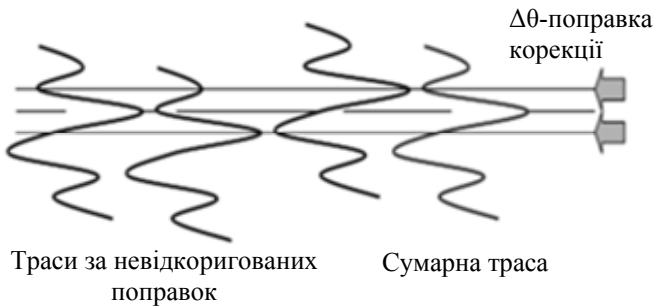


Рис. 7.5. Сумарна траса з розрахованими поправками

$$t_{\text{хв}} = D_w (1/V_w - 1/V_H) = t_i \sqrt{\frac{V_H - V_w}{V_H + V_w}} = t_i K, \quad (7.12)$$

де t_i – час приходу першого відбитого сигналу від границі.

$$K = [(V_H - V_w)/(V_H + V_w)]^{1/2}; \quad (7.13)$$

$$D_w = (t_{\text{УН}} - D_s / V_H) / (1/V_w - 1/V_H); \quad (7.14)$$

$$= V_w (t_{\text{УН}} V_H - D_s) (V_H - V_w); \quad (7.15)$$

$$= t_i V_w / \cos \theta_c, \quad (7.16)$$

де θ_c – критичний кут $= \sin^{-1}(V_w / V_H)$.

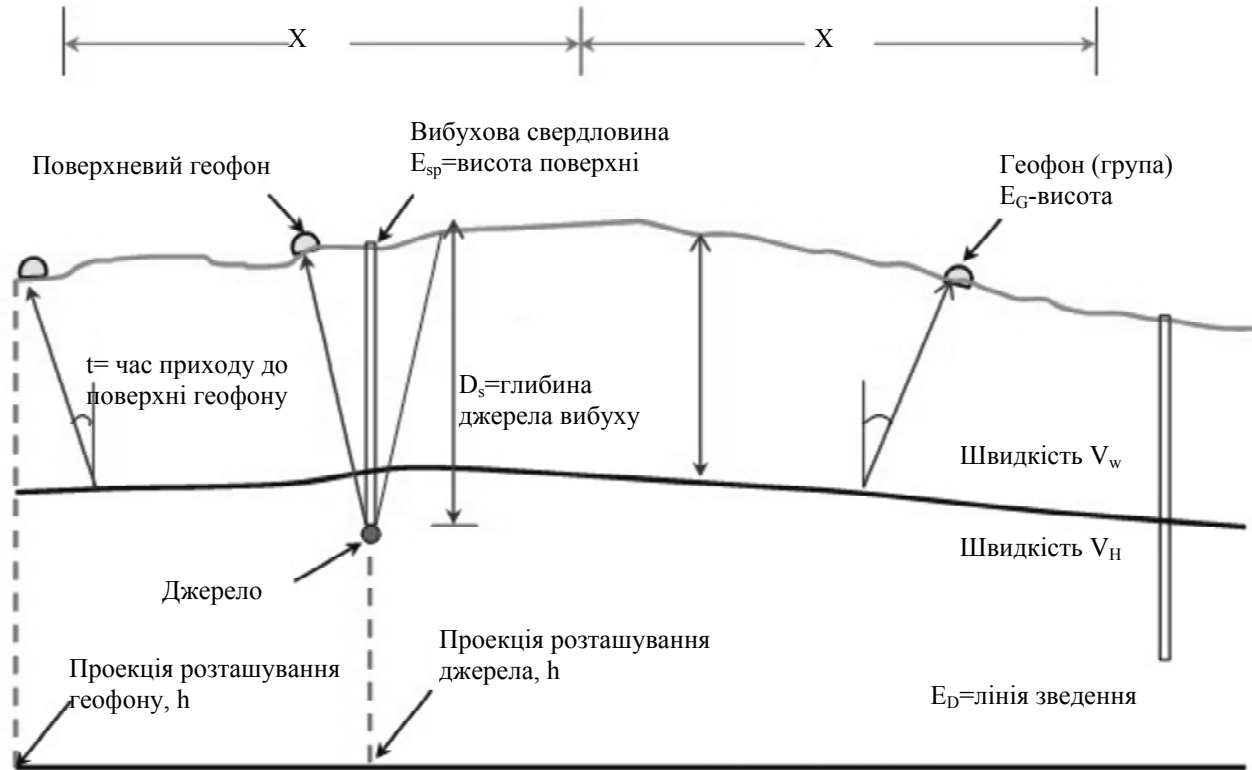
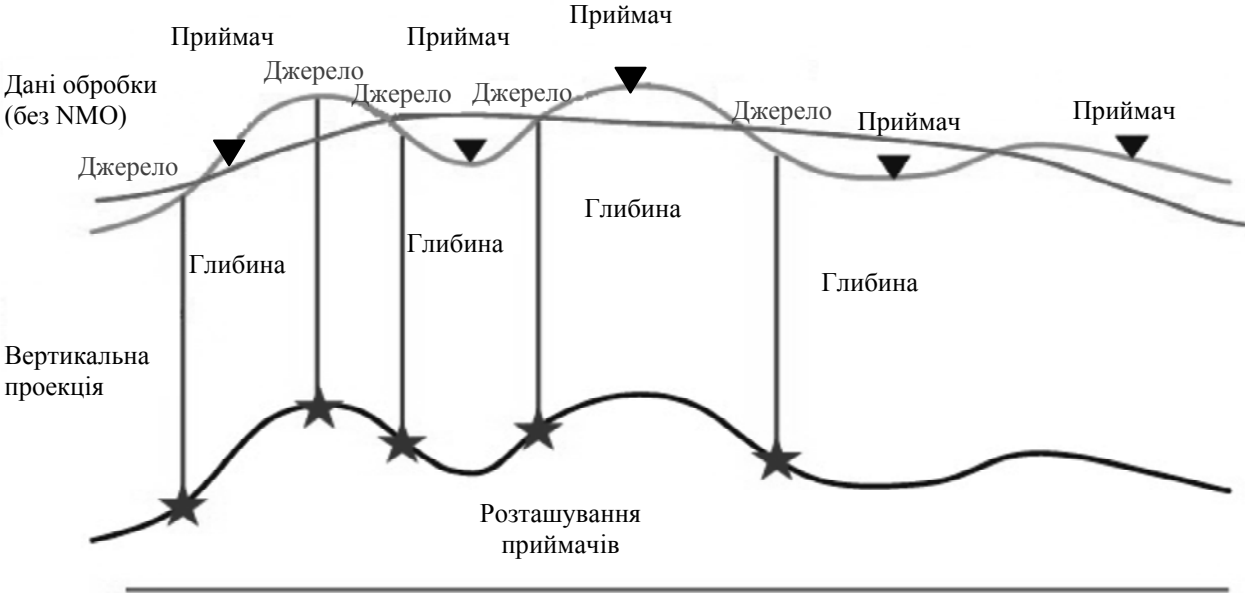


Рис. 7.6. Розрахунок статичних поправок

Термінологія даних статистики



Сейсмічна лінія зведення (дані після підсумовування)

Рис. 7.7. Дані статичних поправок

Поправка за розташування джерела і геофона = t_c :

$$t_c = (E_{sp} - D_s - E_D) \cdot V_H + (E_G - E_D) / V_H - t_{xy}. \quad (7.17)$$

Поправка за зону малих швидкостей (або на поверхні розташування геофону, де $t_{UH} = 0$):

$$D_w = 1 / 2V_w(t_i / \cos \theta + t_{UH}). \quad (7.18)$$

Диференційною поправкою за зону малих швидкостей є різниця між поправками розташування геофонів на G та H:

$$t_{DWC} = (t_H - t_G)(1 - V_w / V_H) + (E_H - E_G) / V_w. \quad (7.19)$$

Статичні поправки розраховуються для вирівнювання сейсмічних вступів у часовому вікні з постійною часовою складовою. Траси у часовому вікні мають бути вирівняні наближено за постійним часом горизонтального вирівнювання або за статичним зсувом першого часового вступу до постійної часу. Границі часового аналізу повинні бути визначені або введені в меню, або вручну обрані межі необхідного часу, використавши маркери на дисплеї. Ця програма працюватиме з даними будь-якої складності непідсумованих даних. Для отримання достовірної інформації бази даних можна зобразити графічно, як на рис. 7.8, 7.9, 7.10, 7.11.

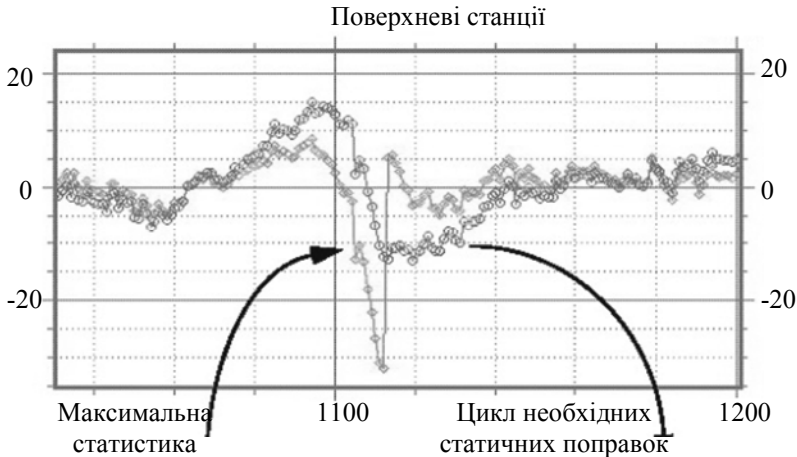


Рис. 7.8. Відображення бази даних максимальної статистики і наступного циклу необхідних статичних поправок

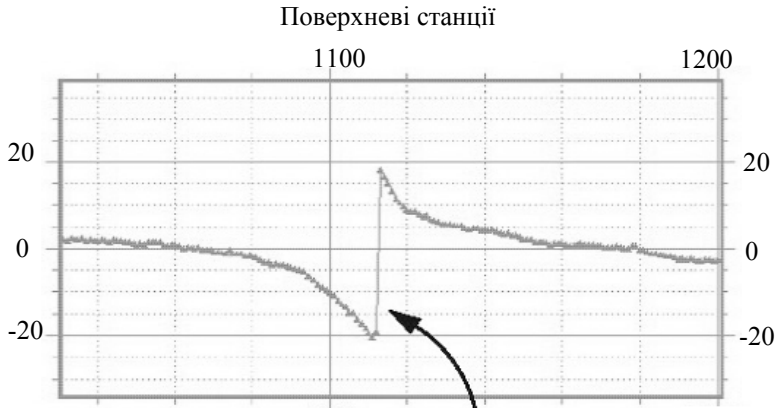


Рис. 7.9. Різниця двох розірваних статичних поправок

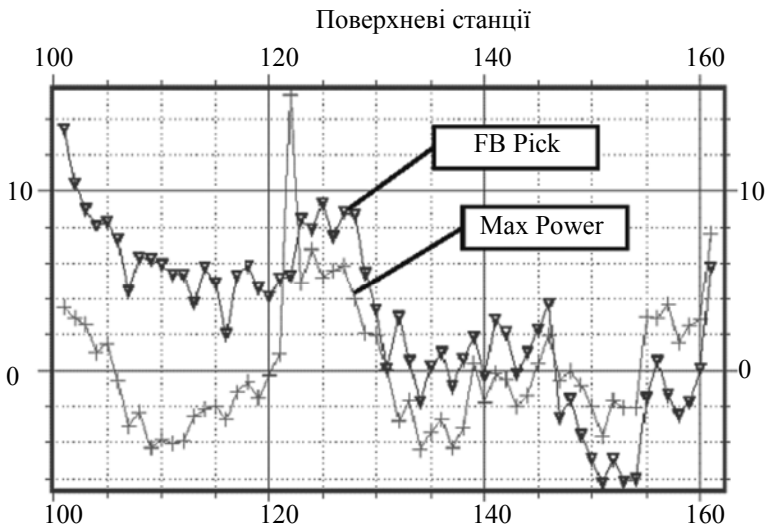


Рис. 7.10. Порівняння статичних поправок



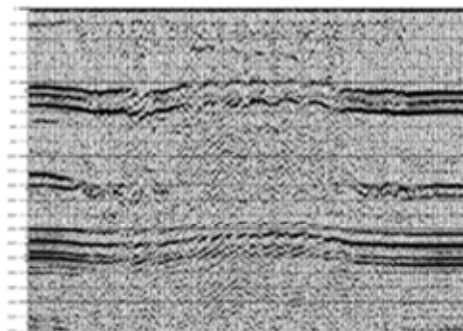
Рис. 7.11. Порівняння статичних поправок за часом P-хвиль і S-хвиль, необхідне для видалення при поверхневих неоднорідностях

Для фактичного визначення величини зсуву фаз між кожним каналом (сейсмотрасою) і сумарною трасою використовується функція взаємної кореляції (ФВК) цих двох трас у певному часовому вікні. ФВК приймає максимальне значення за такого взаємного зсуву трас за часом, що дорівнює значенню оцінюваної статичної поправки.

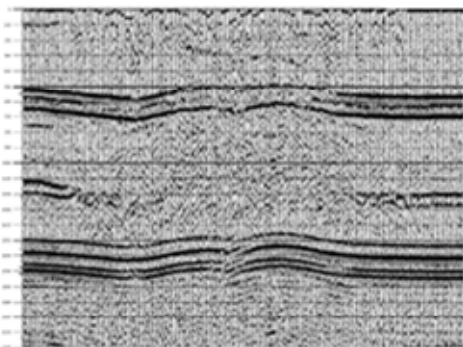
Знайдені за кожним одиничним годографом СГТ, коригуючи поправки продовжують містити випадкові похибки. Для їх усунення проводиться згладжування величин поправок і зіставлення їх за спільними точками вибуху та прийому. На практиці для досягнення високої точності побудови зазвичай виконується не менше трьох корекцій статичних поправок. На рис. 7.12 представлено результати застосування статичних поправок.

Статичні поправки вводяться перед будь-якими процедурами обробки, які використовують часи відбиттів, у тому числі і перед введенням кінематичних поправок.

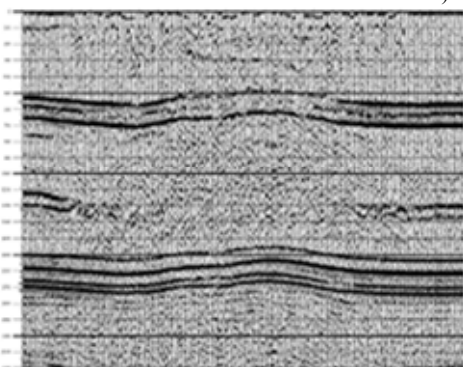
Результат застосування статичних поправок можна бачити на рис. 7.12.



а)



б)



в)

Рис. 7.12. Результат застосування статичних поправок:
а) сума без застосування статичної поправки; б) автостатика з максимальними значеннями поправки; в) сума після застосування декількох циклів статичних поправок

Контрольні запитання

1. Коротко охарактеризуйте початковий етап обробки даних.
2. Які основні завади виділяються під час роботи із сейсмограм?
3. Що таке м'ютинг і в чому його суть?
4. Яким чином регулювання амплітуд впливає на якість сейсмограм?
5. Які коефіцієнти використовуються для збереження амплітуд?
6. У чому полягає суть цифрового автоматичного регулювання?
7. Яке місце у графі обробки займають статичні поправки?
8. Які поправки необхідні для наведення реальних часів сейсмічних хвиль до лінії приведення?
9. Які годографи використовуються для корекції статичних поправок?

8. Початкові процедури обробки сейсмічної інформації. Фільтрація сейсмічних хвиль

8.1. Розрахунок і корекція кінематичних поправок

Фізичний сенс кінематичних поправок полягає в тому, що годографи СГТ трансформуються у лінії $t_0(x)$, тобто розріз приводиться до такого виду, коли кожній сейсмотрасі відповідає така сейсмотраса, яка зареєстрована за наявності пункту збудження в цій точці. Уведення кінематичних поправок істотно впливає на якість підсумовування і, отже, на якість отримуваних часових розрізів. Априорна інформація про розріз, необхідна для введення кінематичних поправок, завжди відома лише приблизно. Тому на наступних етапах обробки виникає необхідність проведення корекції кінематичних поправок.

Для більшості сейсмогеологічних ситуацій вихідну кінематичну поправку $\tau_k(t_0, x)$ розраховують за формулою

$$\tau_k(t_0, x) = \sqrt{t_0^2 + x^2 / V^2(t_0)} - t_0, \quad (8.1)$$

де $V(t_0)$ – залежність ефективної (або середньої) швидкості від часу t_0 .

Величина кінематичної поправки, як це впливає із формули, залежить від відстані x (віддалення каналу, що реєструє від пункту вибуху) (рис. 8.1).

Кінематичні поправки завжди містять похибки, які пов'язані з різними факторами: шаруватість розрізу, нахил відбиваючих границь, їхня криволінійність, анізотропія швидкості тощо. Для усунення похибок застосовуються процедури корекції уведених поправок.

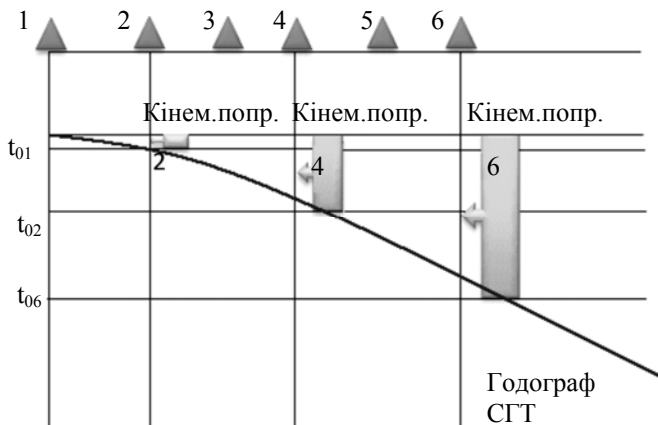


Рис. 8.1. Уведення кінематичних поправок

Функція $V(t_0)$ зазвичай задається на основі наявних попередніх відомостей про швидкісний розріз середовища у вигляді значень $V(t_0)$ у ряді вузлових точок по осі часу. Це можуть бути дані сейсмокаротажу, акустичного каротажу, ВСП. Значення $V(t_0)$ між вузловими точками визначаються шляхом лінійної інтерполяції.

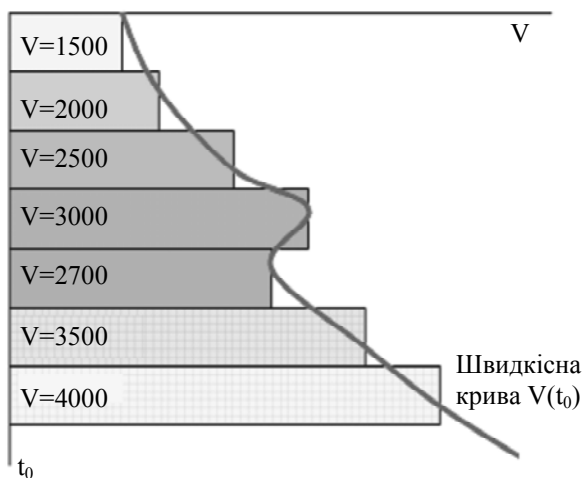


Рис. 8.2. Залежність швидкості від часу $V(t_0)$

Залежність $V(t_0)$ може бути прийнята постійною для всього профілю, або задаватися по-різному в ряді точок профілю (рис. 8.2). У другому випадку для отримання залежності $V(t_0)$ для кожної СГТ здійснюють лінійну інтерполяцію (по двом змінним x і t_0) між заданими праворуч і ліворуч сусідніми залежностями $V(t_0)$.

Скориговані кінематичні поправки $\tau_K(t_0, x)$ визначаються на основі різночасового аналізу сейсмограм СГТ. Фізична сутність та практична реалізація такого аналізу полягає в наступному:

1. Обирається ділянка розрізу (профілю), отримана по 20-30 сейсмограмах СГТ, для яких на всіх часах t_0 кінематичні поправки розраховуються з постійною швидкістю.

2. Розраховані кінематичні поправки вводяться у траси сейсмограм СГТ. Потім траси із введеними поправками підсумовуються і на виході маємо набір сумотрас СГТ (тобто невеликий шматок часового розрізу, в якому найбільш чітко буде видно ті осі синфазності (горизонти), для яких прийняте значення $V_{\text{сгт}}$ на відповідному часі t_0 збігається з істинним значенням $V_{\text{сгт}}$ для даної хвилі.

3. Цю процедуру повторюють кілька разів, перебираючи з необхідною детальністю 10–30 значень швидкості $V_{\text{сгт}}$. У результаті отримують на кожній ділянці профілю серію (за кількістю використаних значень швидкостей) варіантів часового розрізу. На основі цих варіантів визначається остаточно функція $V(t_0)$.

У цифровій обробці такий методичний прийом (підсумовування ділянок розрізу з постійною швидкістю) отримав назву *сканування швидкостей*. Цей метод вибору істинної швидкості $V_{\text{сгт}}$ має широке поширення і дуже зручний, оскільки критерієм вибору швидкості є якість остаточного результату обробки – часового сейсмічного розрізу.

У сейсмогеологічних умовах ДДЗ для досягнення високої якості часових розрізів потрібно детальне (через 10–30 точок СГТ) дослідження швидкісної кривої $V(t_0)$. Це пов'язано з тим, що у верхній і середній частині геологічного розрізу відбиваючі границі є криволінійними (роздування солей та пов'язані з ними тектонічні порушення).

8.2. Фільтрація сейсмічних хвиль

Центральне місце в комплексі обробки сейсмічних даних займають процедури, які дозволяють поліпшити співвідношення амплітуд корисних сигналів до амплітуди завад, які засновані на використанні різних частотних і швидкісних характеристик корисних сигналів та хвиль-завад. Сукупність таких процедур різної природи об'єднується загальним поняттям "фільтрація сейсмічних сигналів", в основі якої лежить відмінність у деяких властивостях сигналу і завад. Реєстровані корисні сейсмічні хвилі та хвилі-завади часто помітно різняться між собою за частотним спектром і діапазоном зміни уявних швидкостей. У табл. 8.1 наведені основні види фільтрації.

Використовуючи відмінності в динамічних (амплітуда і фаза частотного спектра) та кінематичних (уявна швидкість) властивостях корисних хвиль і хвиль-завад, можна на основі деяких математичних процедур досягти збільшення співвідношення "сигнал-завада", тобто збільшити амплітудну роздільну здатність сейсмічного запису. Підвищення амплітудної роздільної здатності зазвичай досягається за рахунок скорочення ширини спектра сигналу корисних хвиль. При цьому обов'язково знижується часова роздільна здатність запису. Останній, як відомо, визначає можливість роздільного виявлення і виділення сигналів, що приходять майже одночасно. У такий спосіб завдання одночасного підвищення амплітудної та часової роздільної здатності сейсмічних хвиль ставить суперечливі вимоги до процедур фільтрації. У таких випадках завжди знаходиться якесь компромісне рішення. Це приводить до того, що на практиці застосовується значна кількість видів фільтрації, які вирішують у кожному конкретному випадку певну задачу виявлення, виділення й посилення корисних сигналів.

Сукупність трас-сейсмічного запису можна представити у вигляді моделі багатотрасової сейсмограми:

$$P(t, x) = K(t, x) * S(t) + n(t), \quad (8.2)$$

де $K(t, x)$ – імпульсні сейсмограми (графіки розподілу коефіцієнтів відбиття в часі та уздовж профілю); $S(t)$ – функція, що

описує форму сейсмічного імпульсу; $n(t)$ – завади, незалежні від корисного сигналу; $*$ – символ операції згортки.

Величиною, яку потрібно знайти у процесі обробки сейсмічних даних МСГТ, є функція $K(t, x)$, що описує розподіл коефіцієнтів відбиття в часі (по глибині) і за профілем. Тому головним завданням фільтрації є отримання зі спостереженого сигналу $P(t, x)$ на виході фільтра такого сигналу, який був би максимально подібний до функції $K(t, x)$.

Для вирішення цього завдання, як це видно з моделі сейсмограми, необхідно знищити складову $n(t)$ і виділити сигнал з максимально широким спектром. Завдання такого роду вирішуються спеціальним вибором параметрів фільтра, пропускаючи через який вихідну сейсмограму можна отримати на його виході потрібний сигнал.

Існує велика кількість різних видів фільтрації. Першою і найважливішою класифікаційною ознакою всіх фільтрів є їхня властивість лінійності та нелінійності.

Лінійним називають оператор фільтра, який задовольняє таким двом властивостям: якщо A – деяка постійна, а $x_1(t)$ і $x_2(t)$ – різні функції, то:

$$\begin{aligned}L[A \cdot x(t)] &= AL[x(t)]; \\L[x_1(t) + x_2(t)] &= L[x_1(t)] + L[x_2(t)].\end{aligned}\tag{8.3}$$

Оператори, які не задовольняють цим умовам, називаються *нелінійними*.

Найважливішою особливістю лінійних фільтрів є те, що у процесі фільтрації характер їх дії не залежить від миттєвих значень сигналів, які надходять на їх вхід. Нелінійні фільтри цієї особливості не мають.

У сейсморозвідці найбільш широке застосування знаходить лінійна фільтрація. Реальний процес утворення сейсмічних хвильових полів є в основному лінійним. Тому обробка, мета якої – спростити хвильову картину і в підсумку отримати "обернений перехід" від сейсмічного запису до будови середовища, також зводиться, в основному, до лінійних перетворень.

Важливою характеристикою процесу фільтрації є наявність або відсутність зміни оператора фільтра залежно від часу. У

випадку, якщо оператор фільтра не змінюється протягом усієї сейсмічної траси, фільтрація називається *постійною* (інваріантною) у часі. Якщо оператор фільтра змінюється залежно від часу уздовж сейсмічної траси, фільтрація називається *змінною в часі*. У реальному геологічному середовищі завжди присутній ефект пружного поглинання, за рахунок якого частотний спектр і форма корисних сигналів змінюються з часом реєстрації.

Таблиця 8.1

ФІЛЬТРАЦІЯ	
Лінійна	Нелінійна
Змінна	Постійна (інваріантна) по часу
Одноканальна	
Багатоканальна	
	Просторова
Часова	Просторово-часова
Обернена	
Узгоджена	
В області часу	
В області частот	

Зрозуміло, що фільтрація, спрямована на виділення корисних хвиль, у загальному випадку має бути змінною, налаштовуючись у кожен момент часу на очікувані параметри корисного сигналу.

Ще однією характеристикою процесу фільтрації є кількість каналів на вході фільтра, що беруть участь у формуванні одного вихідного сигналу. Фільтр, який має один вхідний канал, називається одноканальним. Якщо фільтр має більш ніж один вхідний канал, він називається багатоканальним.

Із канальністю фільтра пов'язана ще одна характеристика фільтрації, яка показує, по якій координаті вимірюються відліки, які служать для формування одного вихідного значення фільтра. Фільтрація називається часовою, коли на вхід фільтра подається одна сейсмічна траса, і вихідний сигнал також є сейсмічною трасою у функції часу. У тому випадку, коли вихідне значення фільтра формується з низки відліків, взятих на багатоканальному сейсмічному

записі в один і той самий момент часу, але з різних трас (тобто в різних точках простору), фільтрація називається *просторовою*. Прикладом просторової фільтрації є змішування каналів.

Найзагальнішим видом є *просторово-часова* фільтрація, де вихідний сигнал формується з декількох каналів, розташованих на профілі, і в межах кожного каналу – по одному або декількох відліках, узятих в різні моменти часу. Очевидно, що одноканальна фільтрація може бути тільки часовою, а просторова і просторово-часова фільтрації будуть багатоканальними.

Фільтрації, спрямовані на виділення корисних сигналів із адитивних завад, отримали загальну назву *узгодженої* фільтрації. Ця назва пояснюється тим, що за деяких припущень щодо властивостей завад, амплітудна частотна характеристика фільтра збігається або узгоджується з амплітудним спектром корисних сигналів.

Фільтрації, спрямовані, в основному, на усунення небажаних фільтруючих компонент, називаються *оберненими*. Амплітудна і фазова частотні характеристики такого фільтра в загальному випадку близькі до обернених стосовно амплітудного і фазового спектрів тієї компоненти, яку потрібно послабити.

Фільтрації за способом обчислень поділяються на два типи: 1 – у часовій області; 2 – у частотній області.

Контрольні запитання

1. Поясніть фізичний зміст кінематичної поправки.
2. Від чого залежить величина кінематичної поправки?
3. У чому сутність різночасового аналізу?
4. Що таке "сканування швидкостей" і для чого використовується?
5. Поясніть поняття фільтрації сейсмічних хвиль.
6. Чому використовуються різні види фільтрації?
7. Які основні характеристики процесу фільтрації?
8. Назвіть основні види фільтрації.
9. На які типи за способом обчислення ділиться фільтрація?

9. Узгоджені одноканальні фільтри

9.1. Поняття узгоджених фільтрів

Узгоджені фільтри призначені для виділення сигналів відомої форми на фоні завад. Критерієм оптимальності таких фільтрів є отримання на виході максимально можливого співвідношення амплітудного значення сигналу до діючого значення завади. Узгоджений фільтр формує статистику у вигляді міри наближення зашумленого сигналу до еталонного, тому є основою для побудови пристроїв виявлення, розпізнавання та оцінки параметрів зашумлених сигналів.

У сучасних системах обробки сейсмічних даних серед класу одноканальних фільтрів узгоджені фільтри мають найбільш широке застосування. Сам термін "узгоджений фільтр" має такий фізичний сенс: якщо на сейсмічному записі існує область частот, де енергія сигналу вища за енергію завад, то можна сконструювати такий фільтр, який пропустить тільки ті складові спектра, де домінує сигнал. Інші компоненти спектра будуть послаблені. Частотна характеристика узгодженого фільтра близька за формою до частотної характеристики корисного сигналу (рис. 9.1).

Частотні характеристики сигналу і фільтра узгоджуються в діапазоні частот 20–40 Гц.

Узгоджений фільтр має дещо інші проектні пріоритети, які спрямовані на максимізацію співвідношення сигнал/завада відомого сигналу при заваді AWGN. Узгоджений фільтр можна розглядати як шаблон, який зіставляє сигнал, що обробляється з відомою формою. Звичайний фільтр зберігає часову або спектральну структуру сигналу. Узгоджений фільтр, навпаки, значною мірою модифікує часову структуру шляхом збору енергії сигналу, яка узгоджується з його шаблоном, і на завершення кожного інтервалу передавання символу надає результат фільт-

рації у вигляді значення максимальної амплітуди. Узагалі, приймач обробляє сигнали, що надходять за допомогою фільтрів обох типів. Завданням звичайного фільтра є ізоляція і виділення високоточної апроксимації сигналу з подальшим передаванням результату узгодженому фільтру. Узгоджений фільтр накопичує енергію прийнятого сигналу, і в момент отримання вибірки на вихід фільтра подається напруга, пропорційна цій енергії, після чого настає детектування та подальша обробка сигналу.

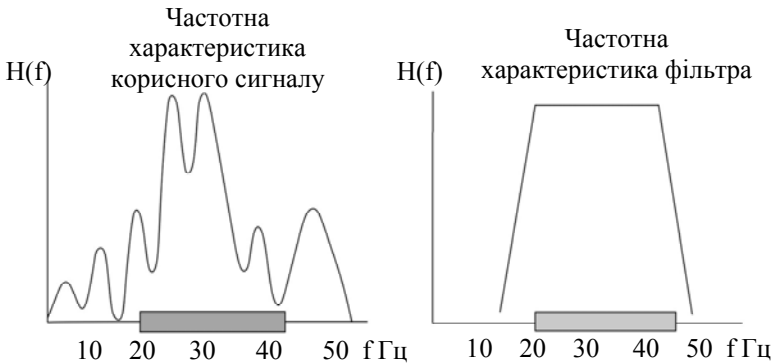


Рис. 9.1. Частотні характеристики корисного сигналу і фільтра

9.2. Фільтр низьких частот

Нехай спектр корисного сигналу переважає в діапазоні частот від 0 до f_1 . Вище частоти f_1 містяться завади. Тоді шуканий фільтр має пропускати всі коливання з частотою нижчою f_1 і пригнічувати коливання з частотою вище f_1 . Фільтр, що виконує таку функцію, називається *низькочастотним* фільтром (ФНЧ) (рис. 9.2). Застосування низькочастотної фільтрації дозволяє позбавитися від високочастотних хвиль-завад. До високочастотних завад можуть бути віднесені хвилі мікросейсми різної природи: високочастотні завади від промислових генераторів, різні природні явища (дощ, град, потріскування льоду).

Низькочастотний фільтр описується двома параметрами:

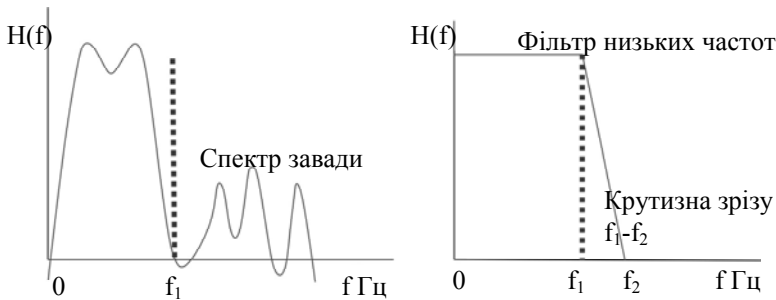


Рис. 9.2. Спектр корисного сигналу та частотна характеристика

9.3. Фільтр високих частот

Нехай спектр корисного сигналу розташовується вище за частоту f_1 , а спектр завади – нижче за частоту f_1 . Тоді фільтр має пропускати коливання, що містять частоти вище за f_1 , та послаблювати коливання з частотами нижче за f_2 . Такий фільтр називається *високочастотним* (ФВЧ).

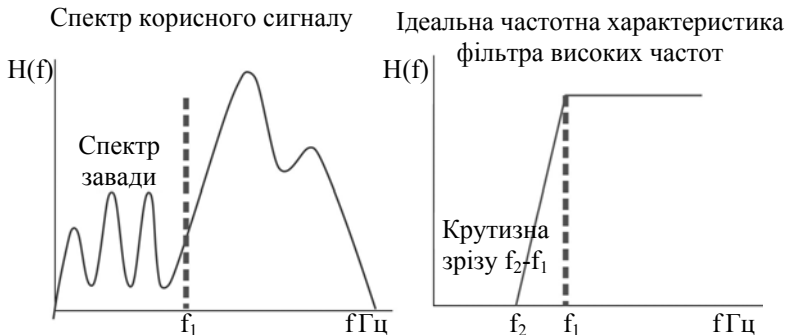


Рис. 9.3. Фільтри високих частот

Високочастотні фільтри у процесі обробки допомагають позбутися низькочастотних завад, до яких, передусім, належать

поверхневі хвилі, які за частотним складом істотно відрізняються від корисних хвиль.

Високочастотний фільтр описується двома параметрами:

f_1 – гранична частота пропускання (нижня межа фільтра);

$f_2 - f_1$ – крутизна зрізу.

9.4. Смуговий фільтр

Спектр сигналу переважає у смузі частот $f_2 - f_3$. Завади домінують на частотах нижче за f_2 і вище за f_3 . Смуговий фільтр послаблює всі завади, що знаходяться за межами діапазону від f_2 до f_3 .

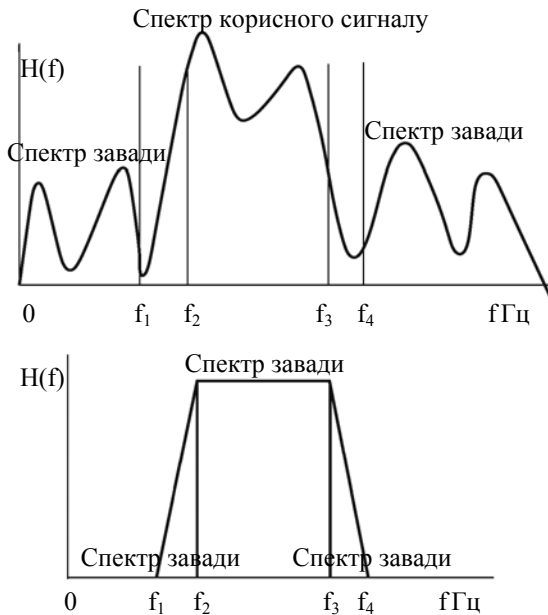


Рис. 9.4. Смуговий фільтр

Смугові фільтри дуже широко застосовуються в цифровій обробці сейсмічних записів і дозволяють досягти значного ефекту у збільшенні співвідношення сигнал – завада.

Смуговий фільтр описується чотирма параметрами:

f_1 – нижня гранична частота;

f_2 – верхня гранична частота;

$f_2 - f_1$ – нижня крутизна зрізу;

$f_4 - f_3$ – верхня крутизна зрізу.

9.5. Режекторний фільтр

Нехай корисний сигнал присутній на всіх частотах, крім діапазону від f_1 до f_2 , де домінують завади. У цьому випадку фільтр має вирізати тільки заданий діапазон частот. Такий фільтр називається *режекторним*.

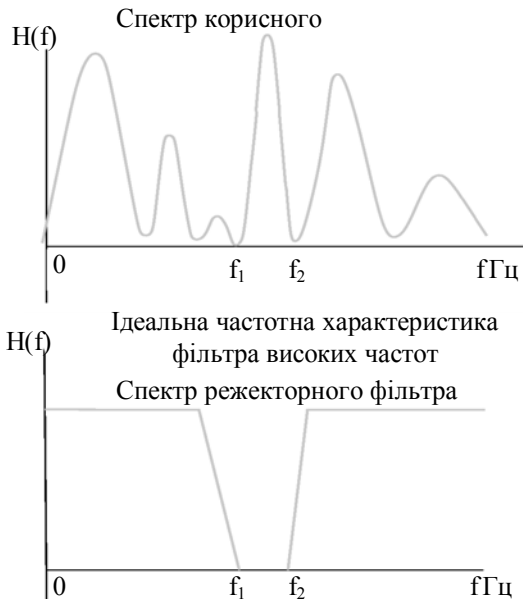


Рис. 9.5. Режекторний фільтр

Режекторний фільтр описується двома параметрами:

f_1 – нижня гранична частота смуги вирізання;

f_2 – верхня гранична частота смуги вирізання

Режекторні фільтри використовуються в цифровій обробці для послаблення хвиль-завад, які мають вузькосмуговий спектр. Частіше за все, ці хвилі-завади пов'язані з різними фізичними ефектами, що виникають при роботі електричних ліній і промислових генераторів. Найпопулярніша промислова завада має частоту 50 Гц.

9.6. Розрахунок узгоджених фільтрів і явище Гібса

В основі розрахунку узгоджених фільтрів лежить перетворення Фур'є.

Сигнал на виході фільтра:

$$h(t, x) = 1 / 2\pi \int_{-\infty}^{+\infty} H(w, x) \cdot \exp(iwt) \cdot dw. \quad (9.1)$$

Частотна характеристика фільтра:

$$H(w, x) = 1 / 2\pi \int_{-\infty}^{+\infty} h(t, x) \cdot \exp(-iwt) \cdot dt. \quad (9.2)$$

Частотні характеристики ідеальних фільтрів (ФНЧ, ФВЧ, смуговий, режекторний) дозволяють за формулою (9.1) розраховувати відповідні їм оператори фільтра. Якщо обирати фільтри, у яких крутизна зрізів частотних характеристик теоретично наближається до ідеальних варіантів (як на рисунках), то конструкція її операторів виявляється занадто складною. У формуванні вихідного сигналу в них братиме участь довгий ряд синусоїд із різними частотами, і практичне використання фільтрів такої конструкції буде ускладнено. Тому узгоджені фільтри використовуються частіше не в оптимальному варіанті, а у спрощеному. На практиці для розрахунку фільтрів використовується невелика кількість синусоїд, які беруть участь у структурі оператора, але при цьому виникають два явища:

1. Явище Гібса – небажане амплітудне спотворення частотної характеристики фільтра, пов'язане з тим, що поблизу граничної частоти спостерігається викид значень $H(f)$ унаслідок того, що "у точці розриву збіжність ряду Фур'є не може бути рівномірною". Амплітуда коливань Гібса є максимальною поблизу граничної частоти фільтра. Максимальна амплітуда коливань Гібса становить зазвичай 9 % проектної величини.

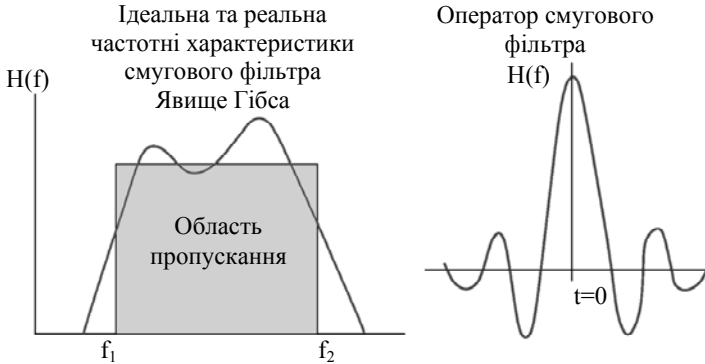


Рис. 9.6. Явище Гібса

Явище Гібса призводить до того, що в області придушення небажаних частотних складників на частотах, близьких до граничних (f_1 і f_2), їх залишкова енергія буде залишатися значною, тобто фільтр пропускати помітну частину сигналу в області уявного гасіння.

2. Явище пропускання частини "шкідливих" небажаних частот сигналу може бути видалене шляхом конструювання фільтрів із плавним переходом від області пропускання до області придушення. На практиці краще використувати фільтр, який має дещо меншу крутизну частотної характеристики в області зрізу (граничних частот), але й меншу амплітуду коливачь Гібса. Для зменшення впливу розривності частотної характеристики вводяться множники згладжування, що забезпечують плавний перехід із області пропускання до області придушення. Такий плавний перехід забезпечує зменшення максимальних амплітуд коливачь Гібса до 1 % за незначного зменшення реальної крутизни зрізу.

Частотна характеристика смугового фільтра може бути знайдена як різниця частотних характеристик двох низькочастотних фільтрів із різними граничними частотами.

Важливим питанням у практиці застосування узгоджених фільтрів є вибір довжини фільтра. Завдання граничних частот накладає суттєві обмеження на довжину застосованих операторів: чим вужчою є область пропускання і чим крутіші зрізи, тим довшим має бути оператор фільтра.

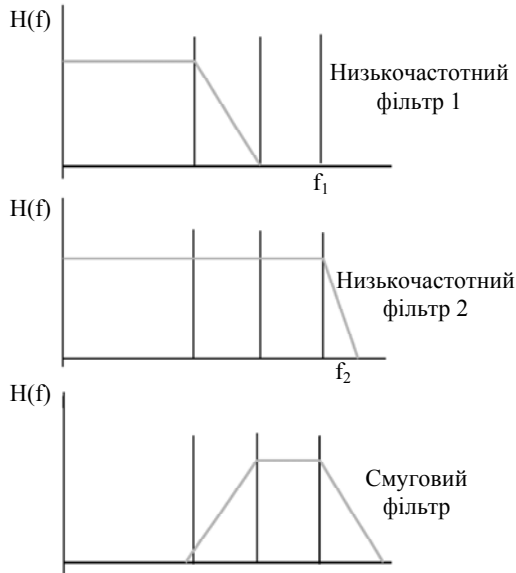


Рис. 9.7. Знаходження частотної характеристики смугового фільтра

Під довжиною оператора розуміють вагову функцію, з якою згортається сейсмограма, яку фільтрують. Довжина оператора фільтра зазвичай задається в дискретах.

Контрольні запитання

1. Для чого призначені узгоджені фільтри?
2. Які відмінності узгодженого фільтра виділяють його серед інших фільтрів?
3. Якими параметрами характеризується низькочастотний фільтр?
4. Чим характеризується високочастотний фільтр?
5. Назвіть основні принципи роботи смугового фільтра.
6. Що являє собою режекторний фільтр і для чого він використовується?
7. Як можна розрахувати узгоджений фільтр?
8. Поясніть явище Гібса.
9. Для чого використовується явище пропускання частот?

10. Багатоканальні фільтри. Просторово-часова фільтрація

10.1. Поняття та фізичні основи багатоканальної фільтрації

Застосування багатоканальної фільтрації базується на відмінності сигналів і завад за позірною швидкістю, за кривизною годографів і ступенем кореляції корисних сигналів по профілю. Так, наприклад, відомо, що пряма хвиля приходить в точку реєстрації завжди раніше, ніж відбита. Тому корисний сигнал на сейсмограмі СПВ завжди можна "відсікти" від прямої хвилі й різних поверхневих хвиль.

Під час аналізу сейсмограм СПВ виділяють і розпізнають відображені, поверхневі та заломлені хвилі. Потім ці хвилі простежують у просторі (по профілях) на основі фазової кореляції. Фазову кореляцію (фіксація у просторі) здійснюють шляхом відслідковування одного або декількох найбільш чітких екстремумів сейсмічного запису. При виконанні фазової кореляції враховується, насамперед, ознака подібності форми запису хвилі на сусідніх точках реєстрації (трасах СПВ). Одночасно береться до уваги властивість плавності зміни часу реєстрації та позірної швидкості уздовж профілю реєстрації. Лінія, яка з'єднує однако-ві фази однієї і тієї самої хвилі на різних трасах, називається віссю синфазності.

Вісь синфазності є годографом хвилі (фазовим годографом), який побудований у масштабі сейсмограми або часового розрізу.

Існує безліч модифікацій багатоканальних просторово-часових фільтрів різної структури та призначення. Однак у принциповому плані схема роботи багатоканального фільтра може бути описана єдиним загальним алгоритмом.

10.2. Алгоритм багатоканальної фільтрації

Модель багатоканального сейсмічного запису можна представити у спрощеному вигляді:

$$y_x(t) = A_x(t) + n_x(t), \quad (10.1)$$

де $A_x(t)$ – сигнальна компонента, а $n_x(t)$ – сума всіх завад.

Загальний алгоритм багатоканальної фільтрації (рис. 10.1) для $(M+1)$ – канального фільтра – може бути описаний виразом:

$$Y_x(t) = \sum_{m=-M/2}^{m=M/2} [f_m(t) * y_{x-m}(t)], \quad (10.2)$$

де $f_m(t)$ – вагова функція багатоканального фільтра, яку можна розглядати як сукупність $M+1$ різних часових фільтрів:

$$f_1(t), f_2(t), f_{m+1}(t), \quad (10.3)$$

де $y_{x-m}(t)$ – вхідні траси $y_x(t), y_{x+1}(t), y_{x-1}(t)$.

Значок * означає згортку функцій $f_m(t)$ і $y_{x-m}(t)$ з часової координати за фіксованих m і x .

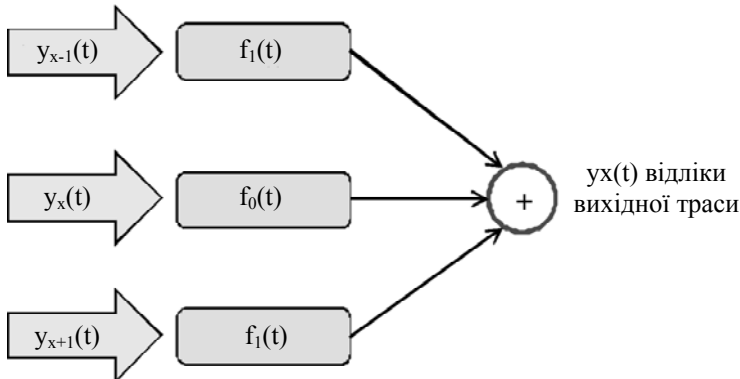


Рис. 10.1. Схема багатоканальної фільтрації

Матриці вхідної $y_x(t)$ * і вагової $f_m(t)$ функцій, відліки вихідної функції $y_x(t)$.

Перший крок – згортка

$[F_m(t) \cdot y_{x-m}(t)]$ – операція згортки проводиться уздовж рядків вхідної матриці, тобто уздовж сейсмічної траси (x тут не змінюється, а t – змінна)

Другий крок – змішування

Підсумовування проводиться уздовж стовпців вхідної матриці, тобто по кількох сейсмотрасах (каналам). Звідси і назва *багатоканальна фільтрація*.

У даному прикладі кількість каналів $m = 3(-1, 0, 1)$, $t = 4, 5, 6$.

Розглянута схема відповідає просторово-часовій фільтрації з використанням фільтра, інваріантного (постійного) як у часі, так і у просторі. У рівнянні (1) коефіцієнти фільтра не змінюються з координатою x , тобто набір фільтрів $f_0(t), f_{\mp 1}(t)$ – один і той самий для всіх вихідних трас. Такий інваріантний у просторі фільтр відповідає випадку, коли статистичні характеристики сигналів і завад не змінюються за профілем. У більш загальному випадку, якщо такі зміни існують і їх потрібно враховувати, фільтр роблять змінним у просторі, тобто для різних вихідних трас використовують різні набори $f_{max}(t)$ фільтрів.

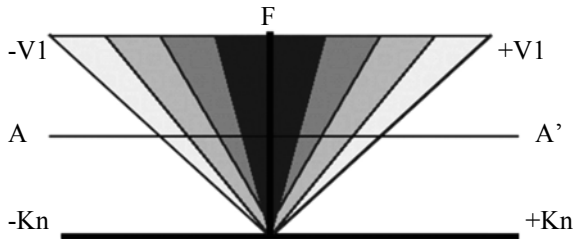
10.3. Фільтрація F-K (віялоподібний фільтр)

Найпопулярнішим багатоканальним фільтром у цифровій обробці є фільтр за принципом віяла. Завдання фільтрації за принципом віяла без спотворень – сигнали тих сейсмічних хвиль, позірні швидкості яких існують усередині заданих меж (форма віяла) позірних швидкостей – $V_{kc} < V_k < V_{kc}$ і придушення регулярних хвиль, позірні швидкості яких перебувають поза заданими межами (рис. 10.2). Основні параметри фільтрації представлені на рис. 10.2–10.6.

Амплітудно-частотна характеристика фільтра за принципом віяла має вигляд:

$$A(w, k) \begin{cases} 1, \text{ при } -\left| \frac{w}{V_{kc}} \right| \leq k \leq \left| \frac{w}{V_{kc}} \right| \\ 0, \text{ при } k < -\left| \frac{w}{V_{kc}} \right| \text{ або } k > \left| \frac{w}{V_{kc}} \right| \end{cases} \quad (10.4)$$

де $k = w/V_k$ – хвильове число або просторова частота, $w/2\pi$ – обернена величина від періоду T ($T = 2\pi/w$).



Спектр F-K віялоподібного фільтра в діапазоні швидкостей $-V1$ до $+V2$ приймає такі значення:

$> 90\%$ послаблення без послаблення

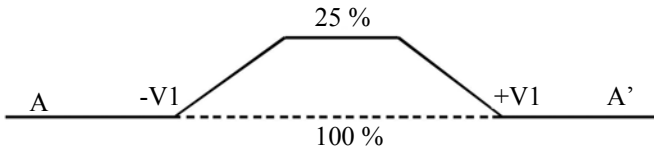


Рис. 10.2. Діапазон швидкостей F-K фільтра

Функцію F-K фільтра можна знайти в F-K-Analysis, що застосовується в пакетному режимі з великими обсягами сейсмічних трас. PROMAX застосовує частотно-хвильовий фільтр до даних, які внутрішньо перетворені в F-K області. Дані перетворюються із просторово-часових обраних трас в F-K область у результаті застосування двовимірного перетворення Фур'є. Після застосування F-K фільтра дані знову конвертуються назад у просторово-часову область за допомогою оберненого перетворення Фур'є. Перші вступи можуть автоматично відновлюватися після застосування F-K фільтрації.

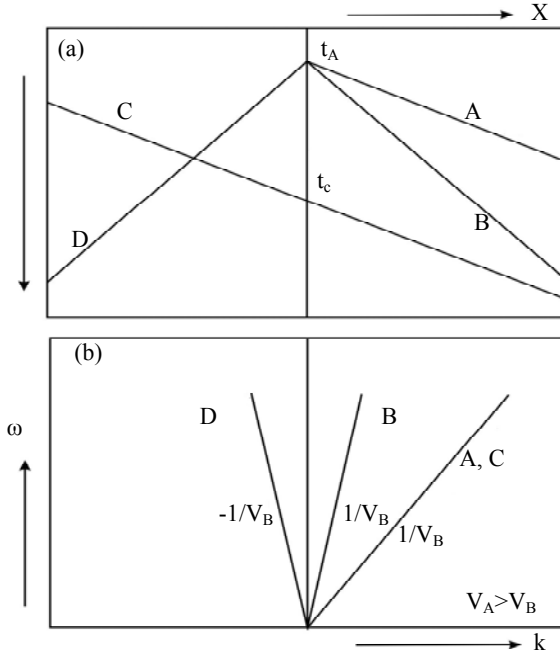


Рис.10.3. Співвідношення просторово-часової області (а) і частотно-хвильової області (б), де:

$$A(t) = A_0 \delta(t - x / V_A + t_A); \quad B(t) = B_0 \delta(t - x / V_B + t_A);$$

$$C(t) = C_0 \delta(t - x / V_C + t_c); \quad D(t) = D_0 \delta(+x / V_B + t_A).$$

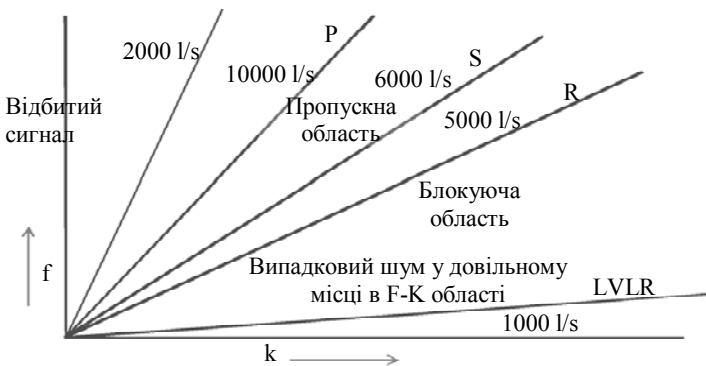


Рис. 10.4. Співвідношення сигналу та завод в F-K області

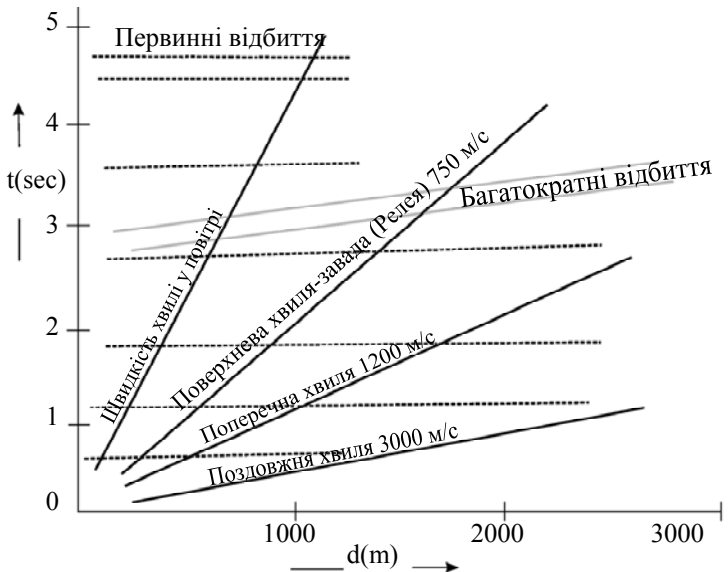
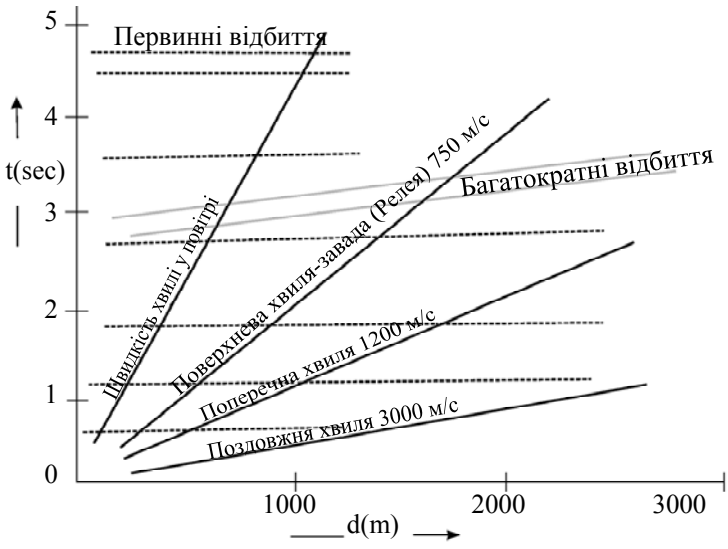


Рис. 10.5. Часово-глибинна залежність

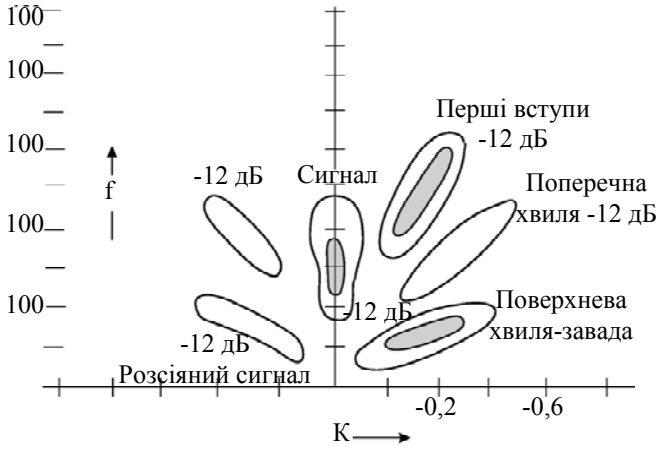


Рис. 10.6. F-K область

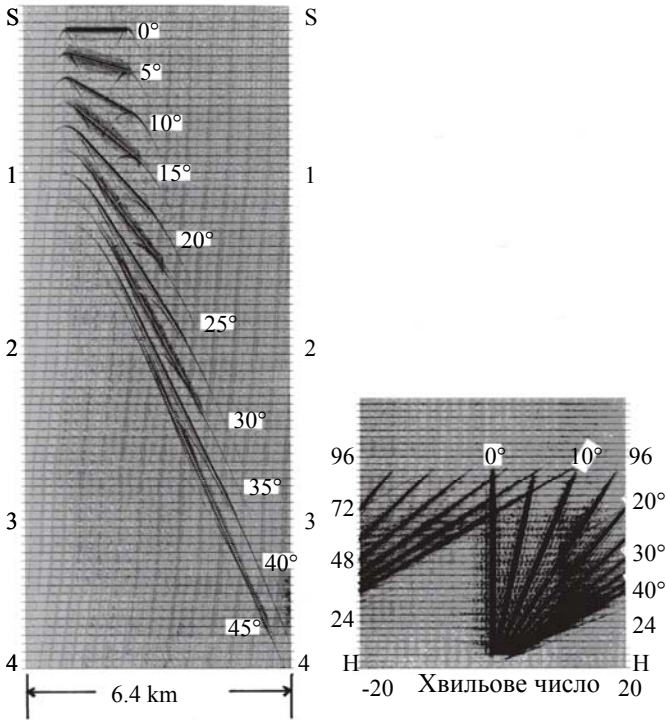


Рис. 10.7. F-K область

Просторово-часовий оператор F-K фільтра знаходиться шляхом двовимірною перетворення Фур'є амплітудно-частотної характеристики фільтра $A(\omega, k)$.

Ще одним видом просторово-часової фільтрації є **перетворення Радона**.

Сейсмограму або часовий розріз по суті можна розглядати як зображення двовірної функції $u(x, t)$ – амплітуд хвильового поля. Пряме перетворення Радона полягає в обчисленні по цьому полю нової функції двох нових змінних p і τ за допомогою інтеграла виду:

$$U_r(p, \tau) = \int u(x, px + \tau) * dx \quad (10.5)$$

Інтегрування при цьому виконується у площині змінних x, t із роду прямих ліній, загальний вид рівняння яких $t(x) = p * x + \tau$. У результаті виконання такого перетворення в системі координат p, τ отримують нове хвильове поле – поле функції $U_r(p, \tau)$. Перетворення Радона виконується шляхом підсумовування значень амплітуд хвильового поля $u(x, t)$ за нескінченністю прямих ліній, кожна із яких має свій кутовий коефіцієнт p_0 і час відбиття τ_0 . Тому таке перетворення називають *похилим підсумовуванням*. Результат такого підсумовування $U_r(p_0, \tau_0)$ відносять до точки з координатами p_0, τ_0 . Принцип трансформації хвильового поля, зареєстрованого в системі координат x, t у простір координат p, τ можна зобразити графічно.

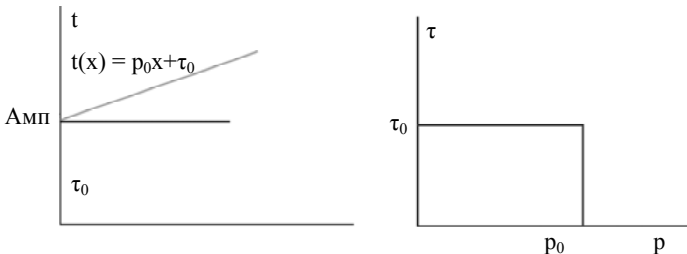


Рис. 10.8. Перетворення хвильового поля в системі координат p, τ

У просторі координат p, τ виконують фільтрацію шляхом обнулення амплітуд нового поля в секторі потрібних нахилів (величин позірних швидкостей) і параметрів τ . Виконавши далі обернене перетворення Радона, можна отримати початкове хвильове поле, очищене від регулярних хвиль-завад, з певними позірними швидкостями.

Принципова відмінність перетворення Радона від класичного алгоритму просторової фільтрації полягає в тому, що у класичному алгоритмі просторового фільтра підсумовування добутків амплітуд і коефіцієнтів фільтра відбувається по рядках і стовпцях матриці-сейсмограми, а у перетворенні Радона амплітуди трас підсумовуються по похилих прямих лініях.

Контрольні запитання

1. Охарактеризуйте основи багатоканальної фільтрації.
2. Поясніть основні етапи алгоритму багатоканальної фільтрації.
3. Що лежить в основі F-K фільтра?
4. Які види просторово-часової фільтрації ви знаєте?
5. У чому полягає принципова відмінність перетворення Радона?

11. Оптимальні фільтри. Обернена фільтрація

11.1. Оптимальні фільтри. Критерії оптимальності фільтрів

Фільтрація застосовується для вирішення різних завдань. Кінцевою метою обробки є відновлення функції імпульсної реакції середовища $K(t)$.

Модель сейсмічної траси:

$$Y(t) = A(t) + n(t). \quad (11.1)$$

Сигнал на сейсмічному записі:

$$A(t) = K(t) \cdot S(t) = \sum a_k \cdot S(t - \theta_k), \quad (11.2)$$

де $K(t)$ – імпульсна реакція середовища (коефіцієнти відбиття); a_k – амплітуди коефіцієнтів відбиття; $S(t - \theta_k)$ – отриманий сигнал; $n(t)$ – сума завад.

Для знаходження функції $K(t)$ необхідно сформулювати умови та критерії для вибору фільтра, які визначаються метою фільтрації. Ці критерії мають однозначно визначати оператор фільтра або його частотну характеристику. Отриманий при додержанні таких умов фільтр називається *оптимальним* стосовно обраного критерію.

Критерії оптимальності формуються стосовно найкращого розв'язку задачі фільтрації й величини початкового співвідношення "сигнал – завада".

У цифровій обробці найбільш широке застосування мають два типи завдань:

1. *Виділення функції $K(t)$ у "чистому" вигляді.* Виконання цього завдання означатиме скорочення тривалості імпульсів реєстрованих хвиль, тобто підвищення часової роздільної здатності сей-

смічного запису. Фільтр, який здійснює таке перетворення, називається *оптимальним оберненим* фільтром. Такий тип фільтрації називається *деконволюцією*.

2. Усунення не всіх фільтруючих компонент, а тільки деяких із них (хвиль-завад-супутників). Найбільш небажаними є компоненти, які представлені хвилями-супутниками, що виникають на поверхні розрізу або у водному шарі (кратні хвилі; у морській сейсмозвідці – реверберація і повторний удар). Хвилі, відбиті від різних границь, проходять один і той самий поверхневий розріз, тому форма складного імпульсу, що включає хвилі-супутники і реверберації, є відносно стабільною. Це дозволяє, отримавши одного разу необхідні дані про форму складного коливання, "передбачати" появу хвиль-супутників після кожної реєстрації основного (першого) імпульсу і потім виділяти передбачені коливання-завади. Фільтр такого типу називається фільтром з передбаченням. Кожна з цих задач має свою кінцеву мету і свої критерії для формування фільтра.

11.2. Рівняння Колмогорова–Вінера. Обернений фільтр стиснення

Головною метою оберненої фільтрації є отримання процесу (функції) $K(t)$ у "чистому" вигляді, тобто найкраще наближення ("стиснення") кожного окремого імпульсу $a_k * S(t - \theta_k)$ до одичної функції.

Задача виділення залежності $K(t)$ у чистому вигляді вирішується за допомогою такого фільтра $L_1(t)$, який перетворює вхідну трасу у вихідну послідовність, яка найменш (у середньоквадратичному розумінні) відрізняється від $K(t)$.

Коли завади відсутні у рівнянні $(1)n(t) = 0$, то можливий точний розв'язок задачі, тобто $Y(t) = K(t)$. З урахуванням умови $n(t) = 0$ замість рівняння (1), перейшовши в область частот, можна записати:

$$Y(w) = K(w) \cdot S(w). \quad (11.3)$$

Звідси:

$$K(w) = Y(w)1/S(w). \quad (11.4)$$

Тут множник $1/S(w)$ грає роль частотної характеристики шуканого фільтра $L_1(t)$, який має зробити перетворення сейсмічного запису, протилежне тому, яке описувалося як вплив оператора $S(t)$ на імпульсну характеристику середовища $K(t)$. Частотна характеристика $L_1(w)$ цього фільтра є оберненою величиною щодо спектра $S(w)$ одиночного сейсмічного імпульсу:

$$L_1(w) = 1/S(w). \quad (11.5)$$

Тому фільтр типу $L_1(w)$ називається **оберненим**.

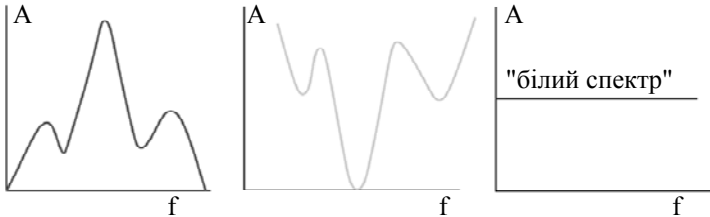


Рис. 11.1. Обернена фільтрація (деконволюція) у частотній області

За наявності завад точний розв'язок рівняння неможливий. Тому на практиці доводиться шукати наближений розв'язок, який впливає зі сформульованого вище критерію мінімуму суми квадратів відхилень вихідного сейсмічного запису від шуканої функції $K(t)$.

Критерій оптимальності фільтра зводиться до виконання умови:

$$\sum \left\{ \delta(t - \tau_k) - \left[s(t - \tau_k) + \frac{1}{a_k} \cdot n(t) \right] * L_1(t) \right\}^2 = \min, \quad (11.6)$$

де $\delta(t - \tau_k)$ – елемент імпульсної сейсмограми $K(t)$, який відповідає даному k -ому імпульсу:

$$\delta(t - \tau_k) = \begin{cases} 1, & t = \tau_k \\ 0, & t \neq \tau_k \end{cases}. \quad (11.7)$$

Вираз (11.7) є одиничним імпульсом, який існує тільки в момент часу $t = \tau_k$.

Рівняння (11.7) можна записати у спрощеному вигляді:

$$\sum [x(t) - y(t) \cdot L(t)]^2 = \min. \quad (11.8)$$

Умова мінімуму буде виконана за умови, якщо всі власні похідні лівої частини цього рівняння по кожному із вагових коефіцієнтів фільтра будуть рівні нулю. Якщо продиференціювати рівняння (11.8), то у кінцевому результаті отримаємо Рівняння Колмогорова – Віннера:

$$\sum_{\tau=0}^T L(\tau) * b_y(\theta - \tau) = r_{xy}(\theta), \quad (11.9)$$

де, $L(\tau)$ – вагова функція фільтра (зворотний фільтр); $b_y(\theta - \tau)$ – функція автокореляції вхідного сигналу; $r_{xy}(\theta)$ – взаємна кореляція входу з бажаним виходом.

Рівняння Колмогорова – Вінера займає найважливіше місце у статистичній теорії фільтрації.

Фільтр стиснення

Рівняння Колмогорова – Вінера для оберненого фільтра стиснення має вид:

$$\sum_{\tau=0}^T L_{01}(\tau) * b_y(\theta - \tau) = S(-\theta), \quad (11.10)$$

де, $S(-\theta)$ – бажана форма імпульсу на виході оберненого фільтра; $b_y(\theta - \tau)$ – функція автокореляції вихідного сигналу.

Функція автокореляції $b_y(\theta - \tau)$ завжди може бути визначена за вихідним сейсмічним записом. Щодо вибору бажаного вихідного сигналу, то у багаторічній практиці цифрової обробки виробився такий підхід: для отримання більшої роздільної здатності (за часом) зазвичай вибирається мінімально-фазовий сигнал. Оскільки спектр "завади" завжди ширший, ніж спектр сигналу, то розширення сигнального спектра може призвести до посилення частотних компонент із низьким співвідношенням "сигнал-завада", у результаті чого загальне співвідношення сигнал-завада знижується. Тому завжди доводиться шукати компроміс між необхідністю підвищення роздільної здатності та погіршенням співвідношення сиг-

нал-завада. Обернена фільтрація (рис. 11.2), яка забезпечує отримання на виході мінімально-фазового сигналу, називається **мінімально-фазовою деконволюцією**.

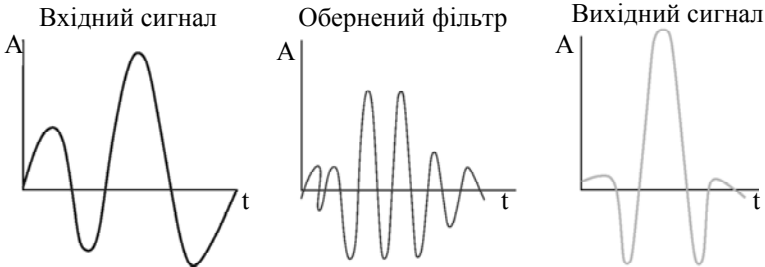


Рис. 11.2. Обернена фільтрація

Ідеальний оператор оберненого фільтра повинен виглядати як іхтіозавр: товстий у середині і тонкий з обох боків. Після мінімально-фазової деконволюції вхідний сигнал набуває форми близької до мінімальної фазової. При цьому спектр сигналу після оберненої фільтрації розширюється (дивись вище).

11.3. Фільтр з передбаченням. Деревербераційний фільтр

Фільтр з передбаченням призначений для усунення супутніх хвиль-завад (повторний удар у морській сейсмозв'язці), які супроводжують одиночний сейсмічний імпульс, і кратні хвилі, які накладаються на відбиті хвилі. Фільтром з передбаченням називається такий фільтр $L_{nl}(t)$, який за значеннями $y(t)$ вхідної функції в моменти часу $t \leq \theta$ дозволяє знайти оцінку $y^*(t)$ функції $y(t)$ у певний майбутній момент часу $\theta + \alpha, \alpha \geq 1$.

У цьому випадку з'являється компонента запису, що спотворює корисний сигнал. З метою її подальшого вирахування, треба прогнозувати не тільки супутні та кратні хвилі, але і завади $n(t)$, тобто процес $y(t)$ у цілому:

$$\sum L_{nl}(t) \cdot y(\theta - t) = x(\theta) = y(\theta + \alpha). \quad (11.11)$$

Величина α називається інтервалом передбачення. Якщо попередні значення процесу $y(t), t \leq \theta$ нам відомі точно і оператор передбачення $L_{nl}(t)$ вибраний правильно, то помилка передбачення є непередбачуваною частиною процесу $y(t)$:

$$\begin{aligned} -\varepsilon(\theta + \alpha) &= y \cdot (\theta + \alpha) - y(\theta + \alpha) = \\ &= \sum_t L_{nl}(t) \cdot y(\theta - t) - y(\theta + \alpha). \end{aligned} \quad (11.12)$$

Якщо $\varepsilon(\theta + \alpha) = 0$, то значення процесу $y(t)$ у момент $\theta + \alpha$ представлено хвилями-супутниками і кратними хвилями, пов'язаними з попередніми вступами хвиль, і ніяких нових вступів – ні завад, ні корисних сигналів – не з'явилося. Якщо ж $\varepsilon(\theta + \alpha) \neq 0$, то очевидно, такі вступу з'явилися. У такий спосіб, послідовність $\varepsilon(t)$ похибок передбачення є не що інше, як послідовність вступів нових хвиль. Саме ці нові хвилі цікавлять найбільше. Тому шуканим фільтром $L_{onl}(t)$ є оператор помилки передбачення, який визначається співвідношенням:

$$\varepsilon(t) = \sum_{\tau} L_{onl}(\tau) \cdot y(t - \tau), \quad t = \theta + \alpha. \quad (11.13)$$

Порівнюючи рівняння (11.12) і (11.13), можна знайти зв'язок між оператором передбачення $L_{nl}(t)$ і оператором помилки передбачення $L_{onl}(t)$. Якщо оператор $L_{nl}(t)$ записати у вигляді $L_{nl}(t) = l_0, l_1, l_2, \dots, l_n$, то відповідний оператор $L_{onl}(t)$ з інтервалом передбачення α буде:

$$L_{onl}(t) = 1, 0, 0, 0, 0, 0, 0, -l_0, -l_1, -l_2, \dots, -l_n. \quad (11.14)$$

Тобто оператор помилки прогнозу складається ніби із двох частин: *перша частина* – це коефіцієнт **1** і певна кількість нулів (відстань прогнозу), *друга частина* – це коефіцієнти оператора фільтра $-l_0, -l_1, -l_2, \dots, -l_n$.

Вираз для фільтра з передбаченням $L_{nl}(t)$ можна знайти користуючись рівнянням Колмогорова – Вінера. Відповідно до рівняння (11.11), бажаним вихідним сигналом $x(t)$ для фільтра $L_{nl}(t)$ є вхідний сигнал у наступні моменти часу. Тому:

$$r_{xy}(\tau) = b_y(t + \alpha). \quad (11.15)$$

Рівняння Колмогорова – Вінера для фільтра з передбаченням набуває такого вигляду:

Фільтр із передбаченням:

$$\sum_{\tau=0}^T L_{n1}(\tau) b_y(\theta - \tau) = b_y(\theta + \alpha). \quad (11.16)$$

Фільтр стиснення:

$$\sum_{\tau=0}^T L_{n1}(\tau) * b_y(\theta - \tau) = S(-\theta). \quad (11.17)$$

Наведені рівняння відрізняються тільки правою частиною. Для розрахунку фільтра стиснення необхідно знати $S(-\theta)$ форму вихідного сигналу. Для розрахунку фільтра помилки прогнозу необхідно знати $b_y(\theta + \alpha)$ функцію автокореляції на відстані прогнозу α від вихідного сигналу.

Інтервал передбачення α вибирається залежно від мети фільтрації. Можна вибрати α рівним одному інтервалу дискретності Δt (тобто $\alpha = 1$). Тоді будуть передбачатися і відніматися всі відліки імпульсу, крім першого. Це означає, що метою фільтрації є найкраще наближення до одиничного імпульсу (його роль відіграватиме перший відлік імпульсу $S(t)$). У цьому випадку фільтр із передбаченням зводиться до фільтра стиснення. У такий спосіб фільтр стиснення є окремим випадком фільтра з передбаченням при $\alpha = 1$.

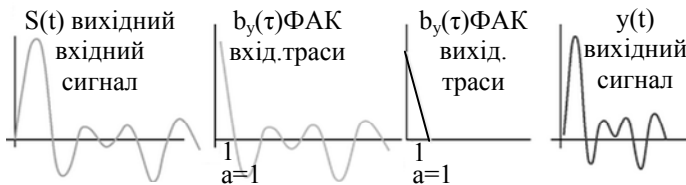


Рис.11.3. Фільтрація стиснення

При оберненій фільтрації стиснення вхідний сигнал "стискається", наближаючись за формою до одиничного імпульсу (рис. 11.3). При цьому його частота підвищується.

Для придушення кратних хвиль інтервал передбачення α вибирається рівним періоду кратних хвиль.

Після застосування фільтра з передбаченням на вихідний трасі та на її функції автокореляції (ФАК) кратні хвилі значною

мірою послаблюються (на місці кратного відбиття залишається малоамплітудний "шумовий" сигнал) (рис. 11.3).

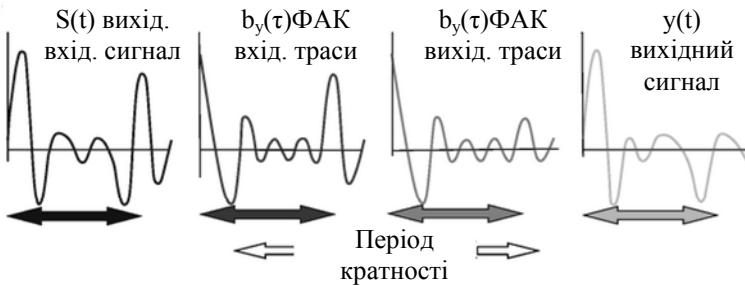


Рис. 11.4. Фільтр із передбаченням

Розрахунок фільтрів

Розрахувати фільтр означає визначити числові значення його вагової функції (коефіцієнтів) $L(t)$, $t = 1, 2, 3, \dots, T$ у часовій області, або комплексної частотної характеристики $L(w)$, $w = 0, 1, 2, 3, \dots, W$ у частотній області.

Для виконання розрахунків необхідно:

- 1) вибрати спосіб, що відповідає тому чи іншому вихідному рівнянню, залежно від типу фільтра;
- 2) визначити або задати конкретні вихідні дані, які використовуються в обраному способі розрахунків.

Вище було показано, що в часовій області вихідні рівняння всіх вінеровських (тобто побудованих на критерії мінімуму середньоквадратичного відхилення від функції заданого типу) фільтрів описуються однотипними співвідношеннями – різними окремими випадками рівняння Колмогорова – Вінера.

Розв'язки рівнянь (11.16) і (11.17) практично однакові і полягають у такому:

1. Домовимося, що шукана вагова функція $L(\tau)$ повинна мати $T + 1$ значень: $l(0), l(1), l(2), \dots, l(T)$.

2. Функції $b_y(\theta - \tau)$ і $b_y(\theta + \alpha)$ можуть бути визначені за вихідною сейсмотрасою, позначимо $L(\tau) = l_\tau$, $b_y(\tau) = b_\tau$, $b_y(\theta + \alpha) = b_\alpha$ – для фільтра з передбаченням.

Позначимо аргумент θ значеннями $0, 1, 2, \dots, T$.

У матричній формі:

Значення ФАК вих. сигналу (діагональна матриця Теплітца)	Коефіцієнт фільтра	ФАК на відстані передбачення α
--	-----------------------	--

$$\begin{vmatrix} b_0 & b_1 & b_2 & \dots & b_{T-\alpha} \\ b_1 & b_0 & b_1 & \dots & b_{T-\alpha-1} \\ b_2 & b_1 & b_0 & \dots & b_{T-\alpha-2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ b_T & b_{T-1} & b_{T-2} & \dots & b_0 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} l_0 \\ l_1 \\ l_2 \\ \dots \\ l_{T-\alpha} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} b_{\alpha+0} \\ b_{1+\alpha} \\ b_{2+\alpha} \\ \dots \\ b_T \end{vmatrix} \quad (11.18)$$

Для розв'язку системи рівнянь у матричній формі найбільш широке застосування отримав алгоритм Левінсона, який є найбільш економічним щодо витрат машинного часу.

Контрольні запитання

1. У чому полягає оптимальність вибору фільтрів?
2. Поясніть принцип оберненої фільтрації.
3. Які складності бувають у розрахунках обернених фільтрів?
4. Як використовується рівняння Колмогорова – Вінера? Де?
5. Що ви розумієте під терміном мінімально-фазова деконволюція?
6. Поясніть фізичний зміст оберненої фільтрації.
7. Як працює фільтр з передбаченням?
8. Як обирається інтервал передбачення?
9. Що необхідно для виконання розрахунків фільтрів?

12. Аналіз поширення швидкостей сейсмічних хвиль

12.1. Вертикальні спектри швидкостей

У сучасній цифровій обробці основним способом визначення ефективної швидкості в МСВ є методи регульованого направлено аналізу хвильового поля. Найчастіше ця процедура здійснюється по сейсмограмах СГТ, оскільки рівняння годографа відбитої хвилі на таких сейсмограмах, на відміну від сейсмограм СПВ, є тільки двопараметричним, тобто залежить від двох змінних t_0 і $V_{\text{сгт}}$. Ця процедура дозволяє чітко визначити не ефективну швидкість $V_{\text{еф}}$, а швидкість $V_{\text{сгт}} = V_{\text{еф}} / \cos(\varphi)$. На практиці, за відсутності значної швидкісної диференціації у шарах, малих кутах нахилу шарів і незначній кривизні границь, числові значення швидкостей $V_{\text{сгт}}$ і $V_{\text{еф}}$, як правило, відрізняються мало.

Фізичний зміст регульованого направлено аналізу полягає у виконанні послідовного різночасного аналізу хвильового поля відбитих хвиль. Функція відгуку такого аналізу є деяким функціоналом, що залежить як від *способу аналізу*, так і від *форми лінії (напрямку) аналізу*.

Форма лінії аналізу безпосередньо пов'язана з видом рівняння годографа хвилі, який, у свою чергу, безпосередньо залежить від ефективної швидкості до відбиваючої границі.

Зазвичай для аналізу обираються такі лінії, які відповідають можливим годографам відбитих хвиль за часом реєстрації та мають швидкість $V_{\text{сгт}}$:

$$t(x, x_0) = \sqrt{t_0^2 + x^2 / V_{\text{сгт}}^2} . \quad (12.1)$$

Для підвищення стійкості обчислювального процесу амплітуди аналізуються в певному обмеженому часовому вікні $(t\Delta t + \Delta t)$ сейсмічних сигналів за кожним каналом.

Спосіб аналізу ґрунтується на виборі будь-якої характеристики сейсмічного сигналу. Як правило, вибирають сумарну середню енергію зареєстрованого сейсмічного сигналу в криволінійному часовому вікні Δt для всіх каналів сейсмограми СГТ:

$$E(V_{\text{срт}}(t_0)) = \sum_j \frac{(1/N \sum A_{ijd}(t))^2}{\Delta t}, \quad (12.2)$$

де $A_{ijd}(t)$ – значення амплітуд сейсмічних сигналів на обраній криволінійній (гіперболічній) лінії аналізу d ; i – індекс підсумовування амплітуд сигналів по осі x ; j – індекс підсумовування амплітуд запису на кожному пікеті x із часового вікна Δt ; N – кількість підсумованих трас.

Для кожного фіксованого значення t_0 і $V_{\text{срт}}$ за формулою (12.1) розраховується певна гіперболічна лінія аналізу (теоретичний годограф) (рис. 12.1). Обравши величину часового вікна Δt (200–500 мс), завжди можна обчислити значення енергії. Максимум енергії буде досягнуто тоді, коли по часу t_0 лінія підсумовування відповідатиме годографу СГТ відбитої хвилі, яка дійсно зареєстрована на даній сейсмограмі.

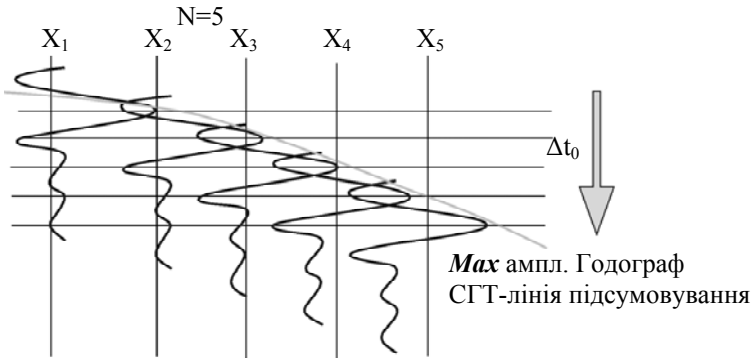


Рис. 12.1. Лінія підсумовування

Переміщуючи криволінійну смугу підсумовування з постійним кроком Δt_0 (при $V_{\text{срт}} = \text{const}$), можна отримати графік залежності функції відгуку від часу t_0 . Повторюючи подібні розра-

хунки для ряду значень $V_{\text{сгт}}$, можна отримати вертикальний спектр швидкостей $V_{\text{сгт}}$ (рис. 12.2).

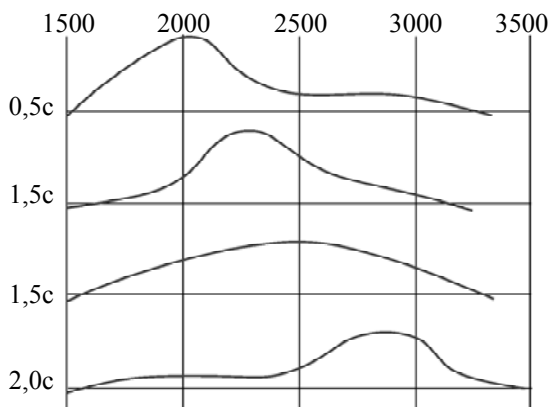


Рис. 12.2. Вертикальний спектр швидкостей $V_{\text{сгт}}$

Отже, алгоритм обчислення вертикальних спектрів швидкостей складається із двох послідовних операцій:

1) розрахунок характеристики сейсмічного сигналу (відбитої хвилі) по лінії сумування (годографу СГТ) із постійною швидкістю $V_{\text{сгт}}$ із кроком Δt , тобто це розрахунок однієї вертикальної лінії спектра швидкостей;

2) повторення розрахунку п. 1, але вже з іншою швидкістю $V_{\text{сгт}}$.

Як функцію відгуку на практиці використовують й інші характеристики сейсмічного сигналу (відбитої хвилі), наприклад такі, як коефіцієнт подібності, середня енергія (формули 12.3, 12.4).

Коефіцієнт подібності

$$P = \left[\sum_j (1/N \sum_i A_{ijd})^2 \right] / \left[\sum_j 1/N \sum_i A_{ijd}^2 \right]. \quad (12.3)$$

Середня енергія

$$E = 1/\Delta t \left[\sum_j (1/N \sum_i A_{ijd}^2) \right]. \quad (12.4)$$

На практиці при обчисленні вертикальних спектрів розрахунки роблять із кроком $\Delta t = 20 - 100$ мс. Чим вище частотний

склад відбитих хвиль, тим менший крок обирається для розрахунку вертикальних спектрів. Діапазон значень $V_{\text{сгт}}$ має охоплювати інтервал можливих значень $V_{\text{сгт}}$ на сейсмограмах СГТ. На початковому етапі обробки цей діапазон вибирають доволі широким. На наступних етапах підбору швидкостей його звужують, але збільшують детальність перебору швидкостей. У більшості систем обробки вертикальні спектри швидкостей прийнято будувати у вигляді ізоліній рівних значень енергії.

Коефіцієнт подібності

"Подібність" підсумованих даних – це величина того, наскільки якісно можна порівнювати суму з окремими вхідними компонентами. Наприклад табл. 12.1 показує лише п'ять часових дискретів по трьох трасах та їхню суму (середнє арифметичне): квадрат середньої суми амплітуд (до підсумовування поділений на квадрат суми амплітуд після підсумовування) обчислюється для того, щоб отримати значення "подібності". Це значення завжди знаходиться в межах від 0 (не збігається) до 1 (ідеальна подібність). "Подібність" із величиною 21 % указує на поганий збіг (дані не впорядковуються). На спектрі швидкостей показано піки "подібності", що дають найкраще підсумовування в серії моментів, яке в режимі підбору швидкостей виділяють комп'ютерними засобами маніпуляції (мишка, курсор).

Таблиця 12.1
Числове вираження процедури підсумовування

<i>Час</i>	<i>Траса 1</i>	<i>Траса 2</i>	<i>Траса 3</i>	<i>Сума</i>
	-263	-164	79	-166
	1886	-988	815	571
	-847	1998	307	486
	802	753	2497	816
	-497	-20	154	-121
<i>Квадрат суми</i>	5233787	5562453	7023440	1256190
<i>Середнє</i>	5939893			Подібність = 0,211

Цей процес достатньо швидкий, але його необхідно повторювати через кожні 100–200–500 м із 1000 км проекту, тобто кожну 100–200–500 СГТ (CDP).

Не зважаючи на всі можливості сучасних програмних засобів, сейсмогеологічні умови проведення досліджень часто бувають складними, і правильно виділити спектр з необхідною подібністю стає важким завданням, вирішення якого приходить з досвідом в обробці та застосуванні додаткових процесів виділення корисного сигналу. Приклад корекції швидкостей наведений на рис. 12.3–12.4.

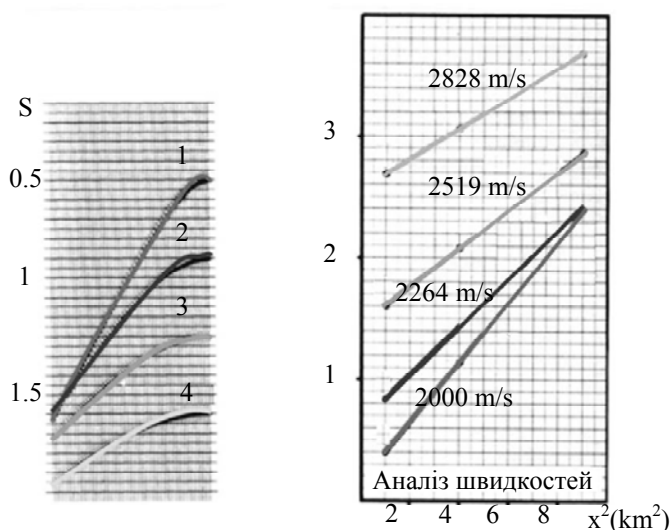


Рис. 12.3. Корекція швидкостей

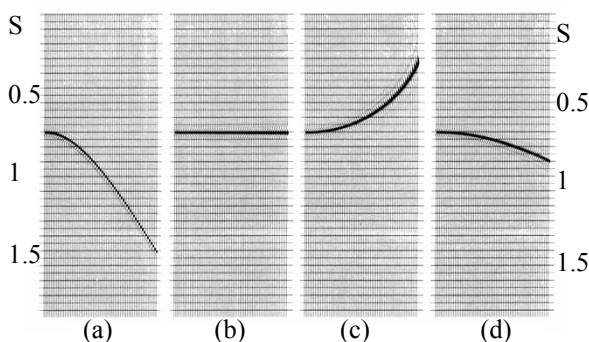


Рис. 12.4 Корекція швидкостей:

- а) некориговане відбиття; б) підібрана нормальна швидкість;
- с) швидкість занадто понижена; д) швидкість завищена

12.2. Горизонтальні спектри швидкостей

Горизонтальні спектри швидкостей призначені для вивчення характеру зміни швидкості $V_{\text{сгт}}$ уздовж профілю. Якщо на часовому розрізі простежується ряд горизонтів, то можна дослідити зміну швидкості $V_{\text{сгт}}$ цього горизонту.

Обравши одну із ліній $t_0(x)$ із сейсмограми СГТ, по якій побудований часовий розріз, можна виконати різночасовий аналіз, прив'язуючи кожен раз набір гіпербол до заданого часу $t_0(x)$. Якщо набір гіпербол містить гіперболу, яка збігається з годографом даної хвили, то на спектрі з'явиться чіткий максимум. Послідовність таких одиночних спектрів, згрупованих по заданій лінії $t_0(x)$ уздовж профілю, утворює горизонтальний спектр швидкостей для даного відбиття. Лінія, яка проходить через максимуми цього спектра, є шуканим графіком $V_{\text{сгт}}(x)$, що характеризує зміни швидкості уздовж даного горизонту (рис. 12.5).

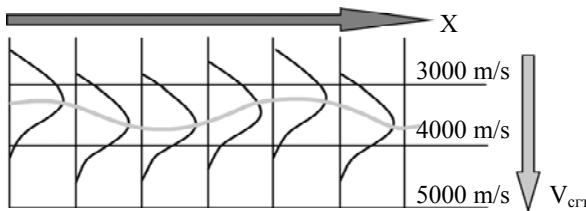


Рис. 12.5. Шуканий графік $V_{\text{сгт}}(x)$ по максимальних спектрах

Алгоритм розрахунку горизонтальних спектрів швидкостей включає дві послідовні дії:

1. На сейсмограмі СГТ по часу t_0 проводиться багаторазовий розрахунок гіпербол із різними значеннями $V_{\text{сгт}}$. При збігу однієї із теоретичних гіпербол (годографа) з годографом хвили на реальній сейсмограмі на спектрі з'являється максимум. Як функція відгуку використовуються коефіцієнт подібності, середня енергія тощо.

2. Повторення розрахунку п. 1, але вже для наступної точки профілю на відповідному їй часі t_0 .

12.3. Аналіз швидкостей за даними сейсмокаротажу і акустичного каротажу

Сейсмічний каротаж (сейсмокаротаж – СК) – це вимірювання часу пробігу хвилі від джерела, яке розташоване на поверхні землі, до приймачів пружних коливань, які розташовані у свердловині на різних глибинах. Залежність часу приходу хвилі від глибини z називається вертикальним годографом $t(z)$. При цьому розрізняють поздовжні вертикальні годографи, коли джерело коливань розташоване безпосередньо біля гирла свердловини, і непоздовжні вертикальні годографи, коли джерело віддалене від гирла свердловини на деяку відстань d .

Для визначення середніх і пластових швидкостей у покриваючій товщі найбільш доцільно використовувати поздовжні вертикальні годографи (швидкість визначається за простою формулою $V = Z/t(z)$).

На основі деяких модельних уявлень про середовище, непоздовжні вертикальні годографи зазвичай попередньо зводяться (перераховуються) до виду поздовжніх. Найпростіше непоздовжній годограф приводиться до виду поздовжнього на основі моделі однорідного середовища з використанням формули:

$$t_{\text{прив}}(Z) = t_{\text{непр}}(Z) \cdot Z / \sqrt{Z^2 + d^2}, \quad (12.5)$$

де Z – глибина точки спостереження, d – відстань від гирла свердловини до джерела коливань.

Вертикальний поздовжній годограф (рис. 12.6) описується такою формулою:

$$\cos \varphi = Z / \sqrt{Z^2 + d^2}. \quad (12.6)$$

Для визначення *пластових швидкостей* поздовжній вертикальний годограф $t(z)$ візуально або аналітично розбивається на ряд ділянок, у межах яких спостережений годограф можна вважати *лінійним*. Кількість виділених лінійних ділянок визначає кількість сейсмічно однорідних шарів, пластова швидкість у

кожному з яких визначається за кутом нахилу відповідного елемента вертикального годографа:

$$V_{\text{пл.}} = \Delta Z / \Delta t(100), \quad (12.7)$$

де ΔZ – потужність виділеного пласта, Δt – час пробігу хвилі у пласті.

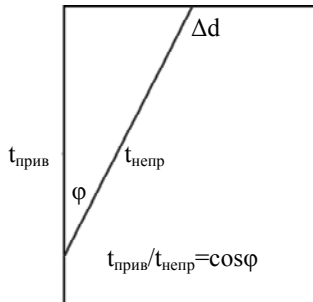


Рис. 12.6. Вертикальний поздовжній годограф

Сейсмічний (інтегральний каротаж) дозволяє виділяти шари і пласти, потужність яких вимірюється десятками й сотнями метрів. Для детального вивчення швидкісної характеристики розрізу використовується акустичний (диференціальний) каротаж – АК.

Акустичний каротаж – це вимірювання часу пробігу акустичної хвилі Δt уздовж стінки свердловини на постійній базі ΔZ (розмір свердловинного зонда). У методі акустичного каротажу використовуються частоти від 5 до 30 кГц. База, на якій проводиться вимір, зазвичай становить 0,5–2,0 м. Час пробігу хвилі D_t уздовж бази вимірюється в мікросекундах (10^{-6} с) (рис. 12.7).

Інтервальна швидкість визначається за формулою $V_{\text{інт}} = \Delta Z / \Delta t$. Вимірюваний параметр D_t є величиною, оберненою до швидкості. Мала база вимірювань дозволяє припустити, що інтервальна швидкість дуже близька до значення істинної швидкості в шарі на будь-якій глибині. Тому дані акустичного каротажу приймаються як еталон справжньої швидкості розповсюдження сейсмічних хвиль у гірських породах.

Результати швидкісного аналізу звичайно подаються у вигляді графіків або карт ізоліній значень швидкості (вертикальні й горизонтальні спектри) у площині розрізу. Також можуть бути побудовані карти швидкості для будь-якого інтервалу розрізу у звичних координатах x та y .

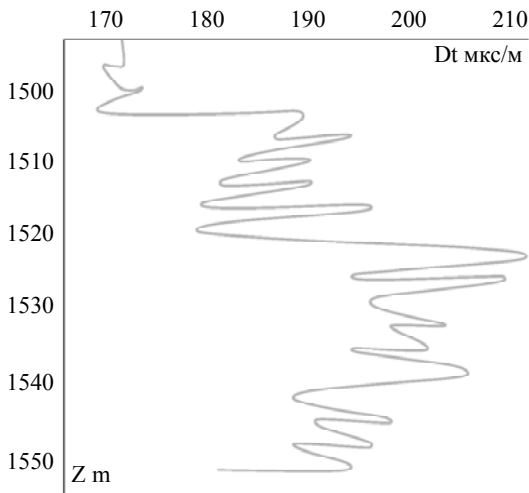


Рис. 12.7. Крива акустичного каротажу

Контрольні запитання

1. Для чого застосовується метод регульованого направленного аналізу?
2. На чому ґрунтується спосіб аналізу?
3. Поясніть термін "лінія підсумовування"
4. Як можна отримати вертикальний спектр швидкостей?
5. Як частотний склад впливає на обчислення вертикальних спектрів швидкостей?
6. Обґрунтуйте термін "коефіцієнт подібності".
7. Як годограф буде себе поводити при зміні величини швидкості?
8. Що таке горизонтальний спектр швидкостей і для чого він призначений?
9. Як розраховується горизонтальний спектр швидкостей?
10. Як сейсмокаротаж використовується для аналізу швидкостей?
11. Яка різниця між інтегральним та акустичним каротажем?

13. Спеціальні процедури обробки сейсмічних даних. Міграція

13.1. Фізична суть міграції

Різноманіття сейсмогеологічних умов зумовлює необхідність застосування різних додаткових і спеціальних видів обробки сейсмічних даних. З великої кількості різноманітних алгоритмів спеціальної обробки найчастіше застосовується міграція.

На кінцевих (фінальних) часових розрізах за умови наявності в середовищі криволінійних відбиваючих границь порушується однозначна відповідність між їх зображенням на часових і глибинних сейсмічних розрізах. Це призводить до серйозних помилок у геологічній інтерпретації сейсмічного розрізу і до помилкових висновків щодо істинної форми відбиваючих границь. Причиною цих перетворень є сейсмічне зміщення променів (рис. 13.1).

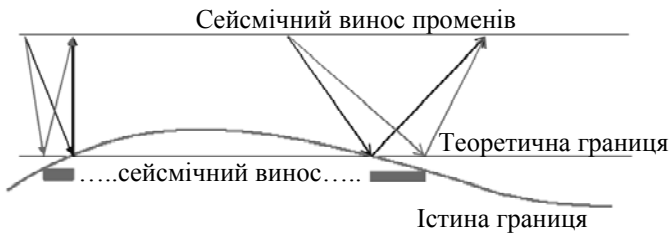


Рис. 13.1. Сейсмічне зміщення променів

Чорні промені відображають справжню траєкторію розповсюдження відбитих хвиль. Сірі промені відображають теоретично передбачувану (насправді помилкову) траєкторію розповсюдження відбитих хвиль. Траєкторії сірих і чорних променів закінчуються в одній і тій самій точці, тому можливі серйозні помилки у визначенні місця розташування точки відбиття істинної границі.

Відстань між істинною точкою відбиття і теоретично передбачуваною називається *сейсмічним* виносом.

Міграційне перетворення призначене для усунення невідповідності зображення будови середовища на часовому (сейсмічному) розрізі й істинному геологічному розрізі. Метою міграційного перетворення є локалізація сейсмічних сигналів у точках відбиття. Це автоматично забезпечує облік сейсмічного вносу, роздільної здатності сейсмічних хвиль у зонах інтерференції і фокусування дифрагованих хвиль у їхніх центрах дифракції.

Щоб зрозуміти суть процедури міграції можна уявити, що досліджувана сейсмічна границя є набором невеликих тіл – **точкових дифракторів**. Можна також припустити, що у всіх цих точках знаходяться джерела, потужність яких пропорційна значенню коефіцієнта відбиття в даній точці границі. Ці джерела в момент часу $t=0$ збуджують сейсмічні хвилі, які розходяться в різні боки від точкових дифракторів. Потім джерела миттєво припиняють роботу. Залишається тільки хвильовий фронт, що поширюється через середовище з певною швидкістю і досягає сейсмоприймачів, розташованих на поверхні землі, у моменти перших вступів. Амплітуди зареєстрованих хвиль у кожній точці поверхні спостережень $(x, y, 0)$ мають вигляд функції часу $u(x, y, 0, t)$. Вони разом зі швидкісним законом $V(x, y, z)$ є заданими величинами.

Ідея міграції полягає у зворотному відслідковуванні хвиль до їх точок збудження. За такого зворотного відслідковування час послідовно зменшується. Як тільки він зменшився до нуля, ми опиняємося в точці дифракції.

Міграція – це процедура, за допомогою якої з часового сейсмічного розрізу можна отримати зображення, на якому положення відбиваючих границь у середовищі показано правильно. При коректному застосуванні міграція реалізує перетворення вихідного часового розрізу в мігрований глибинний. Мігрований розріз треба розглядати як розріз із правильним розташуванням відбиваючих границь.

Для успішної міграції необхідно знати швидкість $V(x, y, z)$ у кожній точці середовища. Це вимога, на перший погляд, здається

абсурдною, оскільки означає, що ми заздалегідь, ще до розв'язку задачі, повинні знати правильну відповідь. Тут, однак, треба врахувати, що на практиці, маючи у своєму розпорядженні неточні дані про швидкості, знайдені зі швидкісного аналізу сейсмограм СГТ, зазвичай можна отримати значно поліпшене зображення середовища. Більше того, за результатами міграції можна навіть розрахувати хід променів і методом послідовних наближень підбирати швидкісну модель доти, доки відмінності між розрахованим і спостереженим часом пробігу не стануть доволі малими.

Основні принципи міграції у двовимірному випадку легко виражаються за допомогою зв'язку між фронтом і гіперболічним годографом дифрагованої хвилі (рис. 13.2, 13.3).

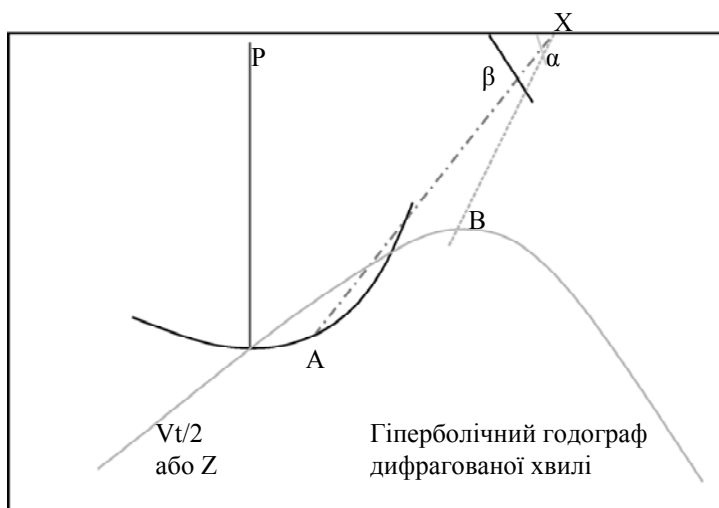


Рис. 13.2. Принципи міграції у двовимірному випадку – зв'язок між фронтом і гіперболічним годографом дифрагованої хвилі

На рисунку час $V_t/2$ і глибина Z відкладені на одній і тій самій вертикальній осі. Дуга окружності, що зображає фронт хвилі у середовищі з постійною швидкістю, перетинає годограф дифрагованої хвилі у двох точках: точці A , розташованій на одній вертикалі з точкою збудження-приймання P , і у вершині B гіперболічного годографа, яка визначає справжній стан диф-

рагованого об'єкта. Якщо цей об'єкт є елементом відбиваючої границі, її справжній нахил дорівнюватиме нахилу дотичної до лінії фронту хвилі у точці В. Уявний нахил кордону на сейсмічному часовому розрізі визначатиметься дотичною до годографа дифрагованою хвилею у точці А. За $z=0$ уявне і справжнє положення відображального елемента збігаються, тому прямі АХ і ВХ виходять на поверхню $z=0$ в одній точці Х.

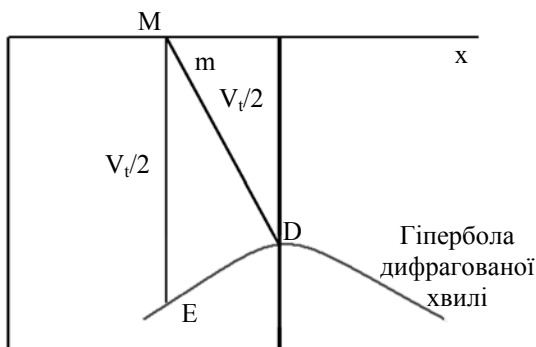


Рис. 13.3. Графічна схема міграції

Вхідні дані – розріз СГТ. Це означає, що джерело і приймач розташовуються в одній і тій самій серединній точці М. З цієї причини розріз СГТ часто називають розрізом при нульовій відстані джерело-приймач. Міграція є процесом перенесення всіх елементів сейсмічного розрізу, подібним до Е, які розташовуються уздовж гіперболи, у глибинну точку D.

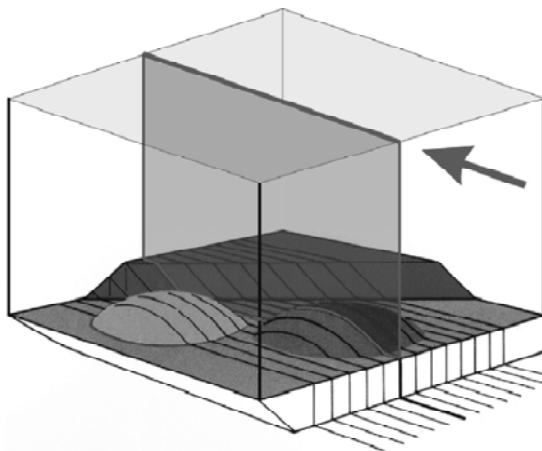
Отже, міграція – це процес побудови істинної границі по уявній. Припустимо, що для кожної сейсмічної траси джерело і приймач знаходяться в одній точці, а самі ці точки рівномірно розподілені уздовж осі x , тобто уздовж профілю, прокладеного на земній поверхні. Якщо за допомогою швидкісної функції перейти від часу до глибин, то даний ансамбль трас утворює уявний сейсмічний розріз за даними методу відбитих хвиль. Треба пам'ятати, що годограф дифрагованої хвилі визначається на уявному сейсмічному розрізі як геометричне місце відбитих імпульсів, що виходять з точкового відбивача, за умови суміщення джерела і приймача. Для середовища із постійною швид-

кістю годограф дифрагованої хвилі є напівгіперболою. Точка відбиття має знаходитися в мінімумі глибини годографа дифрагованої хвилі, тобто у вершині гіперболи (на часовому розрізі СГТ). Вся відбита енергія (амплітуда), створена цією точкою відбиття, стосується тільки даної гіперболи. Отже, для відтворення енергії, що відповідає заданій істинній точці відбиття, необхідно виконати підсумовування у певний спосіб.

За годографом дифрагованої хвилі визначаються місця його перетину з кожною трасою. Знімається значення траси (амплітуди) у кожній точці перетину й підсумовуються всі отримані значення. Вся енергія, що відповідає заданій істинній точці відбиття, складається синфазно і тому зберігається. У той же час стороння енергія складається несинфазно і знищується. У результаті подібного підсумовування виходить енергія (амплітуда), пов'язана з істинним точковим відбивачем. Вона зазначається на вершині годографа дифрагованої хвилі.

Іншими словами, підсумовуються всі значення трас, які потрапили на годограф дифрагованої хвилі, а сума наноситься на вершину цього годографа. У результаті виконання такого підсумовування для будь-яких вершин дифрагованої хвилі виходить мігрований, тобто істинний розріз. Цей метод міграції називається **дифракційним підсумовуванням** або **дифракційним перетворенням** (D-перетворення. – Ю. В. Тимошин, 1972). Модель міграційних перетворень представлена на рис. 13.4.

Вхідні траси утворюють підсумований по СГТ сейсмічний розріз. Як видно з рисунка, кожне значення амплітуди вихідної траси виходить із підсумовування вхідних амплітуд уздовж зображеної гіперболи (рис. 13.5). Ця гіпербола є годографом дифрагованої хвилі для точкового відбивача (джерела дифракції), розташованого на глибині у вихідній точці. Якщо в даній точці знаходиться сильний відбивач, то на виході отримаємо високу амплітуду. Доказ дифракційного підсумовування є дійсним і для безперервного відбивача, оскільки можна розглядати подібний відбивач як набір дифрагуючих елементів, окремі образи яких зливаються і утворюють гладку безперервну відбиваючу поверхню.



Вхідні дані



2D Міграція



3D Міграція



Рис. 13.4. Модель міграційних перетворень

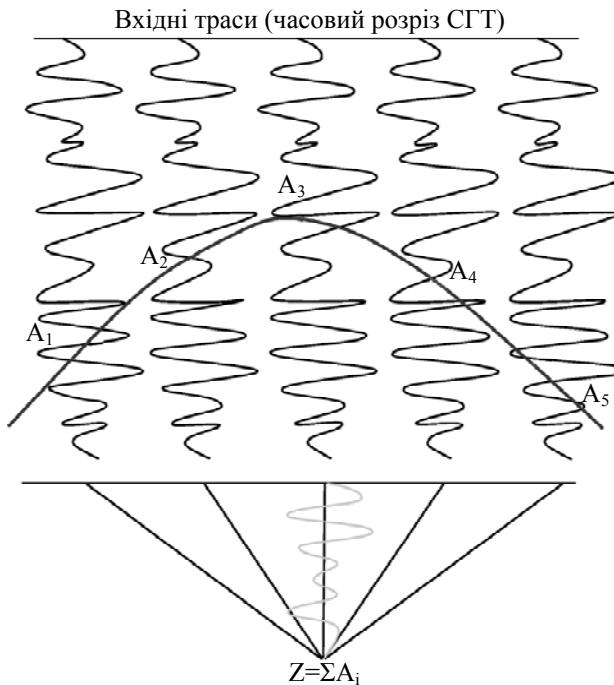


Рис. 13.5. Процес формування вихідного запису за дифракційного підсумовування

Алгоритм дифракційного перетворення

1. Зареєстроване хвильове поле (часовий розріз) зберігається в пам'яті ЕОМ у вигляді двовимірного масиву значень амплітуд дискретних відліків (матриця розмірності x, t , де x – кількість трас, t – довжина траси в дискретах).
2. Для кожного відліку траси розраховується годограф дифрагованої хвилі з вершиною у цьому відліку.
3. Значення відліків хвильового поля, через які проходить годограф, підсумовуються до значень на вершині гіперболи.
4. Ця операція повторюється для всіх відліків часового розрізу в координатах (x, t) .

13.2. Алгоритми міграції (способи міграції)

У сучасній цифровій обробці сейсмічних даних найбільшу популярність мають такі способи міграції:

– **міграція по Кірхгофу** – це удосконалене дифракційне перетворення, яке ґрунтується на розв'язку хвильового рівняння у вигляді інтеграла Кірхгофа;

– міграція кінцево-різницева – це розв'язок хвильового рівняння як диференційного в окремих похідних методом кінцевих різниць;

– міграція за допомогою хвильових фронтів – це спосіб, схожий на дифракційне перетворення, але з іншим способом підсумовування.

Міграція за допомогою хвильових фронтів

Візьмемо імпульс на сейсмічній трасі часового розрізу і випишемо його на хвильовий фронт, найглибша точка якого збігається з цим імпульсом. Для середовища з постійною швидкістю хвильовий фронт – це півколо, найнижча точка якої збігається із сейсмічним імпульсом, а центр знаходиться в точці поєднання джерела із приймачем для даної траси. Описаний процес повторюється із фронтами, чії найбільш глибокі точки потрапляють на кожен із відліків даних розрізу СГТ. Відповідно до принципу суперпозиції, у результаті отримуємо мігрований (справжній) розріз. Іншими словами, розріз, мігрований за допомогою хвильових фронтів, є лінійною суперпозицією всіх цих фронтових дуг (рис. 13.6).



Рис. 13.6. Формування хвильового фронту по одній вхідній трасі (міграція за допомогою хвильових фронтів)

Вхідна траса зображена від глибини для точки суміщення джерела і приймача. Кожне значення амплітуди цієї траси відображається в середовище по кривій – геометричне місце точок, для яких час пробігу від джерела до приймача є постійним. У разі постійної швидкості ці криві є колами із центром в осередку. У результаті описаної побудови виходить крива хвильового фронту, модульована амплітудою траси. Щоб отримати глибинне зображення, складається карта за допомогою аналогічних хвильових фронтів, побудованих за сусідніми трасами. Глибинне зображення виходить унаслідок конструктивної та деструктивної інтерференції фронтів хвиль. Наприклад, хвильові фронти від сусідніх трас усі перетнуться в істинній точці відбиття і, після підсумовування, дадуть зображення відбивача у вигляді вихідного сигналу великої амплітуди. У разі безперервної істинної відбиваючої границі хвильові фронти, які одержуються по сусідніх трасах, є дотичними до неї, а зображення відбиваючої поверхні утворюється унаслідок конструктивної інтерференції частин сусідніх хвильових фронтів, які перекриваються. З іншого боку, у тих частинах середовища, де відбиваючі тіла відсутні, хвильові фронти мають тенденцію взаємно знищуватися, оскільки інтерференція має випадковий характер.

Отже, при міграції за допомогою хвильових фронтів береться значення розрізу з удаваними відбивачами в певній точці та розміщується рівномірно уздовж дуги кола, найглибша точка якої збігається з вибраним пунктом. Розріз, мігрований за допомогою хвильових фронтів, є сумою всіх значень по кругових дугах.

Незалежно від способів міграційних перетворень, **міграція – це процес побудови геологічного розрізу у координатах (x, z) за спостереженням сейсмічним часовим розрізом у координатах (x, z) .**

13.3. Сейсмічна міграція як обернена задача

Що таке сейсмічна міграція: пряма або обернена задача?

Відповідь буде такою: **сейсмічна міграція є оберненою задачею.**

Деякі науковці вважають її прямою задачею, спираючись на певні аргументи. Можна поміняти місцями геологічну будову та отримані за таких умов сейсмограми. Сейсмограма відіграє роль джерела, а будова земних надр являє собою спостережений сигнал. Земля служить каналом передавання. Припустимо, що ми змусили повернути час у зворотному напрямку. Отже, хвильовий рух буде йти від земної поверхні у глибину. Отриманий у результаті сигнал на глибині буде являти геологічну будову. Останній процес не що інше, як сейсмічна міграція і, з огляду на тільки що наведений опис, виглядає як розв'язок прямої задачі.

Стосовно розв'язку оберненої задачі, вся задача геофізичної розвідки, у тому числі і міграція, розглядається як зворотна. У цьому плані обробка геофізичних даних потрібна для пошуку рішення оберненої задачі. Головними етапами обробки є *деконволюція*, *підсумовування СГТ* (із супутнім швидкісним аналізом) та *міграція* (зі своїм швидкісним аналізом). Кожен із цих трьох етапів класифікується як складова частина оберненої задачі.

Запропонована класифікація умовна, а не фундаментальна. У фундаментальному плані було б краще класифікувати головні етапи обробки на деконволюцію і глибинний швидкісний аналіз (швидкісне поводження із супутнім йому підсумовуванням СГТ і міграцією). Практично двоетапний розподіл обробки визнає той факт, що різниця між підсумовуванням СГТ і міграцією не є фундаментальною, оскільки обидва етапи являють собою розділи більшої проблеми аналізу даних, отриманих за системами багаторазових перекриттів.

Ще раз про обернену задачу та фізичну суть міграції

Часовий сейсмічний розріз, тобто спостереження на земній поверхні, розглядаються як гранична умова щодо хвильового поля, яке підвладне хвильовому рівнянню. Візьмемо спостережені на земній поверхні висхідні сейсмічні хвилі й пустимо годинник назад у напрямку до моменту $t = 0$. У результаті отримаємо **дерозповсюдження** (зворотне поширення), тобто поширення назад у часі та вниз до відповідних глибинних відбиваючих горизонтів. Подібне поширення у зворотному напрямку до нульового часу можна вважати аналогічним поступальному

руху сейсмоприймачів вниз у середовище доти, доки вони не досягнуть відбиваючих поверхонь.

Отже, міграцію можна визначити як продовження хвильового поля вниз на основі його зареєстрованих на поверхні значень у точках, коли джерело і приймач просторово поєднані (часовий розріз СГТ). Тоді завдання міграції виглядає як класична обернена задача – визначення параметрів геологічного розрізу за спостереженням фізичним полем.

Деякі проблемні питання міграції. Міграція до підсумовування

Класична теорія міграції ґрунтується на припущенні про те, що часовий розріз складають сумотраси, отримані при нульовій відстані джерело – приймач. Реальні траси розрізів СГТ не завжди еквівалентні реальним сумотрасам, які отримані за рахунок підсумовування при різних (не нульових) відстанях джерело – приймач. Тому класична міграція після підсумовування не завжди працює задовільно.

Із цих міркувань в останні роки в обробці сейсмічних даних усе активніше застосовується **міграція до підсумовування**.

Міграція до підсумовування виконується за методом Кірхгофа, який ґрунтується на використанні рівняння часу пробігу хвилі при ненульовому віддаленні джерело – приймач для точкового дифракційного об'єкта. У цьому випадку амплітуди сейсмічних сигналів підсумовуються уздовж розрахункових годографів дифрагованих хвиль для ненульових вилучень джерело – приймач. У такий спосіб виходить набір проміжних часових розрізів (скільки вилучень – стільки і розрізів). Потім результати всіх таких перетворень підсумовуються з метою отримання остаточного мігрованого розрізу.

Швидкість міграції

Швидкості глибинної міграції визначаються безліччю залежних змінних: інтервальними швидкостями пластів, глибинами і кутами нахилу горизонтів, латеральними змінами літології тощо.

Швидкісна модель зазвичай має задаватися в координатах часового немігрованого розрізу, оскільки визначається за вихідними сейсмограмами. Для достовірного визначення швидкості можливі *два підходи*:

1) використання свердловинної інформації дозволяє істотно підвищити якість швидкісної моделі (тобто отримати швидкісну інформацію в системі координат мігрованого глибинного розрізу);

2) здоровий глузд – застосування редагування глибинної моделі й подальший її перерахунок у часовий масштаб із використанням інформації про кінематичні швидкості та часові відбиття.

Контрольні запитання

1. Поясніть принцип міграційних перетворень і його призначення.
2. Яка основна ідея процедури міграції?
3. Які основні параметри необхідні для якісної міграції?
4. Які задачі можна вирішити за допомогою міграції?
5. Які основні положення дифракційного перетворення?
6. Які є найпопулярніші способи міграції? У чому полягає їхня принципова різниця?
7. Чому сейсмічну міграцію вважають оберненою задачею?
8. Чому частіше почали використовувати міграцію до підсумовування?
9. Яке місце у процедурі міграції займає термін "швидкості міграції" і як вона визначається?

14. Спеціальні процедури обробки сейсмічних даних. Динамічний аналіз сейсмічних записів

14.1. Динамічні параметри хвиль у часовій і частотній області

До групи процедур динамічного аналізу належить велика кількість різноманітних програм. Вони призначені для детального вивчення комплексу динамічних характеристик сейсмічного запису, які використовують насамперед для детального вивчення фізичних властивостей геологічного розрізу (тобто для вивчення речового складу геологічних тіл).

Необхідною умовою для динамічного аналізу є ведення всього процесу обробки сейсмічної інформації зі збереженням відносних амплітуд. Це дозволяє в подальшому реалізовувати процедури спеціальної обробки, які забезпечують урахування таких факторів-завад, як геометрична розбіжність, поглинання, вплив верхньої частини розрізу тощо. Часові розрізи СГТ, отримані із збереженням відносних амплітуд, є вихідними даними для вилучення різних динамічних параметрів записів. До складу сучасних систем обробки обов'язково входять процедури, що дозволяють здійснювати визначення різноманітних і частотних характеристик сейсмічного запису в нафтогазоперспективному інтервалі розрізу.

14.2. Інтервальний динамічний аналіз

Інтервальний аналіз ґрунтується на вивченні динамічних властивостей хвиль, відбитих від меж пластів-колекторів. Розташуван-

ня інтервалу динамічного аналізу на часовому розрізі визначається його стратиграфічною прив'язкою до нафтогазоперспективних горизонтів. Основними параметрами, які визначають положення інтервалу, є: t_0 – опорного горизонту і Δt – ширина інтервалу.



Рис. 14.1. Інтервальний аналіз

У сучасних і вітчизняних системах обробки існує великий арсенал алгоритмів і програм, які дозволяють розраховувати десятки різних динамічних характеристик (атрибутів) сейсмічних сигналів в інтервалі (вікні) динамічного аналізу.

Усі ці характеристики можна розділити на дві великі групи:

- 1) динамічні характеристики в *часовій* області;
- 2) динамічні характеристики в *частотній* області.

До першої групи входять, насамперед, **енергетичні характеристики**. Вихідними даними є відліки траси в інтервалі динамічного аналізу.

Енергетичні характеристики:

- середньоквадратична амплітуда $E = (\sum A_i^2) / N$;
- середня амплітуда $(\sum |A_i|) / N$;
- максимальна додатна амплітуда $\max A_i$;
- максимальна від'ємна амплітуда $\max -A_i$.

Можливі також різні співвідношення цих параметрів і багато інших варіантів розрахунку амплітудних параметрів (напр., відношення максимальної амплітуди до повної енергії тощо).

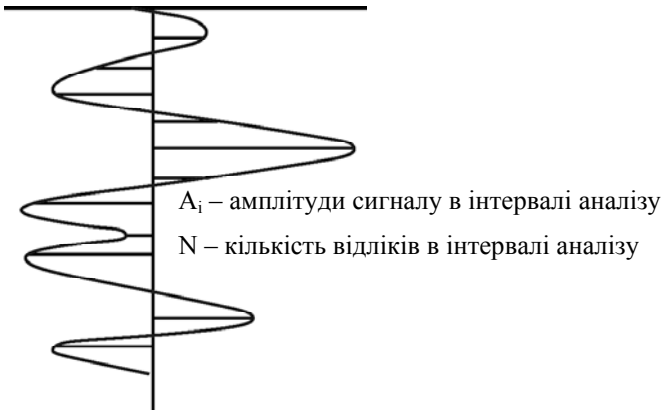


Рис. 14.2. Траса динамічного аналізу

Характеристики довжини і форми сигналу:

- довжина головного періоду сигналу;
- довжина сигналу (напівперіод) на його максимальній *додатній* амплітуді;
- довжина сигналу (напівперіод) на його максимальній *від'ємній* амплітуді;
- кількість додатних напівперіодів;
- кількість від'ємних напівперіодів.

Динамічні характеристики в частотній області

Вихідними даними є відліки амплітудного спектра, розрахованого в інтервалі динамічного аналізу.

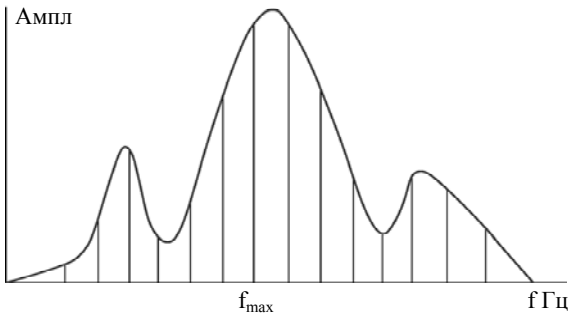


Рис. 14.3. Інтервал динамічного аналізу

Енергетичні характеристики:

- повна енергія сигналу (від $f = 0$ до частоти Найквіста) ($\sum A_i$);
- енергія в заданій смузі частот $f_1 \rightarrow f_2$ ($\sum A_i$);
- зважена по частоті енергія ($\sum A_i$) / $f_2 - f_1$);
- відсоток енергії в заданій смузі частот від повної енергії.

Частотні характеристики:

- частота максимальної амплітуди спектра;
- частота мінімальної амплітуди спектра;
- кількість екстремумів у спектрі (порізаність спектра);
- ширина головного максимуму спектра.

14.3. Перетворення Гільберта

Перетворення Гільберта дозволяє отримувати нові оригінальні динамічні параметри сейсмічного запису.

Сейсмічну трасу можна представити у вигляді:

$$S(t) = A(t) \cdot \cos \theta(t), \quad (14.1)$$

де $A(t)$ – амплітуда сейсмічного запису, $\theta(t)$ – фаза сейсмічного запису.

Сполучена по Гільберту траса визначається як

$$S_r(t) = A(t) \cdot \sin \theta(t). \quad (14.2)$$

Комплексна сейсмічна траса

$$Z(t) = A(t) \cdot \exp[i \cdot \theta(t)] \quad (14.3)$$

має модуль $A(t)$, який огинає комплексну трасу.

Величина $A(t)$ називається **миттєвою амплітудою** сейсмічного запису.

Функція $\theta(t) = \arctg(S_r(t) / S(t))$ визначає **миттєву фазу** сейсмічного запису.

Диференціюючи миттєву фазу $\theta(t)$ за часом, можна отримати ще один параметр – миттєву частоту.

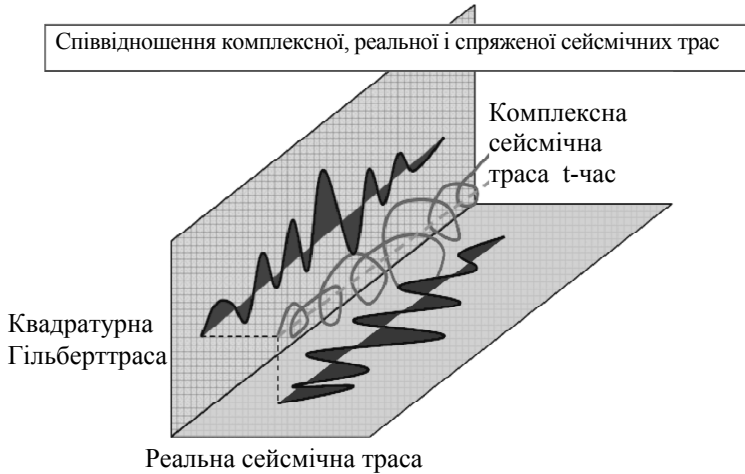


Рис. 14.4. Співвідношення комплексної, реальної і спряженої сейсмічних трас

Розрізи миттєвих амплітуд несуть інформацію про енергетичні властивості сейсмічних сигналів. Розрізи миттєвих фаз і частот несуть інформацію про зміну полярності сейсмічних сигналів на відбиваючих границях.

Контрольні запитання

1. Яке завдання під час обробки сейсмотрас виконують процедури динамічного аналізу?
2. Які переваги дає збереження відносних амплітуд?
3. За допомогою яких параметрів можна вивчити динамічні властивості хвиль?
4. Які є динамічні характеристики?
5. Які основні характеристики довжини і форми сигналу?
6. Які додаткові можливості надає перетворення Гільберта?

15. Спеціальні процедури обробки сейсмічних даних. AVO-аналіз

15.1. Аналіз залежності амплітуди відбитої хвилі від величини відстані "джерело – приймач"

Амплітуда відбитого сейсмічного сигналу змінюється (зазвичай зменшується) зі збільшенням відстані між джерелом і приймачем. Ця зміна викликана багатьма факторами, серед яких, перш за все, треба назвати залежність коефіцієнта відбиття від кута падіння хвилі на границю, вплив розходження фронту хвилі, поглинання тощо.

У певних обставинах аналіз характеру зміни амплітуди сейсмічного сигналу можна застосовувати як до вивчення літології порід, так і до виявлення вуглеводнів у розрізі. Збільшення амплітуди зі збільшенням відстані "джерело – приймач" (виносу), що дає на сейсмічному розрізі ефект "яскравої плями", може вказувати на наявність у розрізі колектора (пісковик), заповненого газом. Різке зменшення амплітуди зі зростанням віддалення може вказувати на наявність у розрізі карбонатних порід. Однак такі чіткі амплітудні аномалії у методі СГТ трапляються відносно рідко. Це пояснюється тим, що амплітуда кожної сумотраси часового розрізу являє собою результат осереднення амплітуд хвиль, отриманих за різних відстаней "джерело – приймач". Вилучення інформації про справжній характер залежності амплітуд пружних хвиль від віддалення в методі СГТ вимагає спеціальних способів аналізу сейсмічних даних.

Одним із способів, який активно застосовується останнім часом, став аналіз залежності зміни амплітуд хвиль від розносу – так званий **AVO-аналіз** (*Amplitude Versus Offset*). Цей

аналіз характеру залежності амплітуди від величини віддалення на деяких інтервалах сейсмічного часового розрізу використовується для отримання відомостей про наявність (або відсутність) вуглеводнів у даному інтервалі розрізу.

Для розуміння основних закономірностей цього явища розглянемо модель середовища, що складається з однорідного шару, який лежить на однорідному півпросторі з пласкою горизонтальною границею розділу між ними. Зміна амплітуди відбитих хвиль при віддаленні приймача від пункту збудження в цьому випадку зумовлено, по-перше, геометричною розбіжністю фронту хвилі тим більшим, чим більша відстань "джерело-приймач", а по-друге, зміною коефіцієнта відбиття при змінному куті підходу хвилі до границі. Звичайна інтерпретація часового розрізу побудована на пропозиції використання системи спостережень із нульовою відстанню "джерело-прилад". Відповідно до цієї моделі інтерпретації падаюча вертикально на горизонтальну границю плоска хвиля з амплітудою A_0 відображається у зворотному напрямку як хвиля з пласким фронтом і з амплітудою A_1 . Ставлення A_1 до A_0 називається коефіцієнтом відбиття A_{pp} . При будь-якому віддаленні "джерело-приймач" коефіцієнт відбиття зазвичай розглядається як коефіцієнт відбиття при нормальному падінні поздовжньої хвилі на межу розділу двох середовищ (1 і 2):

$$A_{pp}(0) = (\rho_2 V_{p2} - \rho_1 V_{p1}) / (\rho_2 V_{p2} + \rho_1 V_{p1}), \quad (15.1)$$

де $V_{p1}, V_{p2}, \rho_1, \rho_2$ – відповідно швидкості поздовжніх хвиль і густини в обох середовищах поблизу границі.

Передбачається, що амплітуда відбитої хвилі, зареєстрованої на не нульовому розносі "джерело – приймач", послаблюється лише за рахунок відмінності у подоланому хвилею шляху. Спроба розглянути залежність амплітуди відбитої хвилі від розносу довгий час не приводила до бажаного результату. Адже навіть у випадку однорідно-шаруватої моделі середовища за довільного кута падіння θ повздовжньої хвилі на сейсмічну границю можуть утворитися дві відбиті хвилі – повздовжня й поперечна і дві заломлені хвилі такого самого типу. Тому співвідношення амплітуд хвиль на границі описується чотирма коефіцієнтами відбиття і проходження – $R_{pp}, R_{ps}, T_{pp}, T_{ps}$.

Ці коефіцієнти доволі складно залежать від *шести* параметрів розрізу – від значень швидкостей повздовжніх V_{p1}, V_{p2} і поперечних V_{s1}, V_{s2} хвиль, а також густини гірських порід ρ_1, ρ_2 по обидві сторони від границі. Взаємозв'язок між усіма цими величинами вперше отримав *К. Цьоппрітц* у вигляді лінійної системи рівнянь, що зв'язує коефіцієнти відбиття і кути падіння хвиль на межі розділу двох середовищ.

Для довільного набору пружних параметрів, а також за великих кутів падіння хвиль на границю, рівняння системи є комплексними і містять значну кількість елементів. Рішення таких систем доволі складне.

Серед усіх коефіцієнтів відбиття і проходження для інтерпретації сейсмічних даних головну роль відіграє *коефіцієнт відбиття повздовжніх хвиль* A_{pp} . У більшості випадків контрастність сейсмічних границь за цим параметром невелика. Максимальні кути падіння у методі відбитих хвиль, як правило, не перевищують 30–40°. Якщо врахувати цей факт, то можна отримати наближений розв'язок системи рівнянь Цьоппрітца шляхом розкладання в ряд. На цій основі в 1985 р. *Шуей* отримав наближене рішення системи рівнянь *Цьоппрітца* для визначення A_{pp} , а *Хілтерман* перетворив цей розв'язок на простий лінійний.

15.2. Рівняння Цьоппрітца

Лінійний вид розв'язку рівняння Цьоппрітца:

$$A_{pp}(\theta) = A_{pp}(0) \cdot \cos^2 \theta + 2,25 \cdot \Delta\sigma \cdot \sin^2 \theta = A + B \cdot \sin^2 \theta, \quad (15.2)$$

де $A_{pp}(\theta)$ – коефіцієнт відбиття повздовжньої хвилі за довільного кута падіння; $A_{pp}(0)$ – коефіцієнт відбиття для повздовжньої хвилі за нормального падіння її на границю; θ – кут падіння хвилі; $\Delta\sigma$ – зміна коефіцієнта Пуассона* на границі $\Delta\sigma = \sigma_2 - \sigma_1$.

Передбачувана апроксимація доволі точна в діапазоні кутів падіння $0 < 30^\circ$, при $V_p = 2 \cdot V_s$, а також для значень $|A_{pp}(\theta)| < 0,15$.

Перший доданок А у правій частині рівняння характеризує процес відбиття за нормального падіння, а другий доданок описує залежність коефіцієнта віддзеркалення від кута падіння. Коефіцієнт В залежить від поведінки коефіцієнта Пуассона на границі. Тому цей коефіцієнт може служити індикатором насичення пустот гірських порід нафтою або газом. Тільки після установа зв'язків подібного виду вдалося побудувати схеми інтерпретації, які базуються на обліку зміни амплітуди із віддаленням. З'явилася принципова можливість визначати величину коефіцієнта Пуассона, а отже, і співвідношення V_s / V_p за експериментально отриманими залежностями $A_{pp}(\theta)$. Знання V_s дозволяє визначити флюїдонасиченість різних ділянок геологічного розрізу.

**Коефіцієнт Пуассона пов'язує поперечну деформацію тіла за його стискання зі зміною його довжини (зі зміною довжини тіла змінюється його поперечний переріз):*

$$\Delta d / d = \mu \cdot (\Delta L / L), \quad (15.3)$$

де d – поперечний розмір тіла; Δd – зміна поперечного перерізу; L – довжина тіла; ΔL – зміна довжини; μ – коефіцієнт Пуассона.

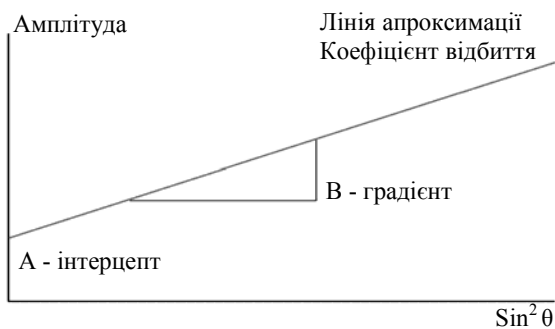


Рис. 15.1. Апроксимація лінійної функції графіка залежності коефіцієнта відбиття від величини кута падіння сейсмічних променів

У сучасному AVO-аналізі існує багато модифікацій. Найпростіша із них – "інтерцепт-градієнт" метод (AB-метод). У системі координат, де по осі ординат відкладено коефіцієнт відбиття, а по осі абсцис – величина $\sin^2 \theta$, залежність між A_{pp} і $\sin^2 \theta$ є лінійною.

Графіком цієї залежності є пряма лінія, що відсікає на осі ординат відрізок А з кутовим коефіцієнтом В. Коефіцієнт А має назву **інтерцепт (intercept)**, що в перекладі з англійської означає "відрізок", а коефіцієнт В називається **градієнтом (gradient)**.

15.3. AVO-аномалії та їх класифікація за типами

AVO-аналіз, як правило, застосовується не на всьому інтервалі глибин розрізу, а на найцікавіших і перспективних щодо можливо-го знаходження вуглеводнів ділянках. Найтиповішою геологічною границею є контакт *глина – пісковик*. Усі види залежностей коефіцієнта відбиття від кута або віддалення для названої межі за різних співвідношень пружних властивостей гірських порід поділяються в AVO-аналізі на чотири типи AVO-аномалій.

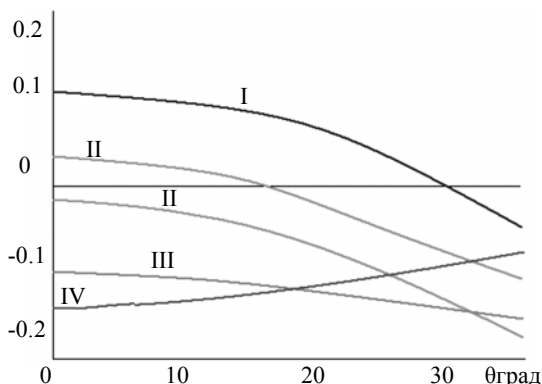


Рис. 15.2. Чотири типи залежностей коефіцієнта віддзеркалення (типу AVO-аномалій) від кута падіння хвилі на поверхню газонасичених пісковиків

Взаємодію між параметрами А (інтерцептом) і В (градієнтом) наведено в табл. 15.1. Із цих даних зрозуміло, що кожному типу аномалії відповідає певне співвідношення акустичних жорсткостей на границі, знаки інтерцепта і градієнта, а також певний тип піскови́ка.

Таблиця 15.1

Якісні співвідношення між параметрами розрізу сейсмічними атрибутами за AVO-аналізу

Тип аномалії AVO	Акустична жорсткість нижче межі	Знак інтерцепта (А)	Знак градієнта (В)	Залежність амплітуди від вносу
I	Більша, ніж у вищерозміщеній товщі	+	-	Зменшення
II	Приблизно така сама, як і у вищерозміщеній товщі	+ або -	+ або -	Збільшення і зменшення
III	Менша, ніж у вищерозміщеній товщі	-	-	збільшення
IV	Менша, ніж у вищій товщі	-	+	зменшення

Після визначення величини і знака інтерцептації градієнта у кожному часовому вікні по збірці трас для кожної загальної глибинної (середньої) точки профілю будуються часові траси, де замість амплітуд сумотрас відкладають значення інтерцепта або градієнта. У такий спосіб отримують нові типи часових розрізів.

В AVO-аналізі широко застосовують відбиття у формі часового розрізу та інших параметрів (атрибутів) AVO-аномалій.

На практиці широко застосовуються такі атрибути:

- добуток інтерцепта на градієнт;
- коефіцієнт кореляції між інтерцептом і градієнтом;
- середньоквадратичне відхилення лінійної апроксимації AVO;
- залежності від експериментальних даних (флюїдний фактор).

Для обґрунтованого отримання та вивчення AVO-аномалій необхідне виконання *таких умов*:

- система спостережень має забезпечувати наявність у вибірці записів для сумування за спільною точкою або у межах біна (3D) трас із широким діапазоном віддалень;
- збереження істинного співвідношення амплітуд.

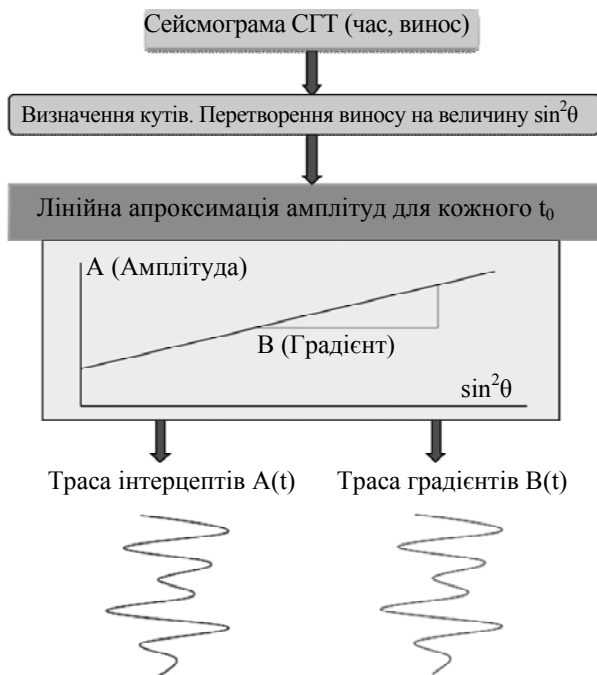


Рис. 15.3. Схема послідовності операцій при AVO-аналізі

Контрольні запитання

1. Від чого залежать амплітуди відбитого сейсмічного сигналу?
2. Поясніть основні принципи AVO-аналізу.
3. Від яких параметрів залежать коефіцієнти відбиття?
4. Який внесок у розвиток AVO-аналізу зробив Цьоп-прітц?
5. Як класифікуються AVO-аномалії?
6. Які атрибути використовуються при проведенні AVO-аналізу?
7. Які необхідні умови мають виконуватися при дослідженні AVO-аномалій?

16. Системи обробки сейсмічної інформації

16.1. Сучасні засоби обчислювальної техніки

Період широкого застосування цифрової обробки сейсмічних даних почався в СРСР на початку 70-х рр. У цей час парк обчислювальних машин у країні був представлений в основному ЕОМ третього покоління серії **ЕС-ЕОМ**. Уявлення про основні характеристики цих ЕОМ дають такі дані:

ЕОМ-ЕС-1066

- продуктивність (тис. операцій / с) – 5000;
- ємність оперативної пам'яті (Мегабайт) – 16;
- ємність пам'яті на магнітних дисках (Мегабайт) – 116;
- пропускна спроможність каналів введення – виведення (Мб/с) – 24.

Можливості обчислювальної техніки 70-х рр. накладали істотні обмеження на створювані системи обробки. Реалізація деяких процедур або була принципово неможлива (напр., міграція до підсумовування), або практично неможлива через надзвичайно великі витрати машинного часу (обернена фільтрація, двовимірна міграція). В окремих випадках стан справ рятувала наявність в ЕОМ додаткових спец процесорів-прискорювачів, які швидко виконували окремі процедури обробки (операції згортки й перетворення Фур'є).

Стрімке вдосконалення елементної бази ЕОМ, поява мікропроцесорної техніки призвело до того, що у другій половині 70-х рр. було створено перші персональні комп'ютери. За 30 років свого розвитку вони пройшли шлях від 8 до 32 розрядних обчислювальних машин. Це відкрило еру їх широкого застосування в сейсморозвідці. У 90-ті рр. у сейсмічних

обробних центрах на зміну ЕОМ третього покоління прийшли персональні комп'ютери та робочі станції.

На сьогодні для реалізації процедур обробки й інтерпретації сейсмічних даних застосовуються три типи комп'ютерів: **персональні комп'ютери (PC), оператори станції (WK) і суперкомп'ютери (SC)**. Кількісні відмінності між типами комп'ютерів визначаються перш за все довжиною (розрядністю) використовуваного слова, розмірами оперативної й дискової пам'яті та продуктивністю.

На початку 90-х рр. провідне місце сейсмічних обробних центрів посіли робочі станції на процесорах із RISC-архітектурою (*Reduced Instruction Set Computing* – комп'ютер зі скороченим набором команд). Основною операційною системою для них є версії операційної системи Unix. На сьогодні провідними виробниками робочих станцій для розвідувальної геофізики є корпорації Sun Microsystems (SUN), Silicon Graphics Inc (SGI), International Business Machine (IBM).

Таблиця 16.1
Характеристики різних типів комп'ютерів

Тип комп'ютера	Довжина машинного слова (байт)	Оперативна пам'ять	Пам'ять на жорстких дисках (Гб)	Продуктивність (операцій/с)
Персональний комп'ютер (PC)	4	512 Мб	80	$10 \cdot 10^6$
Робочі станції SUN, Silicon Graphics	8	1024 Мб	2000	$50 \cdot 10^6$
Суперкомп'ютери Cray, Fujitsu	8	128 Гб	100 Тб	10^{12}

Кожна із цих фірм виробляє послідовний набір конфігурацій робочих станцій, що відрізняються продуктивністю і призначенням. Найбільша кількість варіантів станцій випускає корпорація **IBM**. Це сервери **IBM RS/6000** різних моделей, у тому числі і багатопроцесорні системи **SP1, SP2**, які містять у своєму складі від 2 до 128 процесорів **Power2SC** з операційною системою **AIX**. Фірма **SUN** випускає багатопроцесорні (із процесорами **SPARC**) сервери **Enterprise** різних моделей з максимальною кількістю процесорів до 30, а також графічні робочі

станції з операційними системами **Solaris Soltstice**. Корпорація **SGI** випускає найпотужніші на сьогодні робочі станції й суперкомп'ютери **Origin200/2000** (кількість процесорів від 1 до 8, процесори R 10000) з операційною системою **IRIX**.

Провідними виробниками суперкомп'ютерів є фірми **Cray, ThinkingMachine, Fujitsu**. Фірма **Cray** випускає суперкомп'ютери **Cray T3E** з кількістю процесорів до 2048 і продуктивністю до $2 \cdot 10^{12}$ операцій за секунду. Фірма **Fujitsu** передбачає випустити суперкомп'ютери **VPP500** із продуктивністю $0,4 \cdot 10^{12}$ операцій за секунду.

Великі зміни відбулися в галузі зв'язку між комп'ютерами. Поряд з локальними мережами все ширше застосовуються системи оперативного передавання сейсмічної інформації через глобальні мережі (Internet), а також високошвидкісні супутникові системи.

16.2. Системи обробки сейсмічних даних

Обробка матеріалів сейсмічної розвідки завжди здійснюється з використанням спеціалізованих систем. Першою такою системою, розробленою в 1978 р. для обчислювальних машин єдиної серії (**ЕС-ЕОМ**), була система **СЦС-3**. У 1980 р. було закінчено створення системи **СОС-ПС** для вітчизняних багатопроцесорних обчислювальних комплексів типу **ПС-2000**. Сейсмічна цифрова обробна система СЦС-3 була розроблена для **ЕС ЕОМ** третього покоління, програмно сумісних із зарубіжними ЕОМ типу **ІВМ 360/370** з операційною системою **ОС**. Вона була розроблена під керівництвом Г. Г. Табакова в **Центральній геофізичній експедиції (ЦГЕ)** Міністерства нафтової промисловості колишнього СРСР за участю фахівців НДР і ЧРСР.

СЦС-3 забезпечувала технологічно ефективну на той час обробку різноманітної сейсмічної інформації (результатів сейсмічних робіт 2D, спостережень за методикою ВСП, матеріалів морських досліджень). З урахуванням своїх високих технічних характеристик і ефективності роботи система **СЦС-3** (і її подаль-

ші модифікації) набули найбільшого поширення приблизно у 70 % сейсмічних обчислювальних центрів обробки колишнього СРСР. Висока практична ефективність створеної системи була високо оцінена державою – за її створення колектив авторів у 1988 р. був удостоєний Державної премії СРСР. Комплекс **СЦС-3** інтенсивно використовувався більше 15 років, поки на зміну йому не прийшли системи обробки нового покоління.

Друга за популярністю в ті роки Сейсмічна Переробна Система Змінної Структури (**СЗС-ПС**) – була розроблена у НВО "Нефтегеофизика" (Москва, Міністерство геології СРСР) під керівництвом В. М. Крейсберга. Вона дозволяла обробляти сейсмічні матеріали регулярних та нерегулярних профільних і площадних систем спостережень будь-якої канальності та кратності й забезпечувала паралельне виконання декількох завдань і високу швидкість обробки. Система **СОС-ПС** була орієнтована на вітчизняний обчислювальний комплекс типу **ПС-2000** з оригінальним мультипроцесором, що складався із 32 або 64 ідентичних процесорних елементів. Висока продуктивність досягалася за рахунок розпаралелювання процесу обробки даних – одночасно оброблялося 32 або 64 сейсмічних траси.

Після 1991 р. випуск вітчизняних засобів обчислювальної техніки різко скоротився. Через це подальше поповнення й переоснащення вітчизняних обробних центрів почалося здійснюватися за рахунок імпорту персональних комп'ютерів різної конфігурації. Тому у вітчизняних сейсмічних оброблювальних центрах використовують модифіковані нові технічні засоби версії системи обробки **СЦС-3** (версія для **Unix** – **СЦС-5-2D** є найсучаснішою), а також деякі інші системи. На жаль, конкуренції із західними системами обробки вони не витримали. Тому сейсмічні центри обробки у країнах колишнього СРСР і на сьогодні практично всі оснащені зарубіжними системами обробки та інтерпретації.

На сьогодні провідними виробниками програмного забезпечення для сейсмозв'язки за кордоном є:

Американська компанія **Halliburton** (об'єднала фірми **Advance Geophysical** і **Landmark**). Вони розробляють програмне забезпечення для вирішення широкого спектра задач нафтовидобутку: від обробки сейсмічної інформації до моделю-

вання резервуарів, оцінки запасів родовищ і планування їхнього режиму експлуатації. Ця компанія володіє однією із найпопулярніших у світі системою **ProMax**.

Міжнародна компанія **Pradigm Geophysical Ltd.** володіє системою Focus, включає до свого складу як системи обробки (Focus), так і інтерпретації (**Geodepth, Seisx**) даних сейсморозвідки.

Компанія **CGG** (Франція) є найбільшим і багатопрофільним виробником геофізичних послуг. Пропонована нею сейсмічна система **IntegralPlus** необхідна для спільної інтерпретації даних сейсморозвідки та **ГДС**, а також для виконання комплексної геологічної інтерпретації даних сейсмічної розвідки.

Компанія **Schlumberger** пропонує кілька систем, розроблених у дочірній компанії **GeoQuest**, для спільної інтерпретації даних сейсморозвідки та **ГДС**, для моделювання на цій основі нафтових резервуарів тощо.

Компанія **Mercury International Technology (MIT, США)** пропонує сейсмічну систему обробки **iXL**.

Запропоновані вищеназваними фірмами і компаніями системи обробки та інтерпретаційні системи є найпопулярнішими в середовищі вітчизняних геофізиків-обробників. Ці системи дещо відрізняються між собою за своїми можливостям, ступенем зручності в користуванні і, природно, за вартістю. Основними зарубіжними обробними системами найбільш широко вживаними на сьогодні є системи **ProMax, Focus, Geovecteur**.

ProMax – система, розроблена компанією **Advance Geophysical Landmark Graphics**. Перша версія **ProMax**, відразу орієнтована на робочі станції типу **RISC**-архітектури, з'явилася на самому початку 90-х рр. Версія системи з можливістю обробки даних наземної сейсморозвідки 3D з'явилася у 1995 р. Може застосовуватися тільки на доволі потужних робочих станціях **SUN SPARC, Silicon Graphics**. На сьогодні система **ProMax** оснащена великим набором процедур для повної кінематичної та динамічної обробки даних 2D і 3D сейсморозвідки.

Особливості системи ProMax:

- Можливість використання для роботи на багатопроцесорних **EOM** типу **SP2 (IBM)** і **Origin (Silicon Graphics)**.
- Наявність інтерактивного або пакетного режиму роботи.

- Швидке й надійне введення даних із підтримкою всіх стандартних форматів.
- Зручний опис і просте введення геометрії системи спостережень.
- Гнучка й багатофункціональна система роботи із заголовками трас.
- Можливість включення нових прикладних процедур.
- Інтерактивний 2D/3D аналіз швидкостей.
- 3D міграція з урахуванням рефракції.
- Виділення і простежування перших вступів з метою корекції статичних поправок на основі використання принципів технології нейронних мереж.
- Пакет програм для реалізації завдань сейсмічної інверсії.
- Наявність процедур для виконання елементів інтерпретації (відслідковування горизонтів, побудова та редагування 2D/3D швидкісної моделі середовища, побудова карт).

Focus – система, розроблена фірмою **CogniSeis (Paradigm Geophysical)**. За поширенням у світі система Focus іде безпосередньо за **ProMax**. На сьогодні вона може функціонувати не тільки на робочих станціях, а й на суперкомп'ютерах. У складі системи Focus є більше 400 геофізичних прикладних процедур для повної кінематичної та динамічної обробки даних 2D і 3D сейсморозвідки. Система Focus широко поширена в ряді країн світу.

Особливості системи Focus:

- висока ефективність реалізації паралельних обчислень за рахунок розпаралелювання як на рівні прикладних програм, так і на системному рівні за допомогою спеціального системного модуля, що виконує автоматичне розбиття потоку обчислень на паралельні й послідовні сегменти. Це різко підвищує обчислювальну ефективність, зокрема, для виконання 3D міграції до і після підсумовування;
- високий ступінь інтерактивності: інтерактивне складання завдань на обробку; графічне формування потоків; тестування параметрів; витяг інформації із заголовків трас; редагування; відслідковування (пікірування) горизонтів; швидкісний аналіз; побудова швидкісних моделей;
- наявність відкритої бази даних для зберігання параметрів завдання, потоків обробки, інформації про зчитувальні пристрої, стан дискової пам'яті;

- універсальна архітектура зв'язків, яка забезпечує обмін сейсмічними даними з інтерпретаційними системами ряду фірм;
- можливість виконання графічного 3D Біннінга (розподіл трас між бінами по видаленнях усередині кожного біна);
- можливість глибинної 3D міграції до підсумовування (prestack), яка виконується на основі чисельного розв'язку рівняння Ейконала для довільно складного швидкісного розрізу й підсумовування Кірхгофа за отриманим просторовим годографом;
- наявність розширених засобів побудови та візуалізації швидкісного розрізу, включаючи відображення якості даних про швидкості;
- наявність у складі системи пакета AVO-аналізу, який містить засоби моделювання залежності коефіцієнта відбиття від кута падіння для пружних контактів геологічних середовищ.

Geovector – це система (перша версія) для операційної системи Unix, яка була випущена у 1988 р. У 90-х рр. з'явилися версії системи, придатні для обробки даних сейморозвідки 3D. Система була адаптована на всі сучасні обчислювальні платформи, включаючи суперкомп'ютери. У системі Geovector побудовано пов'язаний ланцюжок процедур для виконання повного спектра обробки даних сейморозвідки: планування спостережень – польова експресобробка – обробка та контроль якості – обробка на **ОЦ** – інтерпретація. Система Geovector може застосовуватися на робочих станціях **IBM, SUN SPARC, Silicon Graphics** або суперкомп'ютерах **CRAY**. У рамках системи є польова підсистема, спеціально орієнтована на експрес-обробку та контроль якості у процесі польових робіт. Польова підсистема розрахована на робочі станції **RISC-6000 і SUN SPARC**.

Особливості системи Geovector:

- потужні інтерактивні засоби аналізу, тестування та підготовки параметрів і графів обробки;
- підсистема **GeoLand** для планування 3D спостережень (регулярних і нерегулярних систем спостережень), що побудована на основі бази даних **Oracle** та підтримує документування інформації за поточною фазою процесу польових робіт ("рапорт оператора") і процедури польового контролю якості;
- підсистема обробки багатокomпонентних спостережень.

В останніх версіях Geovector-2000 поліпшено такі обробні процедури, як корекція статичних поправок і послаблення крат-

них хвиль. Удосконалення також стосувалося обробки матеріалів поперечних і обмінних хвиль, що дозволяє більш повно характеризувати фізичні властивості геологічного середовища в межах родовищ нафти та газу, а також проводити процедури глибинної міграції. Основну роль при цьому відіграють процедури, що реалізують розв'язок рівняння Ейконала в десятки разів швидше, ніж їх попередники.

Система **Geovecteur** поки що поступається за популярністю системам **ProMax i Focus**. Вона поширена, головним чином, у Європі, Азії, Південній Америці.

Усі описані системи обробки орієнтовані на сучасні робочі станції: **RISC-6000, SUN SPARC, Silicon Graphics** або потужні паралельні комп'ютери. Усі ці системи за функціональною повнотою достатні для стандартної й детальної обробки і забезпечують частково або повністю потреби динамічної та спеціальної інтерпретаційної обробки.

Контрольні запитання

1. Які основні продуктивні характеристики сучасної обчислювальної техніки?
2. Які типи комп'ютерів використовуються під час роботи із сейсмічними даними?
3. Яке програмне забезпечення і системи обробки є найпопулярнішими у світі?
4. Які відмінності в сучасних системах обробки?
5. Які основні переваги системи **ProMax**?

17. Технологія обробки сейсмічної інформації

17.1. Процес та етапи обробки сейсмічної інформації

Послідовність виконання геофізичних процедур визначається сейсмогеологічними умовами району робіт, видом обробки та її кінцевою метою. Оптимальним графом обробки називають такий набір процедур, за якого за мінімальний час поставлене геолого-геофізичне завдання вирішується з необхідною точністю. Вибір графа обробки та оптимальних параметрів окремих процедур, як правило, здійснюється *евристично*. Критеріями надійності та правильності прийнятих рішень на різних етапах обробки є: *стійка корельованість відбиттів, їхня динамічна виразність, ступінь відповідності геометрії лінії $t_0(x)$ апріорним уявленням обробника про геологію району, що досліджується, збіг горизонтів на прилеглих розрізах, діапазон зміни різних параметрів швидкостей, величин поправок тощо*. Тому граф обробки підбирають дослідним шляхом в інтерактивному режимі, який постійно ускладнюється на основі аналізу візуалізованих проміжних результатів.

Обробка сейсмічної інформації на ЕОМ за багатьма ознаками може бути більшою мірою віднесена до творчого процесу, ніж до суто інженерної діяльності. Цей факт, з одного боку, вимагає певної регламентації дій геофізика-обробника, а з іншого – у процесі обробки необхідно зберегти можливість оперативно реагувати на зміни сейсмогеологічних умов за допомогою виду та складу окремих процедур. У практиці обробки останнім часом склалася тенденція до розбиття всього процесу обробки на чотири великі етапи: **попередня обробка (препроцесінг), кінематична, динамічна й інтерпретаційна обробки**. Такий поділ на етапи умовний. Однак це дозволяє чітко виділити головні за-

вдання кожного етапу і ввести елементи стандартизації при використанні процедур, що є важливим за масової обробки сейсмічних даних. Основне завдання попереднього етапу – забезпечення можливості ефективного проведення подальшої обробки шляхом перетворення польових сейсмічних записів у формат системи обробки. Вхідними даними для цього етапу служать польові сейсмограми, а результатом цього етапу обробки на виході є робочі магнітні файли із записом сейсмограм СГТ, які мають надійти на вхід наступного етапу обробки. Частина процедур препроцесінга є завжди обов'язковою, а частина – можливою.

Обов'язкові процедури:

- **демультиплексування сейсмічних записів;**
- **сортування трас по СГТ;**
- **перетворення форматів записів амплітуд;**
- **редагування сейсмограм;**
- **регулювання амплітуд.**

Важливу роль при цьому для всієї подальшої обробки мають заголовки (етикетки) трас, які формуються. Інформаційні поля цих етикеток містять загальну й додаткову інформацію, що належить до даної траси. Структура етикеток визначається типом обробної системи. Зміст поля етикеток у процесі обробки може розширюватися за рахунок різного роду додаткової інформації. Наявність етикеток трас полегшує їхнє сортування у сейсмограми за будь-якою ознакою (СГТ, СПВ).

За умови надходження до обробки матеріалів з низькою якістю польових записів широко застосовують процедури **редагування записів**. На основі візуального аналізу амплітуд і частот сейсмічних трас вибирають для обнулення запису з низькою якістю окремі сейсмограми, окремі траси, ділянки трас або навіть окремі дискретні. Крім ручної редакції, нерідко використовуються програми автоматичного пошуку й редагування аномальних ділянок запису. Обов'язковою процедурою є регулювання амплітуд у часі та просторі. Застосування цієї процедури очевидно визначається, у першу чергу, природним зменшенням амплітуди за рахунок розбіжності хвильових фронтів, а також фізичними процесами, які супроводжують процес поширення хвиль у геологічному середовищі (поглинання, розсіювання, відбиття).

Корекція амплітуди хвиль полягає у множенні кожної амплітуди траси на деяку функцію підсилення $K(x, t)$, яка у загальному випадку змінна в часі та просторі. Способи розрахунку функції підсилення $K(x, t)$ можуть бути різні і вибираються в залежності від поставленого перед обробкою геофізичного завдання.

Програми регулювань у загальному випадку можуть мати три варіанти роботи:

- *потрасне вирівнювання;*
- *розрахунок і застосування коефіцієнтів вирівнювання як функції декількох трас;*
- *використання однієї функції для всього профілю.*

Використання однієї функції для всього профілю є обов'язковим за динамічної обробки сейсмічних записів. Процедури регулювання амплітуд доцільно застосовувати після послаблення потужних завод на сейсмічних записах.

17.2. Кінематична обробка

Кінематична обробка призначена для вирішення завдань структурної геології у різноманітних сейсмогеологічних умовах. На основі використання програм виділення сигналів на фоні завод і вивчення кінематики відбитих хвиль визначаються геометрія та конфігурація сейсмічних границь. При цьому більшість процедур кінематичної обробки практично застосовуються повсюдно і незалежно від сейсмогеологічних умов, методики польових спостережень і розв'язуваних геологічних задач.

Вибір параметрів попередньої обробки

Тестування і вибір параметрів проводиться по ділянках профілів, які найбільш повно характеризують сейсмогеологічну обстановку і якість первинного матеріалу на площі дослідження. Ділянки тестування вибираються за результатами препроцесінга. Вихідною інформацією для цього етапу служать цифрові дані, отримані на етапі препроцесінга.

Підбір параметрів **смугової фільтрації** виконується за результатами аналізу та по амплітудно-частотних спектрах, розра-

хованих для різних інтервалів запису, або за тестовими записами з різними характеристиками фільтрів. Процедури смугової фільтрації є обов'язковими і завжди включаються у граф обробки будь-якого матеріалу. Зазвичай вони виконуються декілька разів, у тому числі і після деконволюції, по сейсмограмах і за сумарним розрізом.

Для вибору параметрів **оберненої фільтрації** (деконволюції) первинних записів, яка здійснюється після підбору смугової фільтрації, завжди необхідний перебір кількох варіантів параметрів фільтрів. Процедура потрасної деконволюції за сейсмічними записами до підсумовування є, як правило, обов'язковою процедурою у будь-якому графі обробки. Винятком можуть бути тільки матеріали із надзвичайно низьким співвідношенням "сигнал – завада". У цьому випадку деконволюцію необхідно використовувати тільки після підсумовування.

Для придушення регулярних низькошвидкісних і середньошвидкісних хвиль-завад практично у всіх районах застосовують **багатоканальну фільтрацію**. Роль цих процедур важлива для зменшення низькошвидкісних хвиль-завад із прямолінійними осями та для кратних хвиль. На цьому ж етапі обробки отримують попередні відомості про особливості швидкісної будови середовища. Для цього проводять швидкісний аналіз шляхом обчислення вертикальних спектрів швидкостей. У результаті виконання процедур цього етапу можуть бути вибрані не тільки параметри всіх видів попередньої фільтрації, а й отримані додаткові дані про сейсмогеологічні моделі об'єкта дослідження – частотні характеристики інтервалів запису.

Попереднє накопичення по СГТ

Вхідними даними цього етапу служать сейсмограми СГТ, записані в електронному вигляді у процесі виконання препроцесінга, а також додаткова інформація у вигляді таблиць апріорних статичних і кінематичних поправок, параметри м'ютинга, смугової та оберненої фільтрації, підібрані на попередньому етапі параметри регулювання і масштабування амплітуд. Етап попереднього накопичення по СГТ має суттєве значення для визначення стратегії всієї подальшої обробки. Отримані повнократні часові розрізи (СГТ) дають безпосереднє уявлення про сейсмо-

геологічні моделі середовища в часовому вимірі. Це дозволяє зробити перші оцінки щодо ступеня вирішення поставлених геологічних завдань, установити причини отримання незадовільних результатів і сформувавши думку про якість первинних матеріалів стосовно можливості їхнього використання для подальших процедур обробки. Підсумовування по СГТ є обов'язковою процедурою. Зазвичай для цього використовується середньоарифметичне підсумовування. Проте останнім часом на практиці все більше застосовується особлива модифікація підсумовування – **медіанне підсумовування**. При цьому підсумкова амплітуда сумарної траси СГТ визначається за допомогою її медіанного значення в серії всіх вихідних підсумованих амплітуд. Як показує практика, у цьому випадку на сейсмограмах СГТ відбувається додаткове підвищення співвідношення "сигнал – завада" порівняно зі звичайним (середньоарифметичним) підсумовуванням.

Головним підсумком цього етапу обробки є матеріали, що дозволяють обґрунтовано вибрати (або уточнити) напрямки подальшого тестування параметрів обробки, установити оптимальну стратегію всієї подальшої обробки.

Аналіз і корекція статичних поправок

Основним завданням цього етапу обробки є створення передумов для приведення сейсмограм СГТ до виду, що забезпечує їхнє синфазне підсумовування з метою підвищення співвідношення "сигнал – завада". Особливо важливе значення цей етап має для матеріалів, отриманих в умовах значної неоднорідності будови ВЧР. У цьому випадку процедури визначення (розрахунку) і корекції статичних поправок є найважливішими елементами обробки. Від правильності введення статичних поправок багато в чому залежить достовірність і точність відомостей про будову геологічного розрізу.

Аналіз корекція кінематичних поправок

Вхідними даними служать результати попереднього етапу обробки. Завданням цього етапу є зведення сейсмограм СГТ до виду, що забезпечує ефективну реалізацію багаторазового синфазного підсумовування сейсмічних записів з метою підвищення співвідношення "сигнал – завада". Корекція кінематичних

поправок є невід'ємною та обов'язковою процедурою всього процесу обробки. Особливо важливе значення ця процедура має при вирішенні структурних завдань в умовах складчастих областей і в районах розвитку солянокупольної тектоніки.

Остаточне накопичення по СГТ

Головне завдання цього етапу обробки – отримання остаточного часового розрізу СГТ з оптимізованими статичними й кінематичними поправками. Підсумковий результат усієї кінематичної обробки – остаточні часові розрізи. Весь етап остаточного накопичення по СГТ містить виконання таких процедур:

- уведення оптимальних кінематичних поправок;
- уведення оптимальних статичних поправок, отриманих у результаті виконання процедури корекції;
- отримання остаточного часового розрізу СГТ;
- підсумкова смугова фільтрація часового розрізу;
- масштабування амплітуд часового розрізу;
- візуалізація остаточного часового розрізу.

Детальна кінематична обробка

Детальна кінематична обробка проводиться з метою поліпшення відслідковування осей синфазності та визначення кінематичних параметрів хвиль, які використовуються в подальшому при інтерпретації. Вибір програм обробки на цьому етапі обумовлений необхідністю ретельного обліку залишкових зсувів трас. Для оптимізації простежування осей синфазності використовуються процедури адаптивного та фазо-оптимізованого підсумовування спільно із програмами віднімання різних хвильзавад. Головне завдання даного етапу – **визначення глибинної швидкісної моделі середовища**.

У склад процедур детальної кінематичної обробки входять численні процедури визначення швидкостей підсумовування та міграційного перетворення сейсмічних даних.

Серед великої кількості алгоритмів, що використовуються в детальній кінематичній обробці, виділяються дві групи: алгоритми побудови швидкісного розрізу середовища та алгоритми міграції.

Виконання будь-якої процедури визначення швидкісної будови розрізу обов'язково базується на використанні моделі середовища. Геологічно доволі інформативною та порівняно прос-

тою є модель шаруватого середовища, що складається з однорідних ізотропних шарів з постійними швидкостями розповсюдження хвиль у кожному із шарів, які становлять неоднорідну по вертикалі й горизонталі товщу.

Під розв'язком оберненої задачі сейсморозвідки для цієї моделі середовища зазвичай розуміється не тільки відновлення конфігурації меж розділу шарів з урахуванням зносу, але і обчислення параметрів швидкісного розрізу досліджуваної товщі. У такому розумінні це завдання прийнято називати завданням *сейсмічної інверсії*. Вихідними даними, необхідними для вирішення поставленого завдання, є вся сукупність інформації: годографи СПВ і СПП, часові розрізи та згладжені значення ефективних швидкостей, що отримані за вертикальними й горизонтальними спектрами швидкостей. За математичну основу найпростіших алгоритмів визначення параметрів пластової моделі середовища береться формула Урупова-Дікса для горизонтально шаруватого середовища:

$$V_{\text{пл}}^2 = \frac{\left[(V_{\text{пр.еф}})_j^2 t_{0,j} - (V_{\text{пр.еф}})_{j-1}^2 \right]}{t_{0,j} - t_{0,j-1}}, \quad (17.1)$$

де індекси j та $j-1$ належать відповідно до значень параметрів хвиль, відбитих від покрівлі та підшови шару з номером j ; $V_{\text{пр.еф.}}$ – гранична ефективна швидкість.

Зазвичай необхідна ефективна швидкість (по годографу СГТ, СПВ) не є граничною: вона залежить від величини бази спостереження "вибух – приймач". Тому створено спеціальні методики, що дозволяють ефективну швидкість, знайдену при фіксованій базі спостережень, перерахувати у граничну ефективну швидкість.

Основне завдання міграційних перетворень – облік сейсмічного виносу, у тому числі і обумовленого заломленням сейсмічних променів на проміжних границях. При цьому вирішуються такі окремі задачі:

- відновлення справжньої геометрії середовища;
- підвищення горизонтальної роздільної здатності запису з метою виділення мікропорушень і зон виклинювання за допомогою ефективного послаблення завад без спотворення відображень;

- вертикальна й горизонтальна корекції динамічних спотворень;
- визначення швидкостей міграції, близьких за фізичним змістом до середніх швидкостей;
- пряме визначення інтервальних швидкостей міграційного накопичення.

Існує безліч способів міграційних перетворень. В останні роки на практиці все більшого поширення набувають способи міграції, основані на вирішенні хвильового рівняння. Під час обробки матеріалів, отриманих у складних сейсмогеологічних умовах, використовуються *ускладнені варіанти міграції*:

- глибинна міграція після підсумовування;
- часова міграція до підсумовування;
- глибинна міграція до підсумовування.

У всіх випадках для виконання міграції до підсумовування потрібна побудова швидкісної моделі середовища.

17.3. Динамічна обробка

На сьогодні перед сейсмозвідкою ставляться завдання, що вимагають детального вивчення фізичних властивостей геологічного розрізу (тобто його речового складу). Вирішення цих завдань тільки на основі результатів кінематичної інтерпретації сейсмічних даних неможливе. Для вивчення фізичних властивостей розрізу сейсмічним методом використовуються динамічні властивості відбитих хвиль (амплітуди, частоти, енергії, когерентність тощо). Існуючі підходи до визначення і використання динамічних характеристик сейсмічного запису відбитих хвиль можна розділити на дві основні групи:

- **перша – диференціальні способи** вивчають характеристики окремих відбиваючих границь розділу в середовищі;
- **друга – інтегральні способи** вивчають доволі протяжні ділянки сейсмічного запису, які характеризують значні інтервали геологічного розрізу.

Фізичними передумовами диференціальних способів є прив'язаність пошукових об'єктів до окремих пластів невеликої по-

тужності. Таким умовам, як правило, задовольняють поклади вуглеводнів (звичайна ситуація – пласти потужністю 10–40 м), які змінюють акустичні параметри пласта. Динамічні параметри відбитих хвиль від такого пласта, в основному, визначаються морфологічними особливостями покладів (форма і характер границі або водонафтового **ВНК**), або газонафтового контакту (**ГНК**). Найбільшою мірою ці способи знайшли своє втілення у **методиці "яскравої плями" (brightspot)**.

При інтерпретації хвильової картини досліджують такі диференціальні характеристики розрізу: зміна амплітуди хвилі на границі (**AVO-аналіз**), зміна полярності відображень у зоні зміни контакту "глина – вода" на контакт глина – газ, частотні та амплітудні характеристики за різними частинами відбитого імпульсу тощо. Фізичним обґрунтуванням інтегральних способів дослідження динамічних характеристик сейсмічних хвиль є той факт, що за наявності в розрізі деякого аномального геологічного об'єкта фізичні властивості середовища змінюються.

Природа цих змін може бути пов'язана з наявністю ділянок розушільнення середовища, напруженого стану гірських порід, розсіюванням вуглеводнів (газові шапки), тектонічних порушень, рифтогенних утворень тощо. В інтегральних способах під час аналізу та інтерпретації сейсмічних даних використовуються параметри загасання енергії хвиль, що розсіюють і поглинають властивості середовища.

17.4. Комп'ютерне планування 2D/3D спостережень як новий етап процесу обробки сейсмічних даних

Цей напрям почав розвиватися з кінця 80-х рр., і останнім часом у межах цього напрямку з'явилися нові досягнення. Планування спостережень також орієнтоване на сейсмогеологічну модель. Краща геолого-геофізична вивченість більшості районів досліджень дозволяє мати апіорну модель уже на етапі поста-

новки геологічних завдань і стадії формування основних параметрів планованих сейсморозвідувальних робіт. Виходячи з уявлень про модель середовища, розраховують такі системи спостережень, які забезпечують рівномірну щільність точок прийому корисної інформації із поверхні цільового геологічного об'єкта (а не рівномірну щільність точок виходу сейсмічних променів, як це було раніше). Крім того, виконавши розрахунки синтетичних сейсмограм, можна до проведення робіт підібрати такі системи спостережень, які є оптимальними для певних способів обробки сейсмічних даних.

Сучасне планування спостережень дозволяє більш гнучко, ніж раніше, адаптувати параметри майбутніх робіт під конкретні геологічні завдання з урахуванням вимог екології та економічних міркувань. Зокрема, воно дозволяє обґрунтовано зробити вибір між сейсморозвідкою 2D і 3D на стадії пошукових робіт, де раніше застосовувалися тільки системи спостережень 2D.

Розвинені системи планування підтримують інтерактивну адаптацію мережі спостережень до умов пересування на місцевості. Сучасні системи планування одночасно зі сценарієм відпрацювання запроєктованої мережі дають проект "журналу оператора", що полегшує документування польового процесу та подальше введення інформації про геометрію системи мережі спостережень у комп'ютер. Це дозволяє істотно знизити ймовірність подальших помилок і, зрештою, істотно підвищити ефективність подальшого процесу обробки сейсмічної інформації.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Бондарев В.И. Анализ данных сейсморазведки: учебное пособие для студентов вузов / В. И. Бондарев, С. М. Крылатков. – Екатеринбург, 2002.
2. Временные требования к представлению данных сейсморазведки в Государственный (Национальный) банк цифровой геологической информации и информации о недропользовании в России: РД ЦГИ-02-2000. – М., 2000.
3. Козлов Е. А. Цифровая обработка сейсмических данных / Е. А. Козлов, Г. Н. Гогоненков. – М., 1976.
4. Козлов Е. А. Модели среды в разведочной сейсмологии / Е. А. Козлов. – Тверь, 2006.
5. Мешбей В. И. Методика многократных перекрытий в сейсморазведке / В. И. Мешбей. – М., 1985.
6. Михальцев А.В. Обработка динамических параметров в сейсморазведке / А. В. Михальцев. – М., 1990.
7. Пейтон Ч. Е. Сейсмическая стратиграфия / Ч. Е. Пейтон. – М., 1982.
8. Притчетт У. Получение надежных данных сейсморазведки / У. Притчетт. – М., 1999.
9. Птецов С. Н. Анализ волновых полей для прогнозирования геологического разреза / С. Н. Птецов. – М., 1989.
10. Пузырев Н. Н. Методы и объекты сейсмических исследований. Введение в общую сейсмологию / Н. Н. Пузырев. – Новосибирск, 1997.
11. Хаттон Л. Обработка сейсмических данных. Теория и практика / Л. Хаттон, М. Уэрдингтон, Дж. Мейкин. – М., 1989.
12. Berkhout A. J. Seismic Migration / A. J. Berkhout. – Imaging of Acoustic Energy by Wavefield Extrapolation. – Amsterdam, 1980.
13. Bording R. P. Seismic modeling and imaging / R. P. Bording. – Yiele, 1997.

14. Brouwer J. Shallow High-Resolution Reflection Seismics / J. Brouwer. – Helbig, 1998.
15. Brown A. R. Interpretation of three dimensional seismic data. –Tulsa, 1999.
16. Claerbout J. F. Fundamentals of Geophysical Data Processing / J. F. Claerbout – Palo Alto, 1985.
17. Cordsen A. Planning Land 3-D Seismic Surveys / A. Cordsen, M. Galbraith, J. Peire – Tulsa, 2000.
18. Cowan C. F. Adaptive filters / C. F. Cowan, P. M. Grant. – New York, 1985.
19. Ikelle L.T. Introduction to Petroleum Seismology / L. T. Ikelle, L. Amundsen. – Tulsa, 2005.
20. Mari J. L. Signal Processing for Geologists and Geophysicists / J. L. Mari, F. Glangeaud, F. Coppens. – Paris, 1999.
21. Robinson E.A. Geophysical signal analysis / E. A. Robinson, S. Treitel. – New York, 1980.
22. SEG Y – international format of seismic data. <http://www.seg.org/publications/tech-stand>
23. Sheriff R. E. Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics, 4th edition / R. E. Sheriff. – Tulsa, 2002.
24. Sheriff R. E. Exploration Seismology Vol. 2: Data Processing / R. E. Sheriff, L. P. Geldart. – Cambridge, 1983.
25. Sheriff R. E. Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics / R. E. Sheriff. – Tulsa, 1991.
26. Telford W. M. Applied Geophysics / W. M. Telford, L. P. Geldart, R. E. Sheriff. – Cambridge, 1990.
27. Veeken P.C.H. Seismic Stratigraphy, Basin Analysis and Reservoir Characterisation / P. C. H. Veeken. – Amsterdam, 2007.
28. Waters K. H. Reflection Seismology: A Tool for Energy Resource Explora-tion / K. H. Waters. – New York, 1981.
29. Yilmaz O. Seismic Data Analysis / O. Yilmaz – Tulsa, 2001.

ЗМІСТ

Список скорочень.....	3
Вступ.....	4
1. Поняття цифрового запису. Реєстрація і подання сигналу в цифровій формі.....	7
1.1. Цифровий сейсмічний запис як часова послідовність.....	7
1.2. Реєстрація сейсмічного запису в цифровій формі. Демультіплексація.....	8
1.3. Двійкова система числення. Одиниці кількості інформації.....	10
1.4. Динамічний діапазон сейсмічного запису.....	11
1.5. Формат обробки сейсмічного запису SEG-Y (Society of Exploration Geophysists).....	11
2. Матричне подання цифрової обробки. Операції з матрицями.....	14
2.1. Матрична форма подання сейсмічних записів.....	14
2.2. Операції з матрицями.....	15
2.3. Матричне представлення процесу обробки.....	16
3. Математичні операції в цифровій обробці.....	18
3.1. Операція згортки.....	18
3.2. Кореляція часових послідовностей.....	20
3.3. Деякі властивості кореляційних функцій.....	23
4. Математичні операції в цифровій обробці.....	24
4.1. Подання сейсмічних записів у частотній області.....	24
4.2. Математичний та фізичний зміст перетворення Фур'є.....	25
4.3. Теорема Котельникова, крок дискретизації і дзеркальні частоти.....	29
5. Мета і завдання цифрової обробки. Розв'язок оберненої задачі сейсморозвідки.....	33
5.1. Мета і завдання цифрової обробки.....	33
5.2. Кінематичний і динамічний підходи до обробки сейсмічних даних.....	34
5.3. Етапи цифрової обробки і схема їх взаємодії.....	35
5.4. Обернена задача сейсморозвідки. Математична модель середовища.....	40

6. Математична модель сейсмограми – основа для побудови алгоритмів обробки	42
6.1. Модель сейсмічної траси	42
6.2. Модель форми імпульсу (випромінюваного сигналу)	44
6.3. Літолого-акустична та фізико- геологічна модель середовища.....	47
6.4. Моделювання і розв'язок прямої задачі сейсмозвідки	48
7. Початкові процедури обробки сейсмічної інформації (препроцесінг)	50
7.1. Демультіплексація, редагування і м'ютинг сейсмограм	50
7.2. Регулювання амплітуд	51
7.3. Розрахунок і корекція статичних поправок	54
8. Початкові процедури обробки сейсмічної інформації	
Фільтрація сейсмічних хвиль	65
8.1. Розрахунок і корекція кінематичних поправок	65
8.2. Фільтрація сейсмічних хвиль	68
9. Узгоджені одноканальні фільтри	72
9.1. Поняття узгоджених фільтрів.....	72
9.2. Фільтр низьких частот	73
9.3. Фільтр високих частот	74
9.4. Смуговий фільтр.....	75
9.5. Режекторний фільтр	76
9.6. Розрахунок узгоджених фільтрів і явище Гібса	77
10. Багатоканальні фільтри.	
Просторово-часова фільтрація	80
10.1. Поняття та фізичні основи багатоканальної фільтрації	80
10.2. Алгоритм багатоканальної фільтрації	81
10.3. Фільтрація F-K (віялоподібний фільтр).....	82
11. Оптимальні фільтри. Обернена фільтрація	89
11.1. Оптимальні фільтри. Критерії оптимальності фільтрів.....	89
11.2. Рівняння Колмогорова – Вінера. Обернений фільтр стиснення	90
11.3. Фільтр із передбаченням. Дереввербераційний фільтр ...	93

12. Аналіз поширення швидкостей сейсмічних хвиль	98
12.1. Вертикальні спектри швидкостей	98
12.2. Горизонтальні спектри швидкостей	103
12.3. Аналіз швидкостей за даними сейсмокаротажу і акустичного каротажу	104
13. Спеціальні процедури обробки сейсмічних даних. Міграція	107
13.1. Фізична суть міграції	107
13.2. Алгоритми міграції (способи міграції)	114
13.3. Сейсмічна міграція як обернена задача	115
14. Спеціальні процедури обробки сейсмічних даних	
Динамічний аналіз сейсмічних записів	119
14.1. Динамічні параметри хвиль у часовій і частотній області	119
14.2. Інтервальний динамічний аналіз	119
14.3. Перетворення Гільберта	122
15. Спеціальні процедури обробки сейсмічних даних. AVO-аналіз	124
15.1. Аналіз залежності амплітуди відбитої хвилі від величини відстані "джерело – приймач"	124
15.2. Рівняння Цьоппрітца	126
15.3. AVO-аномалії та їх класифікація за типами	128
16. Системи обробки сейсмічної інформації	131
16.1. Сучасні засоби обчислювальної техніки	131
16.2. Системи обробки сейсмічних даних	133
17. Технологія обробки сейсмічної інформації	139
17.1. Процес та етапи обробки сейсмічної інформації	139
17.2. Кінематична обробка	141
17.3. Динамічна обробка	146
17.4. Комп'ютерне планування 2D/3D спостережень як новий етап процесу обробки сейсмічних даних	147
Список використаних джерел	149