

Методичні вказівки до виконання практичних робіт

Лабораторна робота № 1

**ВИЗНАЧЕННЯ ФІЗИЧНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ГІРСЬКИХ ПОРІД**

**Мета і завдання роботи**

**Метою роботи** є вивчення фізичних властивостей гірських порід

**Завдання роботи** – скласти таблицю даних фізичних властивостей осадових магматичних і метаморфічних порід. Побудувати гістограми розподілу фізичних властивостей для вказаних груп порід і навести їх порівняльний аналіз.

**Короткі теоретичні відомості**

При рішенні чи моделюванні багатьох задач геофізики необхідно знати фізичні властивості гірських порід. Фізичні властивості гірських порід – це їхня здатність взаємодіяти з природними фізичними полями Землі або штучно створеними людиною.

Верхня частина земної кори – літосфера доступна сьогодні для безпосереднього вивчення. Вона складена гірськими породами трьох головних груп: магматичними, осадовими та метаморфічними. Фізичні властивості гірських порід можна вимірювати на взірцях, у свердловинах, гірських виробках та на відслоненнях.

До фізичних властивостей відносяться багато параметрів, серед яких є щільність порід, пористість, проникність, швидкість розповсюдження пружних хвиль, питомий електричний опір, поляризованість, намагніченість, магнітна сприйнятливність, радіоактивність, теплопровідність і багато інших. Неоднорідність фізичних властивостей лежить в основі дистанційного вивчення будови літосфери, гірських порід, що входять до неї, та виявлення в них фізичних аномалій. Розглянемо деякі з названих фізичних властивостей детально.

*Щільність  $\sigma$*  – відношення маси породи до об'єму, який вона займає, у системі СІ вимірюється в кілограмах на кубічний метр:  $\text{кг/м}^3$ . Позасистемною одиницею є  $\text{г/см}^3$ .

*Швидкість розповсюдження* пружних сейсмічних хвиль характеризує пружні властивості геофізичного середовища. На лабораторних роботах будемо розглядати тільки повздовжні хвилі  $V_p$  (хвилі стискування); у системі СІ швидкість вимірюється в метрах за секунду ( $\text{м/с}$ ). Іноді використовують  $\text{км/с}$  або  $\text{км/год}$ .

*Питомий електричний опір  $\rho$*  – характеризує здатність порід пропускати через себе електричний струм; у системі СІ вимірюється в Омметрах ( $\text{Ом}\cdot\text{м}$ ).

*Магнітна сприйнятливність  $\chi$*  – характеризує здатність гірських порід намагнічуватись (змінювати свій магнітний момент) під дією зовнішнього

магнітного поля; у системі СІ вимірюється в теслах (Тл), частіше в нанотеслах (нТл).

Щоб точніше визначити значення заданої властивості, необхідно виконати виміри на багатьох взірцях (не менше 20 значень). Потім вимірні значення потрібно математично обробити, тобто визначити середнє, побудувати криву розподілу (або гістограму) та встановити закон розподілу. На підставі таких розрахунків та побудов визначається конкретне значення фізичного параметра.

У даній лабораторній роботі використаємо значення тих фізичних властивостей, що описані в довідковій літературі, зокрема [1].

### Порядок виконання роботи

1. З довідкової літератури виписати фізичні властивості (щільність, швидкість, питомий електричний опір і магнітну сприйнятливості) тих порід, які задасть викладач.

2. Всі дані звести в таблицю, форма якої представлена нижче.

3. По кожному фізичному параметру (щільність, швидкість, питомий електричний опір і магнітну сприйнятливості) побудувати для порід, що будуть у таблиці, гістограми. Для цього потрібно вирахувати середнє значення.

*Наприклад:* мінімальне – 2.11, максимальне – 2.37.

Тоді середнє буде  $(2.11+2.37)/2=2.24$

Середнє значення відкладаємо по вертикальній вісі, а по горизонтальній – назви гірських порід. Приклад такої гістограми показано на рис. 1.1.

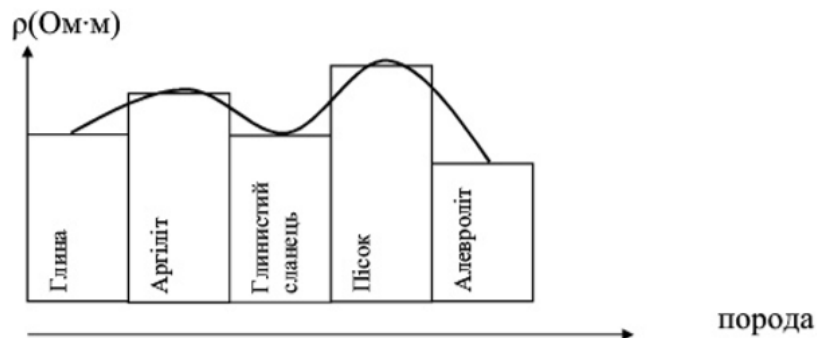


Рис. 1.1 – Гістограма та крива розподілу фізичного параметра.

Використовуючи середнє значення кожної групи порід одного і того ж параметра, побудувати криву розподілу (див. рис.1.1). Виконати таку ж побудову для кожного фізичного параметра ( $V_p$ ,  $\sigma$ ,  $\rho$ ,  $\chi$ ).

4. Звіт по роботі повинен містити:

- зведену таблицю фізичних властивостей гірських порід (аналогічно таблиці 1.1);
- гістограму та криву розподілу заданого викладачем фізичного параметра по групі порід (див. рис. 1.1);
- висновок про криву розподілу фізичного параметра.

Таблиця 1.1 – Фізичні властивості гірських порід

Порода	Щільність, $\sigma$ , $10^3 \text{ кг/м}^3$			Швидкість, $V_p$ , м/с			Питомий електричний опір, $\rho$ , Ом·м			Магнітна сприйнятливність, $\chi$ , нТл		
	min	сер	max	min	Сер	max	min	сер	max	min	сер	max
<b>Осадіві</b>												
Глина												
Кварц												
<b>Метаморфні</b>												
Амфіболіт												
...												
<b>Магматичні</b>												
Габро												
...												

### Запитання для самоперевірки

1. Які фізичні властивості гірський порід вам відомі?
2. У яких одиницях вимірюється питомий електричний опір в системі СІ?
3. У яких одиницях вимірюється швидкість пружних хвиль?
4. У яких одиницях вимірюється магнітна сприйнятливність?
5. У яких одиницях в системі СІ вимірюється щільність гірських порід?
6. Що таке гістограма, як вона будується?
7. Наскільки відрізняються фізичні властивості осадових порід від магматичних?

### Рекомендована література

1. Степанюк В.П. Фізичні властивості гірських порід. Навчальний посібник, Івано-Франківськ: Факел, 2002. – 217 с.

## Лабораторна робота №2 РОЗРАХУНОК НОРМАЛЬНОГО ГРАВІТАЦІЙНОГО ПОЛЯ ДЛЯ ЗАДАНОЇ МІСЦЕВОСТІ

### Мета і завдання роботи

**Метою роботи** є дослідження зміни нормального гравітаційного поля в залежності від географічних координат.

**Завдання роботи** – розрахувати нормальне гравітаційне поле для заданих координат і побудувати графік. Для цих же точок визначити лінійну швидкість обертання Землі і побудувати графік.

### Короткі теоретичні відомості

Як відомо, гравітаційне поле Землі – це поле сили тяжіння. Силою тяжіння  $G$  називають рівнодійну двох сил – сили ньютонівського притягання

всією масою Землі  $F$  та центробіжної сили, що виникає за рахунок обертання Землі  $P$ . За законом Ньютона сила взаємодії двох точкових мас  $m_1$  і  $m_2$ , що розміщені на віддалі  $r$ , записується формулою

$$F = f \frac{m_1 m_2}{r^2}, \quad (2.1)$$

де  $f$  – гравітаційна стала, яка в системі СІ дорівнює  $6,67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/\text{кг} \cdot \text{с}^2$ .

У першому наближенні сила притягання Землею будь-якої маси  $m$  визначається за формулою

$$F = f \frac{M m}{R^2}, \quad (2.2)$$

де  $M$  – маса Землі,  $R$  – відстань між центром Землі та центром маси  $m$ .

Центробіжна сила, яка виникає за рахунок добового обертання Землі, направлена вздовж радіуса  $R$ , перпендикулярно до вісі обертання, і розраховується за формулою

$$P = R\omega^2, \quad (2.3)$$

де  $\omega$  – кутова швидкість.

Варто відмітити, що проміжок між двома проходженнями Сонця через місцевий меридіан дорівнює 24 год або  $(24 \text{ год} \cdot 60 \text{ хв} \cdot 60 \text{ с}) = 86400 \text{ с}$ . Але швидкість обертання Землі необхідно визначити не за Сонцем, а за зірками. За рахунок переміщення Землі по орбіті сонячна доба на  $1/365$  частину більше зіркової. Тому для обчислення кутової швидкості ( $\text{с}^{-1}$ ) потрібно брати добу, що дорівнює 86164 с, тобто

$$\omega = \frac{2\pi}{86164}. \quad (2.4)$$

Як відомо, радіус Землі на екваторі становить  $R=6378160 \text{ м}$ , а на полюсах  $R=6356777 \text{ м}$ . Знаючи радіус у відповідній точці землі, можна знайти довжину кола

$$L = 2\pi R \text{ (м)}. \quad (2.5)$$

Тоді швидкість обертання Землі можна визначити за формулою

$$V = \frac{L}{\text{добу}} \text{ (м/с)}, \quad (2.6)$$

де доба=86164 с.

Прискорення сили тяжіння дорівнює геометричній сумі прискорень притягання та центробіжного. У гравіметрії часто користуються не прискоренням сили тяжіння, а просто кажуть «сила тяжіння». Одиницею сили тяжіння в системі СІ є  $\text{м/с}^2$ , або позасистемна одиниця Гал.  $1 \text{ Гал} = 1 \text{ см/с}^2$ . Така назва прийнята в честь італійського вченого Г. Галілея, який вперше виміряв прискорення сили тяжіння. На практиці використовується в 1000 раз менша одиниця, яка має назву мілігал (мГал).

Розподіл сили тяжіння на поверхні землі називається нормальним значенням сили тяжіння. Для обчислення нормального значення сили тяжіння користуються формулою Р. Ф. Гельмерта

$$\nu_0 = 978,030(1 + 0,005302 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2\varphi) - 14,0 \quad (2.7)$$

де  $\varphi$  – географічна широта (у градусах) точки, для якої визначається нормальне значення сили тяжіння;  $\nu_0$  – нормальне значення сили тяжіння (мГл).

Але сила тяжіння залежить від висоти над рівнем моря, яка визначається за формулою

$$g_h = 0,3086h \quad (2.8)$$

де  $h$  – висота точки спостереження над рівнем моря (м),

і називається поправкою Фая або поправкою за висоту. Якщо пункти спостереження знаходяться вище рівня моря, то дана поправка вводиться з додатнім знаком.

Поправка за притяганням проміжного шару, що розташований між точкою спостереження та поверхнею приведення, називають редуцією Буге. Вона визначається за формулою

$$g_B = -0,418\sigma h \quad (2.9)$$

де  $\sigma$  – густина проміжного шару ( $\text{г/см}^3$ );  $h$  – висота над рівнем моря (м).

Сума цих двох поправок називається повною поправкою Буге

$$\delta_B = (0,3086 - 0,0418\sigma)h \quad (2.10)$$

На практиці найбільше значення мають аномалії Буге, які розраховують з урахуванням всіх поправок

$$\Delta g = g_c - \gamma_0 + \delta_B \quad (2.11)$$

де  $g_c$  – спостережене значення сили тяжіння (мГл).

### Порядок виконання роботи

1. Користуючись формулою Гельмерта (2.7) вирахувати нормальне

значення сили тяжіння від  $0^\circ$  до  $90^\circ$ , тобто від полюса до екватора з кроком  $10^\circ$ . Розраховані значення записати у вигляді таблиці (див. таблицю 2.1).

Таблиця 2.1 – Розраховані значення сили тяжіння

$\varphi$	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
$\nu_0$										

2. Побудувати графік залежності нормального значення сили тяжіння від широти та зробити висновок про його зміну.

3. Визначити швидкість обертання Землі за формулою (2.6), змінюючи радіус від екватора до полюса.

4. Визначити нормальне значення сили тяжіння для різних міст за формулою (2.7):

Івано-Франківськ – $48^\circ 50'$	Прага – $50^\circ 05'$
Берлін – $52^\circ 30'$	Рим – $41^\circ 54'$
Вашингтон – $38^\circ 54'$	Стокгольм – $59^\circ 19'$
Грінвіч – $51^\circ 29'$	Токіо – $35^\circ 43'$
Мадрид – $40^\circ 24'$	Осло – $59^\circ 55'$

5. Визначити силу тяжіння, змінюючи висоту точки спостереження від 0 до 10 км з кроком 500 м (формула 2.8). Побудувати графік залежності сили тяжіння від висоти.

6. Звіт по роботі повинен містити:

- завдання на виконання лабораторної роботи;
- розрахункову таблицю нормального значення сили тяжіння та побудований графік залежності;
- розрахунок зміни швидкості обертання Землі та побудований графік;
- розрахункове значення центробіжної сили для нашої території;
- висновок про зміну нормального значення сили тяжіння, швидкість обертання Землі та їх взаємозалежність.

### Запитання для самоперевірки

1. У яких одиницях вимірюється сила тяжіння в системі СІ?
2. Дайте визначення, що таке сила тяжіння?
3. Що може впливати на зміну сили тяжіння від точки до точки?
4. Назвіть поправки, що вводяться при обчисленні сили тяжіння.
5. Як змінюється сила тяжіння від екватора до полюса?
6. За якою формулою обчислюється нормальне значення сили тяжіння?
7. Чому зріст людей на екваторі більший за зріст людей на півночі?

### Рекомендована література

1. Основи геофізики (Методи розвідувальної геофізики): Підручник / М. І. Толстой, А. П. Гожик, М. В. Рева, В. П. Стапанюк, А. В. Сухорада. – К.: ВПЦ «Київський університет», 2006.

**Лабораторна робота №3**  
**РІШЕННЯ ПРЯМОЇ ТА ОБЕРНЕНОЇ ЗАДАЧІ ГРАВИМЕТРІЇ ДЛЯ**  
**ЕЛЕМЕНТАРНИХ ТІЛ**

**Мета і завдання роботи**

**Метою роботи** є дослідження гравітаційного ефекту від тіл елементарної форми.

**Завдання роботи** – розрахувати гравітаційне поле для елементарного тіла (кулі) з різними значеннями щільності. А також обернену задачу за даними одного з побудованих графіків.

Тривалість лабораторної роботи – 2 год. (1 пара).

**Короткі теоретичні відомості**

Рішенням прямої задачі гравіметрії для тіл правильної геометричної форми є визначення гравітаційного ефекту від даних об'єктів. Якщо на досліджуваній ділянці на певній глибині знаходиться карстова порожнина, то за допомогою методу гравіметрії можна її оконтурити. А у випадку проведення режимних спостережень можна зробити висновок про інтенсивність розвитку карсту і навіть передбачити місця можливих провалів.

Для прикладу розглянемо рішення прямої задачі гравіметрії для елементарного тіла – кулі. Аномалією  $\Delta g$  для профілю, що проходить через центр кулі, можна визначити за формулою

$$\Delta g(x) = G \frac{Mh}{(x^2+h^2)^{3/2}} \quad (\text{м/с}) \quad (3.1)$$

де  $M$  – надлишкова маса кулі, що визначається за формулою

$$M = V\Delta\sigma \quad (\text{кг}) \quad (3.2)$$

$V$  – об'єм кулі ( $V = \frac{4}{3}\pi R^3$ ) ( $\text{м}^3$ );

$\Delta\sigma = \sigma_2 - \sigma_1$  – різниця щільності між оточуючими породами та породами об'єкту (кулі) ( $\text{кг}/\text{м}^3$ );  $R$  – радіус кулі (м);  $h$  – глибина залягання центра кулі (м);  $x$  – координата по профілю (м);  $G = 6,67 \cdot 10^{-11}$  ( $\text{м}^3/\text{кг}\cdot\text{с}^2$ ) – гравітаційна стала.

Крива  $\Delta g$  над кулею має вигляд, що показано на рис.3.1.

Обернена задача гравіметрії – це знаходження глибини залягання об'єкта, його розмірів та надлишкової маси. Глибина центра кулі знаходиться з рівності

$$h = 1,305 \cdot x_1 \quad (3.3)$$

де  $x_1$  – значення абсиси при половині максимуму  $\Delta g_{\text{max}}$ .

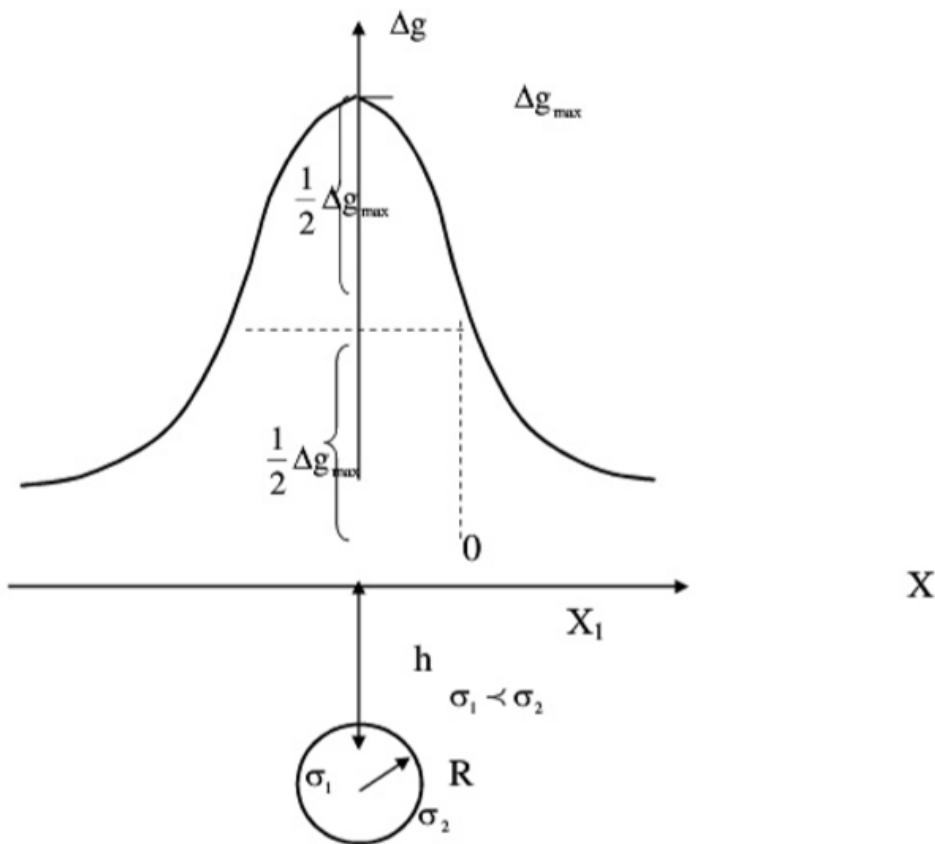


Рис. 3.1 – Крива  $\Delta g$  над кулею

Надлишкова маса визначається за відомим значенням  $h$  та максимальним значенням  $\Delta g_{\text{max}}$ , що знімається з побудованого графіка (див. рис. 3.1):

$$M = \frac{\Delta g_{\text{max}} \cdot h^2}{G} \quad (3.4)$$

Якщо відома надлишкова густина даного об'єкта, то можна знайти його радіус за формулою



$$R = \sqrt[3]{\frac{3h^2 \cdot \Delta g_{max}}{4\pi \cdot G \cdot \Delta \sigma}} \quad (3.5)$$

де  $\Delta \sigma$  – різниця щільності між оточуючими породами та геологічним об'єктом.

### Порядок виконання роботи

1. Розрахувати гравітаційне поле, що обумовлене елементарним тілом (кулею), використовуючи формули (3.1) та (3.2). Розрахунки можна виконувати на ПЕОМ або за допомогою мікрокалькулятора.

2. При розрахунках використовувати такі дані:  
 $R=100+5(n-1)$  (м), де  $n$  – номер студента по списку групи;  
 $h=400$  (м);  $\sigma_1=2300$  (кг/м<sup>3</sup>);  $\sigma_2=2000$  (кг/м<sup>3</sup>);  
 $x$  змінюється від -1000 до +1000 (м) з кроком 100 (м).

3. За виконаними розрахунками побудувати криві  $\Delta g$  над кулею з різними значеннями  $\Delta \sigma$ , тобто  $\Delta \sigma = \sigma_2 - \sigma_1$  та  $\Delta \sigma = \sigma_1 - \sigma_2$  (на одному рисунку).

4. Для одного з графіків вирішити обернену задачу, тобто знайти радіус кулі, надлишкову масу та глибину залягання. Порівняти отримані значення з вхідними даними.

5. Звіт по роботі повинен містити:

- завдання на виконання лабораторної роботи;
- вихідні дані для свого варіанту;
- формули розрахунку та результати обчислень;
- побудовані графіки  $\Delta g$  та висновок про їх взаємне розташування;

### Запитання для самоперевірки

1. В чому полягає суть рішення прямої задачі гравіметрії?
2. За якою формулою визначається  $\Delta g$  над кулею?
3. Як зміниться графік  $\Delta g$ , якщо радіус кулі зменшити в два рази?
4. Як впливає об'єм кулі на значення  $\Delta g$  (прямопропорційно чи обернено)?
5. Яке числове значення гравітаційної сталої?
6. За якою формулою визначається об'єм кулі?
7. У яких одиницях вимірюється сила тяжіння в системі СІ?
8. Яка розмірність гравітаційної сталої?
9. Які параметри кулі визначаються в оберненій задачі?

### Рекомендована література

Основи геофізики (Методи розвідувальної геофізики): Підручник / М. І. Толстой, А. П. Гожик, М. В. Рева, В. П. Стапанюк, А. В. Сухорада. – К.: ВПЦ «Київський університет», 2006.

## Лабораторна робота № 4

### ВИВЧЕННЯ КОЛИВАНЬ МАТЕМАТИЧНОГО ТА ФІЗИЧНОГО МАЯТНИКІВ ТА ВИЗНАЧЕННЯ ПРИСКОРЕННЯ ВІЛЬНОГО ПАДІННЯ

#### Мета і завдання роботи

**Мета роботи:** визначити: 1) період коливань математичного маятника і на досліді переконатися у справедливості теоретичної формули періоду його коливань; 2) момент інерції фізичного маятника.

**Прилади та обладнання:** універсальний маятник, секундомір, призма для визначення центра ваги.

#### Короткі теоретичні відомості

**Фізичним маятником** називається тверде тіло, яке закріплене на осі, що не проходить через центр ваги тіла, і може здійснювати коливання відносно цієї осі. **Довжина фізичного маятника**  $\ell$  – відстань від його центра мас до осі коливань.

Для руху фізичного маятника можна записати основне рівняння обертального руху

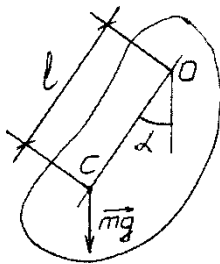


Рис. 4.1 Відхилення від положення рівноваги

$$\varepsilon = \frac{M}{J} d^2\alpha \quad (4.1)$$

де  $\varepsilon$  – кутове прискорення,  $\varepsilon = \frac{d^2\alpha}{dt^2}$ ;  $M = r \times mg$ ;

$M = -m \cdot g \cdot \ell \cdot \sin\alpha$  – момент сил, які діють на тіло, відносно осі коливання (силами тертя нехтуємо);  $\ell$  – довжина фізичного маятника;  $J$  – момент інерції маятника відносно осі коливання.

Підставивши значення  $M$  і  $\varepsilon$  в (1), отримаємо

$$\frac{d^2\alpha}{dt^2} + \frac{mg\ell}{J} \sin\alpha = 0 \quad \text{– диференціальне рівняння коливань фізичного маятника.}$$

Маятник здійснює гармонічні коливання при малих кутах відхилення від положення рівноваги (рис. 4.1).

Тому  $\sin\alpha \approx \alpha$ , і рівняння коливань матиме вигляд

$$\frac{d^2\alpha}{dt^2} + \frac{mg\ell}{J} \alpha = 0$$



$$\alpha = A \sin(\omega_0 T + \varphi)$$

Розв'язок рівняння коливань фізичного маятника запишемо формулами

$$\alpha = A \cos(\omega_0 T + \varphi),$$

де  $\omega_0$  – циклічна частота коливань,  $\omega_0 = \sqrt{\frac{mg\ell}{J}}$ .

Тоді період коливань фізичного маятника

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{J}{mg\ell}}. \quad (4.2)$$

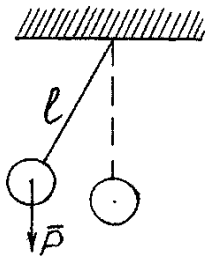


Рис. 4.2. Математичний маятник

**Математичним маятником** називається матеріальна точка, підвішена на невагомій та нерозтяжній нитці, яка коливається у вертикальній площині під дією сили тяжіння (рис. 4.2).

Момент інерції матеріальної точки відносно осі коливань дорівнює  $J = ml^2$ , а підставивши це значення у формулу (2), одержимо формулу періоду коливань математичного маятника

$$T_M = 2\pi \sqrt{\frac{\ell}{g}}. \quad (4.3)$$

Період коливань математичного маятника залежить тільки від його довжини і прискорення вільного падіння.

**Зведеною довжиною фізичного маятника** називається довжина такого математичного маятника, який коливається синхронно з фізичним, тобто має однаковий із ним період коливань.

Щоб знайти зведену довжину  $L_{зв.}$ , прирівняємо праві частини формул (4.2) і (4.3)

$$2\pi \sqrt{\frac{J}{mg\ell}} = 2\pi, \quad \text{звідки} \quad L_{зв.} = \frac{J}{m\ell}.$$

За теоремою Штейнера  $J = \frac{J_0 + m\ell^2}{m\ell} = \ell + \frac{J_0}{m\ell}$ .  
 $J_0 + m\ell^2$ , де  $J_0$  – момент інерції маятника відносно осі, яка проходить через центр мас і паралельна осі коливання  $O$ .

Отже,

$$L_{зв.} = \frac{J_0 + m\ell^2}{m\ell}$$

Із цієї формули видно, що зведена довжина фізичного маятника завжди більша його довжини.

Прискорення вільного падіння можна обчислити за періодом коливань і

довжиною математичного маятника

$$g = \frac{4\pi^2 \ell}{T^2} \quad (4.4)$$

### Опис установки

Установка містить математичний і фізичний маятники, осі коливань яких збігаються. Математичний маятник – це важок на нитці, довжина якої регулюється. Фізичний маятник має вигляд сталевго стрижня, на якому утримуються два ролики, положення котрих теж можна змінювати. На стрижні через кожні 10 мм нанесені кільцеві нарізи для точного визначення довжини фізичного маятника. До установки додається балансувальна призма для визначення положення центра мас.

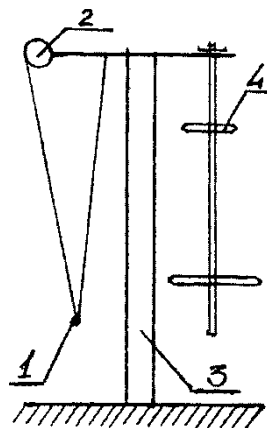


Рис. 4.3. Універсальний маятник

- 1 – математичний маятник;
- 2 – вороток для регулювання довжини математичного маятника;
- 3 – шкала для визначення довжини математичного маятника;
- 4 – фізичний маятник.

### Порядок виконання роботи

**Завдання 1.** Експериментально визначити залежність періоду коливань математичного маятника від його довжини; визначити прискорення вільного падіння.

1. Установити довжину математичного маятника  $\ell = 0,50$  м, відхилити його від положення рівноваги на  $5...7^\circ$ .

2. Відпустити маятник і після 2 – 3 коливань увімкнути секундомір та виміряти час 10 коливань. Дослід повторити для іншого числа коливань ( $n = 10...30$ ). Дані записати в таблицю 4.1.

3. За формулою  $T = \frac{t}{n}$  обчислити періоди коливань і знайти середнє значення.

4. За формулою (4) обчислити прискорення вільного падіння  $g$ .

5. Виміри за пп. 1 – 4 повторити для довжини маятника  $\ell = 0,45\text{м}$  та  $\ell = 0,40\text{м}$ .

6. Обчислити прискорення вільного падіння за формулою

$$g = \frac{4\pi^2 \ell}{T_m^2} \cdot c$$

Таблиця 4.1

Виміри	Число коливань, $n$	Час $t$ , с	Період $T$ , с	Прискорення вільного падіння $g$ , м/с <sup>2</sup>	Абсолютна похибка $\Delta g$ , м/с <sup>2</sup>	Довжина математичного маятника $\ell$ , м
1						
2						
Сер.						
1						
2						
Сер.						
1						
2						
Сер.						

7. Результат записати у вигляді  $J = J_{сер.} \pm \Delta J_{сер}$

8. Зробити висновок.

#### 4.2. Контрольні питання

1. Що називається фізичним і математичним маятниками?
2. Написати формули періоду коливань фізичного та математичного маятників.
3. Яку величину називають зведеною довжиною фізичного маятника?
4. Яку величину називають довжиною фізичного маятника?
5. Написати закон, за яким змінюються зміщення при гармонічних коливаннях.
6. Вивести диференціальне рівняння малих коливань фізичного маятника.

**Лабораторна робота № 5**  
**РІШЕННЯ ПРЯМОЇ ТА ОБЕРНЕНОЇ ЗАДАЧІ МАГНІТОРОЗВІДКИ**  
**ДЛЯ КУЛІ**

**Мета і завдання роботи**

**Метою роботи** є дослідження зв'язку між об'єктами простої геометричної форми та магнітними сферами, які ці об'єкти зумовлюють.

**Завдання роботи** – розрахувати магнітне поле над кулею і порівняти його з гравітаційним (з попередньої роботи) та розв'язати обернену задачу.

Тривалість лабораторної роботи – 2 год (1 пара).

**Короткі теоретичні відомості**

Рішенням прямої задачі для тіл правильної геометричної форми (куля, стержень) є визначення магнітного ефекту від заданих аномальних об'єктів. Пряма задача – це розрахунок аномалії від тіла з відомою формою та розмірами, глибиною залягання та магнітними властивостями.

Розглянемо вертикальну намагнічену кулю. Її центр розмістимо на глибині  $h$  від поверхні спостереження (рис. 7.1). Модуль повного вектора напруженості магнітного поля буде складатись

$$T = \sqrt{H^2 + Z^2} \quad (5.1)$$

де  $H$  – горизонтальна складова напруженості магнітного поля;  $Z$  – вертикальна складова напруженості магнітного поля.

Горизонтальна складова визначається за формулою



(5.2)

$$H = \frac{3Mhx}{(x^2+h^2)^{5/2}}$$

де  $x$  – координата точки спостереження по профілю, м.

Вертикальна складова визначається за формулою

$$Z = \frac{M(2h^2-x^2)}{(x^2+h^2)^{5/2}}$$

де  $M$  – магнітний момент кулі, що визначається за формулою:

(5.2)

(5.3)

$$M = JV \text{ (A}\cdot\text{m}^2) \quad (5.4)$$

де  $J$  – інтенсивність намагнічування (А/м);  $V$  – об'єм кулі,  
 $V = \frac{4}{3}\pi R^3$  (м<sup>3</sup>);  $R$  – радіус кулі, (м);  $h$  – глибина залягання центра кулі, (м);  $x$  –

координата по профілю, (м).

Одиниця вимірювання  $H$  або  $Z$  – А/м. На практиці  $H$  та  $Z$  вимірюються в нанотеслах (нТл).

На рисунку 5.1 показано графіки горизонтальної та вертикальної складової магнітного поля над кулею.

Рішення оберненої задачі магнітометрії – це знаходження глибини залягання об'єкта, його розмірів та магнітного моменту.

Розв'язати обернену задачу можна, якщо визначено з графіків екстремальні значення. Максимальне значення  $Z_{max}$  буде в точці при  $x=0$ , якщо вектор намагнічення направлений вниз, і навпаки -  $Z_{min}$ , якщо вектор намагнічення направлений вгору (тобто  $J$  зі знаком «-»). З графіка видно, що складова  $Z$  перетинає вісь  $x$  в точці  $x_0$ . Це відбувається тоді, коли  $2h^2 - x^2 = 0$ . Горизонтальна складова  $H$  перетинає вісь  $x$  над центром кулі і її значення в цій точці дорівнює 0. Мінімальне та максимальне значення складової  $H$  знаходиться в точках  $x_e$  (рис. 5.1).

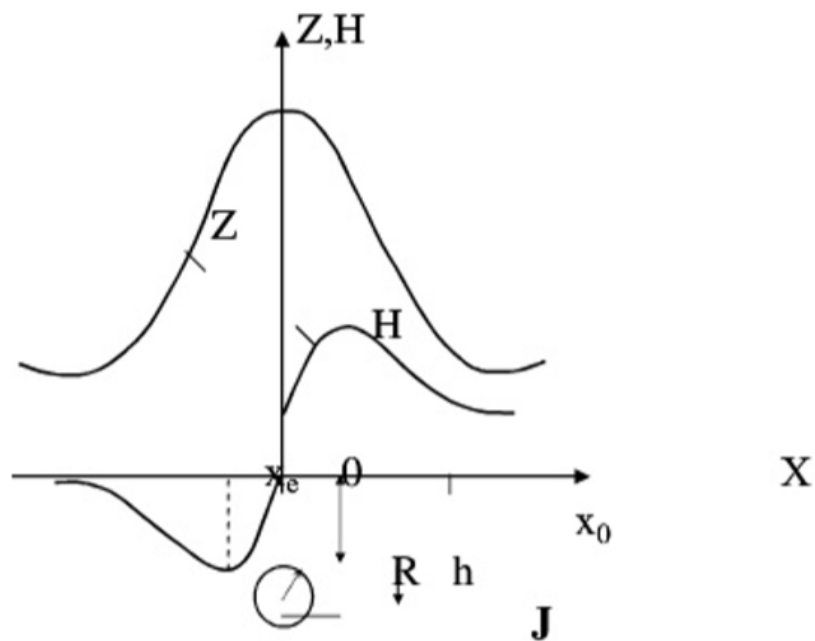


Рис. 5.1 – Графіки  $Z$  і  $H$  над вертикально намагніченою кулею

По графіку  $Z$  глибина залягання кулі визначається за формулою

$$h = 0,7 \cdot x_0 \quad (5.5)$$

По графіку  $H$  глибина залягання кулі визначається за формулою

$$h = 2 \cdot x_e \quad (5.6)$$

Магнітний момент визначається за такими формулами:

1) по графіку  $Z$

$$M = \frac{Z_{max} h^3}{2} \quad (5.7)$$

2) по графіку  $H$

$$M = \frac{Z_{max} h^3}{0,86} \quad (5.8)$$

Радіус кулі можна знайти, якщо відома інтенсивність намагнічування, за формулою

$$R = \frac{\sqrt[3]{3 \cdot M}}{4\pi \cdot J} \quad (5.9)$$

## 7.1. Порядок виконання роботи

Розрахувати вертикальну ( $Z$ ) та горизонтальну ( $H$ ) складові магнітного поля над кулею за такими параметрами:

$R = 100 + 5(n-1)$ , де  $n$  – номер студента по списку групи;  $h=300$  м;  
 $J=7 \cdot 10^{-6}$  А/м;

$x$  змінюється від -1000 до +1000 з кроком 100м.

1. За розрахованими значеннями побудувати графіки (аналогічно рис. 4.1)
2. Співставити отримані графіки магнітних складових з графіком сили тяжіння (попередня лабораторна робота) та зробити висновок про їх форму і взаємне розташування.
3. Розв'язати обернену задачу за даними графіками з рішення прямої задачі.
4. Звіт по роботі має містити:
  - завдання на виконання лабораторної роботи;
  - вихідні дані для свого варіанту;
  - формули розрахунку та результати обчислень;
  - побудовані графіки вертикальної та горизонтальної складової магнітного поля, висновок про їх взаємне розташування.

### Запитання для самоперевірки

1. У чому суть прямої задачі магніторозвідки?
2. Перечисліть характерні точки для графіків складових  $Z$  і  $H$  над кулею.
3. Одиниця вимірювання інтенсивності намагнічування?
4. За якою формулою можна визначити повний вектор напруженості магнітного поля?

### Рекомендована література

1. Основи геофізики (Методи розвідувальної геофізики): Підручник / М. І. Толстой, А. П. Гожик, М. В. Рева, В. П. Стапанюк, А. В. Сухорада. – К.: ВПЦ «Київський університет», 2006.

## **Лабораторна робота № 6**

### **ПОБУДОВА ТА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ КРИВИХ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЕЛЕКТРИЧНОГО ЗОНДУВАННЯ (ВЕЗ)**

#### **Мета і завдання роботи**

**Метою роботи** є ознайомлення студентів з методикою виконання вертикального зондування (ВЕЗ), побудовою кривих зондування та основами інтерпретації.

**Завдання роботи** – за даними польових вимірювань побудувати криві ВЕЗ та виконати їх якісну інтерпретацію. За результатами інтерпретації зробити висновок про будову геологічної моделі.

Тривалість лабораторної роботи – 2 год. (1 пара).

#### **Короткі теоретичні відомості**

ВЕЗ є різновидом методу опорів, у якому вимірюють позірний опір за допомогою набору установок з різними відділами між електродами живлення та реєстрації. У результаті вимірювань отримують інформацію про зміну електричних опорів пластів порід по вертикалі у вигляді кривих зондування.

Для вимірювання використовують установки, що відрізняються одна від другої кількістю електродів живлення та їх взаємним розташуванням.

Залежно від числа електродів установки можуть бути двохелектродні, трьохелектродні, чотирьохелектродні і т.д. Відповідно до взаємного розташування електродів установки поділяються на прямолінійні – коли всі електроди знаходяться на одній прямій, і непрямолінійні – електроди розміщені довільно.

Найбільш поширена чотирьохелектродна симетрична установка, або установка Шлюмберже (рис. 6.1). Для даної установки коефіцієнт  $K$  розраховується за формулою

$$K = \pi \frac{AM \cdot AN}{MN}$$

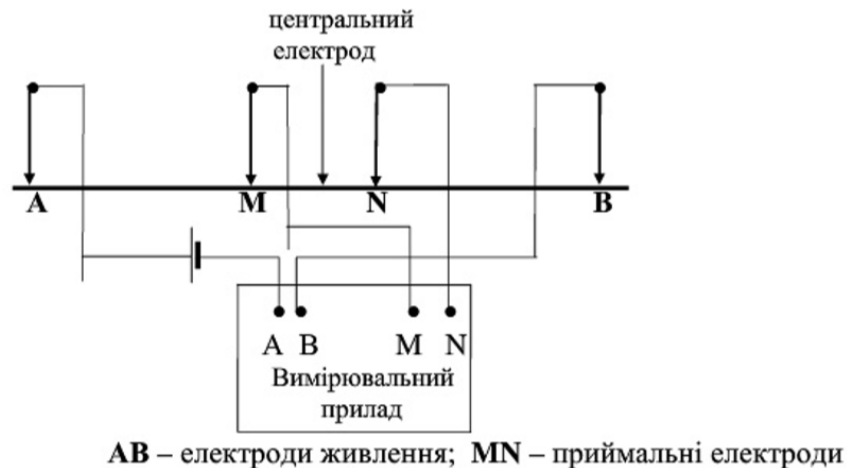


Рис. 6.1 – Монтажна схема установки АМNB

Згідно з теорією електророзвідки біля 71% повного струму поширюється в пластах потужністю  $h=AB$ , а біля 90% всього струму зосереджується в пластах середовища – провідника товщиною  $h=0,1 \cdot AB$ . Таким чином, чим більшою є довжина  $AB$ , тим глибше поширюється струм і тим більшою є глибинність досліджень гірських порід.

*Методика польових робіт.* У процесі роботи електроди живлення  $AB$  розносять у діаметрально протилежних напрямках відносно центру установки точки  $O$ , що розміщена посередині між приймальними електродами  $MN$ . Дані електроди розміщують паралельно осі  $AB$ . Для кожного положення електродів лінії живлення та приймальної лінії вимірюють напругу ( $\Delta U$ ) між приймальними електродами  $MN$  і струм ( $I$ ) між електродами живлення  $AB$ .

При виконанні ВЕЗ у лінії живлення застосовуються сталеві електроди діаметром приблизно 2 см і заввишки 60-70 см, а в приймальній лінії – з кольорових металів та їхніх сплавів (мідь, латунь).

Вимірювання починаються з невеликих розносів  $AB$  (наприклад,  $AB/2=0,4$ ). У такому разі струм розповсюджується на незначну глибину, а підраховане значення позірного опору  $\rho_n$  характеризує породи тільки верхньої частини геологічного середовища. Початкова віддаль між приймальними електродами  $MN$  становить не більше 1/3 довжини  $AB$ . Поступово віддаль  $AB$  збільшується приблизно у геометричній прогресії з коефіцієнтом нарощування розносів  $g \approx 1,6$ . Коефіцієнт нарощування розносів дорівнює відношенню даного розносу до попереднього.

Зі збільшенням довжини лінії  $AB$  у процесі зондування настає мить, коли (на даній лінії  $MN$ ) виміряти  $\Delta U$  з похибкою не більше 5% вже неможли-

во. Тоді, із зростанням довжини лінії  $AB$ , збільшується віддаль між електродами  $MN$ . Як правило, ця віддаль повинна бути не більшою, ніж  $1/3 \cdot AB$ .

Максимальна довжина лінії  $AB$  повинна у 5-10 разів перевищувати заплановану глибину досліджень.

За одержаними значеннями  $\Delta U$  та  $I$  вираховують позірний опір  $\rho_n$  для кожного положення електродів  $AB$  та  $MN$  і будують криву ВЕЗ на спеціальному бланку з білогарифмічним масштабом. На горизонтальній вісі відкладається величина піввіддалі  $AB$  (тобто  $\frac{AB}{2}$ ), а на вертикальній – вираховані значення  $\rho_n$  (див. рис. 6.2).



Ця крива відноситься до центру лінії  $MN$ . Позірний опір розраховується за формулою

$$\rho = K \frac{\Delta U}{I}, \quad (6.2)$$

де  $K$  – коефіцієнт установки, який визначається за формулою (6.1).

Одиниця вимірювання  $\rho_n$  отримана з формули (6.2):

$$\frac{U_{MN} \cdot M}{A} = \frac{B}{M}$$

Результати вимірювань у процесі проведення робіт та розрахунки заносять у спеціальний польовий журнал, який містить таблицю даних (таблиця 6.1) та білогарифмічний бланк, на якому зображають криву ВЕЗ (рис 6.2).

Таблиця 6.1 – Взірець польового журналу ВЕЗ

Дата \_\_\_\_ 200\_\_ р. Профіль № \_\_\_\_ ВЕЗ № \_\_\_\_ Азимут \_\_\_\_

Координати точки \_\_\_\_\_

Початок замірів \_\_\_\_ г. \_\_\_\_ хв. Кінець замірів \_\_\_\_ г. \_\_\_\_ хв.

Погода \_\_\_\_\_

$\frac{AB}{2}$	$\frac{MN}{2}$	$K$	$\Delta U$ (В)	$I$ (А)	$\rho_n$ (Ом·м)	Примітки
1	0,5	0,235	750	2	88,12	
1,5	0,5	0,63	450	4	70,87	
2	0,5	1,18	240	4,8	59	
2,5	0,5	1,88	140	4,6	57,21	
3	0,5	2,75	86	4,2	56,30	
3,5	0,5	3,8	68	4,6	56,17	
4	0,5	4,95	52	5	51,48	
5	0,5	7,8	54	7,4	56,91	
6	0,5	11,2	21	4,2	56	
7,5	0,5	17,6	17	5,2	57,53	
9	0,5	25,4	12	5,4	56,44	
11	0,5	38	4,3	3	54,46	
13	0,5	53	4,1	4	54,32	
15	5	6,28	15	1,9	52,28	
20	5	11,8	15	4,2	44,88	
25	5	18,8	3,8	1,6	44,65	
30	5	27,6	10	7,6	36,31	
40	5	49,5	5	8,4	29,46	



Таблиця 6.2 – Вихідні дані для розрахунку значення питомого опору

$\frac{AB}{2}$	$\frac{MN}{2}$	K	$\Delta U$	$I$	$\Delta U$	$I$	$\Delta U$	$I$	$\Delta U$	$I$	$\Delta U$	$I$	$\Delta U$	$I$	$\Delta U$	$I$
			Варіант 1		Варіант 2		Варіант 3		Варіант 4		Варіант 5		Варіант 6		Варіант 7	
1	0,5	0,235	510	0,9	490	1,6	900	1,4	820	1,7	890	2,3	620	1,1	700	1,4
1,5	0,5	0,63	500	3,5	80	1	550	3,8	200	2	640	7	300	2,6	540	3,6
2	0,5	1,18	60	1	90	0,8	330	6,4	60	1,8	230	7,3	100	2,9	150	2,4
2,5	0,5	1,88	160	5	48	2,6	160	6	22	1,4	130	8,7	45	2,6	30	1,4
3	0,5	2,75	34	2	12	1	74	5,5	48	4,8	82	9	26	2,7	27	2,2
3,5	0,5	3,8	24	2,8	10,8	2	60	7,4	15	2,4	48	7,2	25	3,9	14	1,9
4	0,5	4,95	21	3	16	2,6	50	9,4	10	2,2	38	7,8	13	3	10	2
5	0,5	7,8	10	2,4	8	2,2	30	10	14	5,2	14	4,8	15	5,1	12	4,5
6	0,5	11,2	3	1	10	4,2	10	5	5,8	3	4,8	2,4	6,1	3	8,7	4,4
7,5	0,5	17,6	16	6,8	0,8	0,6	3,4	2,8	4	3,2	7,2	6	6,7	4,7	7	5,6
9	0,5	25,4	10	5,7	13	12	0,9	1	3,2	3,5	4	5	4,6	4,6	5,4	6,6
11	0,5	38	8,5	6,6	7,9	10	0,6	1,1	3	5,2	2,8	5	1,4	2,3	4,6	9
13	0,5	53	2,6	2,6	6	10	3	7	0,8	1,6	1,9	5,4	1	2,6	2,2	6,4
15	5	6,28	21	3,2	7	4,8	6	1,6	19	5,6	23	9,3	11	3,4	26	9,4
20	5	11,8	34	10	8	9	16	9	15	9	6,8	6,2	10	7,4	21	15
25	5	18,8	12	6,4	3	7,7	6,6	6	11	11	4,8	8,2	6,3	7,3	4,4	5,5
30	5	27,6	6	5	1,5	1,2	2,6	3,8	9	15	2	6,5	1,1	2,1	4,8	10
40	5	49,5	5,6	12	5	6,8	3,1	9,5	2,2	10	0,9	7	0,9	3,2	0,8	4,1
50	20	16,5	16	10	6,2	3,5	6	6	7,3	10	0,5	1,5	0,7	1,3	3,4	5,4
75	20	41	1,6	7,2	1,8	7	0,9	6,4	1,2	10	0,6	5,2	1,7	11	1	6,4
90	20	60,4	1,1	10	0,6	5,6	0,6	3,6	0,6	7,7	0,3	3,7	0,8	8	0,7	6,2
110	20	91,8	0,35	6,2	0,8	12	0,7	8,6	0,35	6	0,2	3,2	0,8	10	0,5	7,1
150	20	173,5	0,3	9,9	0,27	7,9	0,4	7,1	0,2	7,1	0,25	6	0,6	14	0,25	6

Продовження таблиці 6.2

$\frac{AB}{2}$	$\frac{MN}{2}$	K	$\Delta U$	I	$\Delta U$	I	$\Delta U$	I	$\Delta U$	I	$\Delta U$	I	$\Delta U$	I	$\Delta U$	I
			Варіант 8		Варіант 9		Варіант 10		Варіант 11		Варіант 12		Варіант 13		Варіант 14	
1	0,5	0,235	786	0,8	765	3	590	3	519	2	676	3	271	1,3	900	4
1,5	0,5	0,63	760	3	760	8	620	8,6	420	5	210	3	140	2,1	220	3
2	0,5	1,18	140	1,5	660	12	170	4,5	280	8,5	750	28	150	4,5	152	4
2,5	0,5	1,88	174	3	340	10	400	17	110	6	360	22	120	6,5	114	4,8
3	0,5	2,75	160	4,4	280	13	270	18	76	5,6	120	15	100	9	130	8
3,5	0,5	3,8	76	3,2	260	16	340	34	68	7	250	25	55	7	32	3
4	0,5	4,95	16	1	160	14	350	40	65	8,8	200	23	63	10	24	2,6
5	0,5	7,8	50	3,2	150	21	58	10	60	11	180	26	14	3	54	8
6	0,5	11,2	17	2,7	44	10	96	23	44	11	170	28	22,5	6	42	8
7,5	0,5	17,6	9	2,3	44	16	60	22	21	9	45	15	45	17	50	15
9	0,5	25,4	10	3,5	10	5	42	21	13	7,8	51	22	9,2	5	23	10
11	0,5	38	6	3	21	16	37	26	6,5	3,6	26	18	10,6	9	16	10
13	0,5	53	10	13	16	18	24	21	7	7,8	7,7	8,4	18	23	15	13
15	5	6,28	200	13	160	20	150	16	98	13	130	19	110	18	210	19
20	5	11,8	120	13	50	15	100	20	22	6	70	20	40	14	22	5
25	5	18,8	42	9	19	10	15	5	15	7	28	15	25	17	21	8
30	5	27,6	28	8,6	30	32	10	7	9	9	14	16	5	7	16	10
40	5	49,5	9,5	9,2	4	10	23	22	2,3	5,6	7	23	3	8	9	10
50	20	16,5	35	9	19	17	16	6,4	14	16	5,6	6,8	10	15	12	9
75	20	41	13	12	0,9	3,6	13	15	1,6	15	1,5	14	1,3	4	2	8,6
90	20	60,4	1,7	4,2	0,9	6	6,6	13	3,4	38	0,3	3,4	0,2	2,3	2	9
110	20	91,8	1,4	6	0,7	7,1	3,7	11	1,9	28	1,8	28	0,9	14	1,2	8
150	20	173,5	0,8	7,3	0,5	11	2,4	14	0,65	16	0,48	13	0,4	13	0,9	11

Продовження таблиці 6.2

$\frac{AB}{2}$	$\frac{MN}{2}$	K	$\Delta U$	I	$\Delta U$	I	$\Delta U$	I	$\Delta U$	I	$\Delta U$	I	$\Delta U$	I	$\Delta U$	I
			Варіант 15	Варіант 16	Варіант 17	Варіант 18	Варіант 19	Варіант 20	Варіант 21							
1	0,5	0,235	268	1	908	0,3	374	1	360	0,4	420	0,9	705	0,9	400	0,9
1,5	0,5	0,63	120	1,8	870	1,1	143	1	140	1,2	140	0,9	870	3	371	2
2	0,5	1,18	200	6	660	2,3	208	2,5	100	2,2	36	0,6	680	4,4	500	4,8
2,5	0,5	1,88	130	7,6	300	1,9	74	1,4	140	5	58,5	2	380	3,8	460	6,4
3	0,5	2,75	53	5,3	210	2,5	144	4	100	5,4	47	2,8	300	4,8	310	6
3,5	0,5	3,8	35	5	230	4,8	62	2,5	58	4,8	24	2,4	170	4,2	150	3,6
4	0,5	4,95	24	4,8	170	6,7	45	2,5	44	5	24	4,8	100	3,5	240	7,8
5	0,5	7,8	19	6	26	3	117	11	21	5	4,6	2,3	42	3,1	160	8
6	0,5	11,2	9	4	10	4,2	16	2,6	18	6	8	8,4	25	3,8	100	7,1
7,5	0,5	17,6	7,6	5,2	2,6	2,8	13	3,4	14	8,2	1,8	3	13	4,3	45	5,6
9	0,5	25,4	7,6	7,6	2	4,2	9,6	4	7,2	5,8	0,8	1,9	4,6	3	25	4,9
11	0,5	38	6,2	9,6	0,7	2,6	7,6	5	5,8	7,6	0,5	1,9	4	3,7	13	4,7
13	0,5	53	3,5	7,5	0,32	2	7,5	6,6	3,2	7,4	0,23	1,1	3	3,8	6,4	3,6
15	5	6,28	40	9	2,3	1,4	68	7	41	6,4	19	10	22	3,4	48	3
20	5	11,8	17	9	2,1	2,5	32	6,1	41	10	3	3	20	5,4	46	8,3
25	5	18,8	11	9,2	0,36	0,4	12,8	4	8	3	3,2	6	7,5	2,9	6,2	1,9
30	5	27,6	8,1	12	2,2	3,8	7,2	3,9	3	2	1,2	3,8	4,4	2,5	3	1,5
40	5	49,5	4,5	13	1,4	4,4	4,3	5	3	5,4	0,4	2	2,6	3	2,2	2,3
50	20	16,5	11	11	4,2	4	14	7,7	18	10	2	5,6	25	11	6,8	2
75	20	41	2	13	1,2	4,2	5,7	9,4	3	10	1,2	14	2	8,5	7,7	7,4
90	20	60,4	0,9	11	0,8	5,3	2,2	6,6	0,6	4,2	0,6	20	1,7	11	4,6	8,8
110	20	91,8	0,3	5,4	0,3	2	0,7	4,8	0,5	7,2	0,5	7,2	0,9	9	1,6	6,2
150	20	173,5	0,27	7,9	0,4	11,3	0,44	5,5	0,26	9	0,4	10	0,6	11,4	0,8	7

Продовження таблиці 6.2

$\frac{AB}{2}$	$\frac{MN}{2}$	K	$\Delta U$	$I$	$\Delta U$	$I$	$\Delta U$	$I$	$\Delta U$	$I$	$\Delta U$	$I$	$\Delta U$	$I$	$\Delta U$	$I$
			Варіант 22		Варіант 23		Варіант 24		Варіант 25		Варіант 26		Варіант 27		Варіант 28	
1	0,5	0,235	655	4,4	480	4	548	3,3	460	3	723	2	360	1,1	510	0,9
1,5	0,5	0,63	600	11	300	5	220	3,8	540	10	600	5	267	2,1	500	3,5
2	0,5	1,18	340	12	260	9	500	18	310	10	260	7	500	7	60	1
2,5	0,5	1,88	240	14	140	9	260	16	180	10	55	2	520	9	160	5
3	0,5	2,75	160	13	80	8,6	170	15	170	15	16	1,2	330	9	34	2
3,5	0,5	3,8	110	13	72	11	150	19	140	17	7	0,9	200	7	24	2,8
4	0,5	4,95	76	11	42	9	88	15	140	22	4	0,8	130	7	21	3
5	0,5	7,8	55	13	25	10	73	21	76	19	1,47	0,5	86	8	10	2,4
6	0,5	11,2	44	14	23	11	43	18	35	12	1,2	0,6	63	10	3	1
7,5	0,5	17,6	21	11	13	10	24	16	34	17	0,7	0,5	48	11	16	6,8
9	0,5	25,4	18	15	11	11	18	17	30	21	0,4	0,4	22	8	10	5,7
11	0,5	38	9	9	6,4	9	13	17	22	23	0,3	0,55	15	8	8,5	6,6
13	0,5	53	10	14	4,6	9	11	20	15	22	0,2	0,3	6,7	5,3	2,6	2,6
15	5	6,28	100	13	52	11	86	16	120	19	170	28	94	9	21	3,2
20	5	11,8	35	10	23	11	35	13	58	19	50	15	33	7,4	34	10
25	5	18,8	21	10	11	10	24	15	30	16	10	5	29	10	12	6,4
30	5	27,6	12	12	5,4	9	12	12	14	14	6	5	17	11	6	5
40	5	49,5	3	7,4	1,7	8,1	6,1	14	6,1	16	7	12	7	10	5,6	12
50	20	16,5	10	9,5	4,4	6,3	20	16	15	14	11	6	20	9	16	10
75	20	41	2	13	1,9	14	1,8	8,4	2,2	12	2	8	6,2	8,4	1,6	7,2
90	20	60,4	0,9	9,5	1,4	16	0,9	7,6	1	9	1,3	9,3	5	15	1,1	10
110	20	91,8	0,8	11	1,3	20	1	13	1,1	18	0,95	6,3	6	38	0,35	6,2
150	20	173,5	0,6	13	0,46	11,4	0,39	11	0,3	11	0,65	9	1,3	19	0,3	9,9

**Завдання та порядок виконання робіт**

1. На біографічному бланку побудувати криву ВЕЗ згідно свого варіанту. Для побудови використати дані, що наведені в таблиці 6.2. Чергове число (ч/ч) відповідає номеру студента по списку групи.

2. Визначити тип кривої, оцінити значення питомого опору та потужності пластів.

**Завдання для самоперевірки**

1. Що представляє собою метод ВЕЗ?
2. За якою формулою розраховується коефіцієнт установки?
3. Які електроди використовують у лінії живлення, а які в лінії реєстрації?
4. Яким повинно бути співвідношення довжин ліній MN і AB?

5. Від чого залежить глибинність досліджень у методі ВЕЗ?
6. Що є результатом польових вимірювань методом ВЕЗ?
7. У яких одиницях вимірюють  $I$ ,  $\Delta U$ ,  $\rho_n$ ,  $K$ ?

### **Рекомендована література**

1. Основи геофізики (Методи розвідувальної геофізики): Підручник / М. І. Толстой, А. П. Гожик, М. В. Рева, В. П. Стапанюк, А. В. Сухорада. – К.: ВПЦ «Київський університет», 2006.

## **Лабораторна робота № 7 ІНТЕРПРЕТАЦІЯ ДАНИХ ПРИРОДНОГО ІМПУЛЬСНОГО ЕЛЕКТРОМАГНІТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛІ**

### **Мета і завдання роботи**

**Метою роботи** є ознайомлення студентів з методикою виконання природного імпульсного електромагнітного поля Землі та основами інтерпретації.

**Завдання роботи** – за даними польових вимірювань побудувати графіки напруженості ПЕМПЗ та виконати їх якісну інтерпретацію.

Тривалість лабораторної роботи – 4 год. (2 пари).

### **Короткі теоретичні відомості**

Гірські породи, що знаходяться в стані механічних напружень, випромінюють імпульси електромагнітного поля, які, накладаючись на природне імпульсне електромагнітне поле Землі (ПЕМПЗ), викликають його варіації. Аномальні зміни спостерігаються перед руйнуванням джерела механічних напруг, коли активно формуються мікро- й макропорушення суцільних гірських порід. Радіохвильовий індикатор напружено-деформованого стану гірських порід забезпечує прийом, підрахунок кількості імпульсів, вимірювання середнього значення амплітуди та реєстрацію такого роду сигналів.

Сигнали з антени поступають на вхід антенного підсилювача, а далі на модуль аналогової обробки.

В процесорному модулі здійснюється підрахунок кількості імпульсів ПЕМПЗ за заданий інтервал вимірювання середнього значення амплітуди імпульсів і дискретизації імпульсів. Результати вимірювань виводяться на радіокристалічний індикатор і записуються в модуль пам'яті. Дані вимірювань зчитуються з модуля пам'яті в комп'ютер через паралельний порт LPT.

Індикатор РХІНДС-ПМ може використовуватися для вимірювання рівня ПЕМПЗ як один приклад, так і в комплексі декількох прикладів. Один з індикаторів використовується як варіаційна станція, інший як вимірювальний приклад на профілі.

Антени забезпечують прийом і частоту селекцію імпульсів ПЕМПЗ по трьох координатах ( $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ ).



Для аналізу змін імпульсного електромагнітного поля в часі будують графіки варіацій сигналу на контрольних пунктах та графіки спостережень на ділянці. Наступним кроком є порівняльний аналіз графіків по часу.

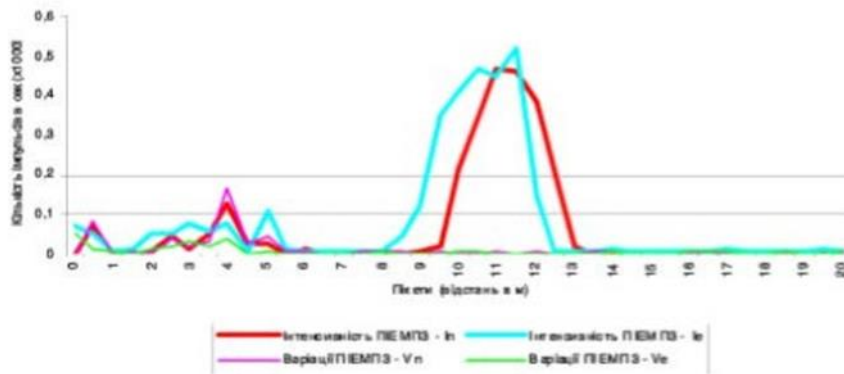


Рис. 7.1. Графіки інтенсивності складових ПЕМПЗ і варіацій.

Для кожної антени будуються графіки з врахування варіацій за наступними формулами:

$$I_{xe} = I_x - I_{xP} \quad (7.1)$$

$$I_{ye} = I_y - I_{yP} \quad (7.2)$$

$$I_{ze} = I_z - I_{zP} \quad (7.3)$$

де  $I_{xe}$ ,  $I_{ye}$ ,  $I_{ze}$  – інтенсивність імпульсного електромагнітного поля з врахуванням варіацій  $I_x$ ,  $I_y$ ,  $I_z$  – спостережене поле по профілю:  $I_{xP}$ ,  $I_{yP}$ ,  $I_{zP}$  – варіаційне поле.

При якісній інтерпретації визначають повний вектор напруженості природного імпульсного електромагнітного поля Землі  $T$  та коефіцієнт анізотропії  $\chi$

$$T = \sqrt{I_{xe}^2 + I_{ye}^2 + I_{ze}^2} \quad (7.4)$$

$$\chi = \frac{I_{xe}}{I_{ye}} \quad (7.5)$$

### **Завдання для виконання роботи**

1. Отримати від викладачі графіки природного імпульсного електромагнітного поля Землі.
2. За формулами 7.1 – 7.3 врахувати вплив варіацій.
3. За формулами 7.4 – 7.5 визначити повний вектор напруженості природного імпульсу електромагнітного поля Землі  $T$  та коефіцієнту анізотропії  $\chi$ .

### **Завдання для самоперевірки**

1. Що таке повний вектор напруженості поля?
2. Що таке коефіцієнт анізотропії.
3. Одиниця вимірювання інтенсивності ПЕМПЗ?
4. За якою формулою можна визначити повний вектор напруженості поля?

### **Рекомендована література**

1. Інструкція до РХІНДС-ПМ

## Лабораторна робота № 8 ПОБУДОВА ГРАНИЦЬ ВІДБИТТЯ СЕЙСМІЧНИХ ХВИЛЬ ЗА ДА- НИМИ ГОДОГРАФІВ

### 11.1. Мета і завдання роботи

**Метою роботи** є засвоєння методики побудови сейсмічних границь за результатами методу відбитих хвиль.

**Завдання роботи** – визначити положення границь відбиття пружних хвиль в розрізі при заданих годографах та швидкостях розповсюдження хвиль.

Тривалість лабораторної роботи – 2 год. (1 пара).

### 11.2. Короткі теоретичні відомості

**Годограф** – це графік залежності часів приходу хвилі в точки спостереження від відстані точки спостереження до пункту збудження. Якщо годограф будується вздовж прямих профілів, то він називається лінійним. По декільком лінійним годографам можна побудувати поверхневий годограф. Якщо знати середні швидкості пружних хвиль і мати лінійні годографи відбитих хвиль, можна визначити глибину залягання границі відбиття та її нахил, тобто побудувати границю відбиття.

Найбільш простими методами побудови границь відбиття є методи  $t_0$ , засічок, еліпсів, кіл, полів часів. У цих методах вважається, що перекриваюча товща однорідна, а швидкість розповсюдження хвилі в ній можна прийняти за постійну середню.

**Метод  $t_0$**  – це час, за який хвиля проходить від пункту збудження до границі відбиття по найкоротшому шляху і повертається назад. Оскільки

$$t_0 = \frac{2H}{V} \quad (8.1)$$

де  $V$  – середня швидкість,  $t_0$  – час на пункті збудження (ПЗ), який можна визначити по годографу (він дорівнює часу при  $x=0$ ), то глибина залягання дорівнює

$$H = \frac{t_0 V}{2} \quad (8.2)$$

Якщо є декілька ПЗ (декілька годографів), можна побудувати границю відбиття як огибаючи до кіл з радіусом  $R=H$ , що проведені із відповідних ПЗ (рис. 11.1а).

**Метод засічок.** Базується на припущенні, що відбита границя плоска. При збудженні в пункті  $O$  (рис 11.1б) в точках спостережень  $S_1$  і  $S_2$  відомі часи  $t_1$  і  $t_2$  приходу відбитої хвилі. Точка  $O^*$  перетину дуг кіл, проведених з радіусами  $R_1=Vt_1$  і  $R_2=Vt_2$  з центрів  $S_1$  і  $S_2$  визначає положення уявного пункту збудження для ділянки відбиваючої границі  $AB$ . Останній знаходиться на перпендикулярі до лінії  $OO^*$ , проведеному з її середини, і обмежується лініями  $O^*S_1$  і  $O^*S_2$ . Такі ж побудови роблять для наступної пари точок і т.д. Якщо відбиваюча границя плоска, всі засічки перетинаються в одній точці і послідовні відбиваючі площадки будуть торкатися одна одної.

Коли границя плоска, можна взяти відразу декілька точок на годографі, включаючи крайні часи, і побудувати засічки з усіх точок. Якщо буде розходження, то вийде багатокутник нев'язки. Візуально визначають центр багатокутника – уявний пункту збудження. Обмежують площадку крайніми променями. У випадку неплоскої границі для кожної пари засічок розташовування уявного пункту  $O^*$  буде змінюватися і побудувати одну загальну границю неможливо. При кривизні границі, площадки будуть перетинатися, тому будують одну плану площадку.

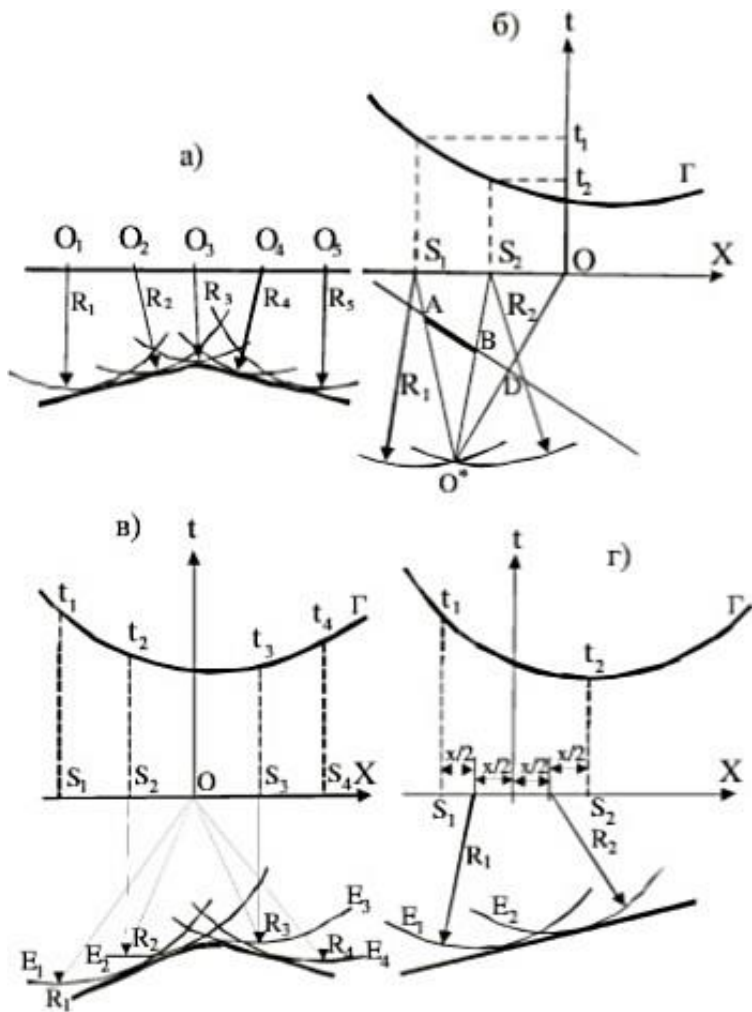


Рис. 8.1 – Побудова границі відбиття різними методами: а) – методом  $t_0$ ; б) – методом засічок; в) – методом еліпсів; г) методом кіл.

**Метод еліпсів.** Застосовують у випадку криволінійних відбиваючих границях. При збудженні в пункті  $O$  (рис. 7.1 в) в точці  $S_1$  відомий час  $t_1$  приходу відбитої хвилі. Довжина променя відбитої хвилі дорівнює

$$L = Vt_1 = (OR_1 + R_1S_1) \quad (8.3)$$

де  $R_1$  – точки відбиття.

Так як сума відстаней від точки  $R_1$  до точки  $O$  і  $S_1$  – стала величина, значить, точка відбиття  $R_1$  лежить на еліпсі  $E_1$ , фокусами якого є точки  $O$  і  $S_1$ . В точці  $S_2$ , що близько до точки  $S_1$  (час проходження відбитої хвилі  $t_2$ ), можна також побудувати еліпс  $E_2$ , на якому лежить точка відбиття  $R_2$ , і т. д. Побудувати кожен із еліпсів можна наступним чином. Бурять нитку довжиною  $L$  (для еліпса  $E_1$  це  $Vt_1 = (OR_1 + R_1S_1)$ , для еліпса  $E_2$  це  $Vt_2 = (OR_2 + R_2S_2)$  і т. д.) і її кінці голками закріплюють у фокусах відповідного еліпса. Натягуючи нитку олівцем, легко накреслити шуканий еліпс. Провівши огинаючу для всіх еліпсів, можна визначити розташування границі відбиття. Спосіб дозволяє досягнути більшої точності при побудові криволінійних відбиваючих границь, особливо випуклих.

**Метод кіл** може застосовуватися при кутах нахилу границі до  $25^\circ$  (рис. 8.1г). Якщо глибина  $H$  відбиваючої границі велика у порівнянні з відстанню між пунктом  $O$  та точкою спостереження  $S$ , можна спростити побудову. Замість еліпса з фокусами в точках  $O$  і  $S$  і довжиною  $Vt$ , можна побудувати коло, центр якого розташовується посередині між точками  $O$  і  $S$ . Радіус  $R$  кола розраховують за формулою

$$R = \frac{1}{2} \sqrt{V^2 t^2 - x^2} \quad (8.4)$$

Розташування відбиваючої границі визначається огинаючою сімейства

### Порядок виконання роботи

1. Отримати у викладача сейсмічну модель середовища та відомості про швидкість пружних хвиль.
2. Побудувати годограф.
3. Побудувати границю відбиття вказаним викладачем методом з використанням побудованого графа.
4. Зробити висновок щодо форми границі відбиття та співпадіння результатів інтерпретації, отриманих різними способами з первинною сейсмічною моделлю.
5. Звіт по роботі повинен містити:
  - короткі теоретичні відомості;
  - завдання на виконання роботи;
  - побудовані границі відбиття та висновок роботи.

### Запитання для самоперевірки

1. Що таке годограф?
2. Які є прості способи побудови границь відбиття?
3. Що таке  $t_0$  в сейсморозвідці?

4. Як будувати границі відбиття:

- способом  $t_0$ ;
- способом засічок;
- способом еліпсів;
- способом кіл.

5. Які є типи пружних хвиль?

#### **Рекомендована література**

1. Адаменко О.М., Кв'ятковський Г.Й. Екологічна геофізика: Підручник для студентів екологічних спеціальностей. – Івано-Франківськ: Факел, 2000. – 501 с.
2. Степанюк В.П. Екологічна геофізика. Навчальний посібник, ІФНТУНГ, 2002. – 217 с. (електронний варіант).
3. 217 с. (електронний варіант).

## Лабораторна робота № 9 ГЕОФІЗИЧНІ МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ СВЕРДЛОВИН

### Мета і завдання роботи

**Метою роботи** є ознайомлення студентів з методами геофізичних досліджень свердловин (ГДС) та їх можливостями.

**Завдання роботи** – для отримання літологічного розрізу побудувати схематичні каротажні криві для основних методів ГДС.

Тривалість лабораторної роботи – 4 год. (2 пари).

### Короткі теоретичні відомості

*Огляд каротажних методів.*

Геофізичні методи дослідження свердловин – це методи визначення властивостей порід і безкернової геологічної документації розрізів, що базуються на вивченні у свердловинах різних фізичних полів.

Методи ГДС призначені для вивчення геологічного розрізу, і зокрема, розділення порід за літологічними ознаками, виділення корисних копалин в розрізах, а також оцінки пористості, колекторських властивостей оточуючих порід. Спеціальною апаратурою проводиться контроль технічного стану свердловин (визначення їх діаметри, викривлення, наявності цементу в затрубному просторі, тощо) та прострілочно-вибухові роботи у свердловині (відбір взірців порід із стінок свердловини, перфорація обсадних колон).

При геофізичних дослідженнях свердловин використовуються ті самі фізичні поля та методи, що й у польовій геофізиці. Якщо дотримуватися послідовності, яка приблизно відповідає частоті практичного застосування каротажних методів, то перелік їх буде наступний: електричні, ядерні, термічні, сейсмоакустичні, магнітні, гравіметричні методи.

Геофізичні дослідження в свердловинах проводять з використанням каротажних станцій, переносних або змонтованих на автомашинах чи всюдоходах. Схема свердловинного каротажу представлена на рис. 9.1.

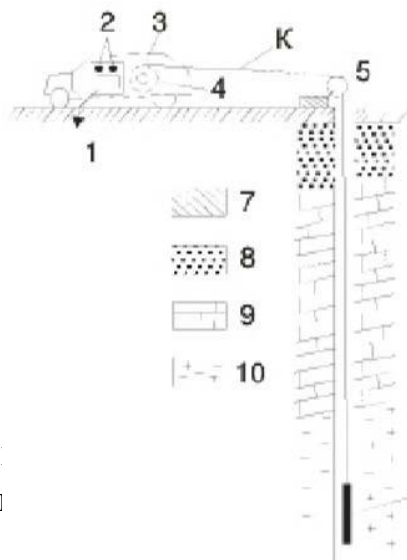


Рис. 9.1 – Схема геофізичних досліджень в свердловині.

1 – прилади для реєстрації сигналу зонда; 2 – джерело живлення; 3 – лебідка; 4 – колектор лебідки; 5 – блок-баланс; 6 – каротажний зонд; 7 – глина; 8 – пісок; 9 – вапняк; 10 – вулканічні породи.

У комплект каротажної станції входить наступне обладнання:

1) істрий для вимірів тих чи інших параметрів поля  
лації їх в електричні сигнали; 2) багатожильний



кабель в ізоляції; 3) блок-баланс, який встановлюється біля свердловини та призначений для спрямування кабелю в свердловину та синхронної передачі глибини розташування зонда на реєстратор; 4) підйомник (або лебідка), який працює від двигуна автомобіля та призначений для опускання кабелю в свердловину та піднімання його; 5) пристрій для вимірювання, підсилення та реєстрації; 6) джерела живлення станції. У різних геофізичних методах дослідження свердловин міняється лише датчик поля (зонд), а решта обладнання є універсальним.

Електричні методи дослідження свердловин (електричний каротаж) нагадують методи електророзвідки. Наприклад, у свердловинах, як і при наземних дослідженнях, вимірюють природні електричні потенціали (ПС – самочинна поляризація), визначаються позірні опори (ПО) і т.д. Особливістю електричного каротажу є те, що виміри можуть виконуватись тільки в необсаджених свердловинах.

При термічному каротажі вздовж стовбура свердловини безперервно реєструється температура свердловини. Форма кривої зміни природних температур порід у свердловинах залежить від теплового потоку та теплопровідності гірських порід. Обов'язковим є термокартаж для контролю цементування свердловини.

Ядерні методи дослідження свердловин засновані на вивченні природної радіоактивності гірських порід або процесів розсіювання або поглинання нейтронів і гама-променів при штучному опроміненні ними порід. Особливістю ядерних досліджень у свердловинах є можливість проведення робіт як у необсаджених, так і в обсаджених свердловинах. Основними методами ядерних досліджень є гамма-картаж.

Сейсмоакустичні методи дослідження свердловин засновані на вивченні часу проходження пружних хвиль по породах, що оточують стінки свердловин, від пункту збудження до сейсмоприймача, або між двома приймачами. Основний метод – акустичний каротаж, який може виконуватись як в необсаджених свердловинах, заповнених рідиною, так і в обсаджених свердловинах.

У магнітному каротажі вивчається або магнітна сприйнятливість порід  $\chi$ , або зміна вертикальної складової геомагнітного поля  $\Delta Z$ . Магнітний каротаж виконують у необсаджених свердловинах.

При гравіметричному каротажі вимірюють приріст сили тяжіння  $\Delta g$  з глибиною.

Основні каротажні методи контролю технічного стану свердловини – це кавернометрія та інклінометрія. Кавернометрія – це метод вимірювання діаметра свердловини. Інклінометрія – це метод визначення кутів відхилення вісі свердловини від вертикалі та азимутів її викривлення.

Для видобутку нафти, газу, підземних вод із пластів, обсаджених тру-

бами, необхідно пробити отвори в трубах, щоб забезпечити доступ рідкої або газоподібної речовини в свердловину, а потім – на поверхню. Прострілочні роботи в свердловинах виконуються за допомогою спеціальних пристроїв – перфораторів із застосуванням обладнання звичайних каротажних станцій.

### *9.1. Геологічна інтерпретація каротажних даних.*

Геологічне розділення розрізів свердловин, і зокрема, визначення літології, потужності пластів, наявності різних корисних копалин – головне призначення геофізичних методів дослідження свердловин. Ці задачі вирішуються в такій послідовності. На діаграмах, отриманих за різними методами, виділяються аномалії: максимуми, мінімуми, додатні, від’ємні, підвищені, понижені, середні та нульові значення тих чи інших параметрів поля. Проводяться розділення розрізу на пласти, виявляються їх положення та потужність, яка може бути визначена за шириною аномалій.

Далі проводиться кореляція однакових за видом аномалій по сусіднім свердловинам.

Наступний етап інтерпретації – співставлення виявлених по аномаліям різних каротажних методів пластів з певними літологічними комплексами, або геологічне тлумачення отриманих даних. У результаті співставлення геологічних даних з типовими діаграмами каротажу, що отримані різними методами, будуються зведені геологофізичні розрізи. Приклад такого розрізу, узгодженого з каротажними даними, наведено на рис. 9.2.

При побудові геологофізичних розрізів і при інтерпретації даних слід притримуватися наступних положень щодо відповідності аномалій каротажних діаграм основним літотипам гірських порід.

Вивержені породи на діаграмах природного поля (ПП) виділяються слабкими аномаліями додатного і від’ємного знака. Позірний опір (ПО) у цих порід високий (сотні і тисячі Ом·м). На графіках акустичного та магнітного методів вони виділяються максимумами.

Поліметалічні, залізні, сульфідні руди відрізняються наступними аномаліями: інтенсивними максимумами та мінімумами ПС (особливо сульфідні руди), мінімумами ПО, підвищеними значеннями природного гамма- випромінювання, швидкості розповсюдження пружних хвиль і магнітної сприйнятливості (особливо у залізних рудах), пониженої інтенсивності розсіяного гамма-випромінювання.

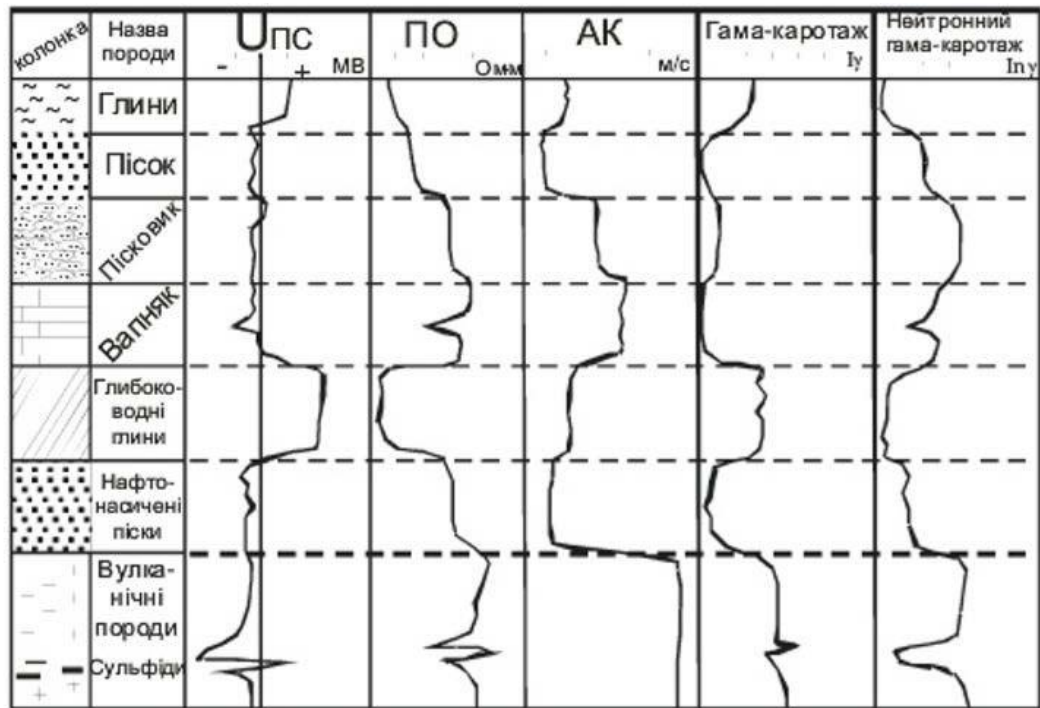


Рис. 9.2 – Типові діаграми електричного, сейсмоакустичного та ядерного каротажу

Карбонатні породи характеризуються від’ємними значеннями ПС, високими опорами (сотні і навіть тисячі Ом·м) у щільних порід і низькими опорами (десятки Ом·м) в тріщинуватих та обводнених. На діаграмі гамма-каротажу вони виділяються низькими значеннями  $I_\gamma$ , а на діаграмах нейтронних методів – підвищеними  $I_{nn}$  і  $I_{n\gamma}$  у сухих породах і пониженими у тріщинуватих і обводнених. Вони відрізняються високими швидкостями розповсюдження пружних хвиль і дуже низькими значеннями магнітної сприйнятливості.

Пісковики та піски на діаграмах самочинної поляризації (ПС) виділяються, як правило, від’ємними аномаліями; опір їх змінюється від долей Ом·м у пісків, насичених мінералізованими водами, до сотень Ом·м у зцементованих пісковиках. Природне гамма-випромінювання пісковиків та пісків у порівнянні з глинами невелике, а вторинне гамма-випромінювання більше.

Глини та глинисті сланці відмічаються на діаграмах додатними аномаліями ПС, низькими опорами (1-50 Ом·м). Гамма-випромінювання у глин більше, чим у всіх інших осадових порід. На діаграмах нейтронних методів глини відрізняються мінімумами, тим більшими, чим більша їх каверзність, пористість і вологонасиченість. Швидкість розповсюдження пружних хвиль у глин більша, чим у пісків, і менша, чим у пісковиків.

Наведений огляд особливостей аномалій, що спостерігаються при каротажі навпроти різних порід, показує, що за даними одного-двох методів важко

судити про літологію порід, пройдених свердловиною. Маючи декілька параметрів (4-8), літологічну характеристику розрізу можна дати досить точно.

По даним інтерпретації каротажу по отриманих свердловинах можна будувати геологічні розрізи, структурні карти, карти потужностей і вирішувати інші геологічні задачі.

### **Завдання та порядок виконання роботи**

1. Отримати від викладача геологічний розріз.
2. Визначити фізичні властивості порід розрізу.
3. Побудувати каротажні діаграми для заданого розрізу (ПС, ПО, ГК, АК).

### **Завдання для самоперевірки**

1. Що таке каротаж?
2. Які є методи електричного каротажу? Задачі методів.
3. Які є методи радіоактивного каротажу? Задачі методів.
4. В чом полягає суть акустичного каротажу?
5. Що таке кавернометрія та інклінометрія?
6. Що означає термін «перфорація»?
7. У чому полягає пряма геологічна інтерпретація каротажних даних?
8. Як виділяються на каротажних кривих глини, пісковики, вапняки, вивітрені породи?
9. Як виділяються на каротажних діаграмах щільні та розуцільнені (пористі) породи?

## **Лабораторна робота № 10 КОМПЛЕКС ГЕОФІЗИЧНИХ МЕТОДІВ ПРИ ІНЖЕНЕРНО- ГЕОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕННЯХ**

### **Мета і завдання роботи**

**Метою роботи** є засвоєння знань типових задач інженерно-геологічної спрямованості та визначення можливостей геофізичних методів для їх вирішення.

**Завдання роботи** – визначення ефективності геофізичних методів при інженерно-геологічних дослідженнях шляхом вирішення прямих геофізичних задач.

Тривалість лабораторної роботи – 2 год. (1 пара).

### **Короткі теоретичні відомості**

Перелік задач, що вирішуються геофізичними методами при еколого-геофізичних дослідженнях, наведений у таблиці 10.1.

Таблиця 10.1 – Задачі та методи досліджень

Ч/ч	Характерні види господарської діяльності	Типові задачі інженерно-геологічної спрямованості для геофізичних робіт	Рекомендовані геофізичні методи
1	2	3	4
1	Промислові комплекси та міські агломерації	1. Картування рівня ґрунтових вод. Характеристика зони аерації за умовами інфільтрації опадів	Електророзвідка ВЕЗ, ВЕЗ-ВП; сейсморозвідка МЗХ; пенетраційний каротаж, ГДС (ГК, ПО, ПС та інші)
		2. Характеристика фільтраційних властивостей регіонального водоупору	Електророзвідка ВЕЗ, ЕП, ВЕЗ-ВП; сейсморозвідка МЗХ; пенетраційний каротаж, ГДС витатометрія
		3. Характеристика забруднення порід зони аерації та ґрунтових вод.	Електророзвідка ВЕЗ, ВЕЗ-ВП; ПЕМПЗ; полярографічний каротаж
		4. Характеристика карстоутворення, зсувних та суфозійних процесів	Гравірозвідка; електророзвідка ВЕЗ, ВЕЗ-ВП, ЕП, ПЕП, РХП; сейсморозвідка МЗХ; ГДС ПО, АК; ПЕМПЗ
		5. Характеристика ґрунтових вод та ступінь їх забруднення	Електророзвідка ВЕЗ, ЕП, ПЕП; сейсморозвідка МЗХ
		6. Картування теплового поля	Термометрія
2	Гірничі та збагачувальні підприємства	1. Характеристика стійкості бортів кар'єрів, відвалів	Електророзвідка ПЕП, ЕП, ВЕЗ; сейсморозвідка МЗХ; ПЕМПЗ
		2. Виявлення зон інфільтрації в ложе шламосховищ і тому подібних структур	Електророзвідка ВЕЗ, ПЕП, резистивиметрія
		3. Характеристика карстоутворення, суфозійних та зсувних процесів	Електророзвідка ЕП, ВЕЗ, ВЕЗ-ВП; ГДС ПО, АК; сейсморозвідка МЗХ; гравірозвідка, магніторозвідка
		4. Картування зон інтрузії мінералізованих вод у прісні водоносні горизонти	Електророзвідка ВЕЗ, ЕП, ПЕП, РХП; ГДС резистивиметрія
3	Підприємства нафтової та газової промисловості	1. Дослідження технічного стану нагнітальних свердловин	Електророзвідка ВЕЗ, ПЕП; ПЕМПЗ; ГДС ГК, НК, термокаротаж
		2. Характеристика забруднення порід зони аерації та ґрунтових вод нафтопродуктами	Електророзвідки ВЕЗ, ВЕЗ-ВП; ПЕМПЗ
4	Сільськогосподарські об'єкти тва-	1. Характеристика рівня ґрунтових вод	Сейсморозвідка МЗХ; електророзвідка ВЕЗ, ВЕЗ-ВП; пенетраційний каротаж
		2. Характеристика зони аерації за умови інфільтрації поверхневих стоків	Електророзвідка ВЕЗ, ПЕП, ВЕЗ-ВП; сейсморозвідка МЗХ; ГДС ПО, ПС, ГК; пенетраційний каротаж

	ринницькі комплекси	3. Характеристика засолення Ґрунтів	Електророзвідка ВЕЗ, ЕП, ВЕЗ-ВП, РХП
		4. Характеристика кислотності (лужності) ґрунтів	Електророзвідка ВЕЗ, ВЕЗ-ВП, ЕП
5	Енергетичні об'єкти (ГРЕС, АЕС)	1. Характеристика рівня ґрунтових вод	Сейморозвідка МЗХ; електророзвідка ВЕЗ, ВЕЗ-ВП; пенетраційний каротаж
		2. Характеристика зон аерації за умовами інфільтрації атмосферних опадів	Електророзвідка ВЕЗ, ПЕП, ВЕЗ-ВП; сейморозвідка МЗХ; ГДС ПО, ПС, ГК; пенетраційний каротаж
		3. Характеристика зон порід регіонального водоупору	Сейморозвідка МЗХ; електророзвідка ВЕЗ, ВЕЗ-ВП, ЕП, ПЕП; ГДС ПО, ПС, ГК; пенетраційний каротаж
		4. Картування теплового поля	Термометрія, термокаротаж
		5. Характеристика карстоутворення	Електророзвідка ВЕЗ, ЕП; гравірозвідка
6	Водозабірники підземних вод	1. Характеристика зон аерації за умовами інфільтрації атмосферних опадів	Електророзвідки ВЕЗ, ПЕП, ВЕЗ-ВП; сейморозвідка МЗХ; ГДС ПО, ПС, ГК; пенетраційний каротаж
		2. Виявлення вікон в зоні аерації для організації штучного поповнення підземних вод	Електророзвідка ЕП, ПЕП, ВЕЗ, ВЕЗ-ВП; сейморозвідка МЗХ
		3. Характеристика екранних властивостей регіонального водоупору	Сейморозвідка МЗХ; ГДС ПО, ПС, ГК; електророзвідка ВЕЗ, ЕП
		4. Оцінка умов забруднення	Електророзвідка ВЕЗ, ВЕЗ-ВП;

		грунтових потоків	ШЕМПЗ; полярографічний каротаж
		5. Виявлення та моніторинг контуру некондиційних вод	Електророзвідка ВЕЗ, ЗС
		6. Характеристика депресійної лійки та фільтраційного зв'язку з річковою сіткою	Електророзвідка ВЕЗ, ВЕЗ-ВП; пенетраційний каротаж; сейморозвідка МЗХ
7	Гідротехнічні споруди	1. Картування зон розвантаження або живлення в межах акваторії	Електророзвідка ВЕЗ, ПЕП; ГДС резистивиметрія; сейморозвідка МЗХ.
		2. Характеристика рівня ґрунтових вод і елементів динаміки ґрунтового потоку в бортових частинах споруд	Електророзвідка ВЕЗ, ВЕЗ-ВП; пенетраційний каротаж; сейморозвідка МЗХ
		3. Характеристика ступеня зволоженості порід	Електророзвідка ВЕЗ, ЕП, ПЕП; сейморозвідка МЗХ
		4. Характеристика фільтраційних властивостей водоносних горизонтів і порід зони Аерації	Електророзвідки ВЕЗ, ВЕЗ-ВП, ПЕП; ГДС ПО, ПС, ГК; пенетраційний каротаж
		5. Характеристика карстоутворення, зсування і суфозійних процесів	Електророзвідка ВЕЗ, ЕП; гравірозвідка

Прийняті скорочення в таблиці

ВЕЗ – вертикальне електричне зондування;

ВЕЗ-ВП – вертикальне електричне зондування викликаної поляризації;

ЕП – електропрофілювання;

ПЕП – природні електричні потенціали;

ЗС – зондування становленням поля;

РХП – радіохвильове просвічування;

ШЕМПЗ – природне імпульсне електромагнітне поле землі;

МЗХ – метод заломлених хвиль;

ГДС – геофізичні дослідження свердловин;

ГК – гамма-каротаж;

ПО – позірний опір;

ПС – самочинна поляризація;

НГК – нейтронний гамма-каротаж;

АК – акустичний каротаж

### Порядок виконання роботи

1. Визначити та побудувати об'єкт екологогеологічних досліджень.
2. Задати фізичні властивості порід побудованого об'єкту.
3. Вирішити прямі геофізичні задачі (на якісному рівні) для заданого об'єкту за комплексом геофізичних методів (гравіметрія, магнітометрія, електрометрія, сейсмометрія).

4. Зробити висновок щодо ефективності геофізичних методів для картування заданого об'єкту.

#### **Завдання для самоперевірки**

1. Графіки яких параметрів будуються по геофізичних профілях?
2. Одиниці вимірювання геофізичних полів.
3. Типові задачі геоекологічної спрямованості для геофізичних робіт.
4. Які фізичні властивості гірських порід зумовлюють зміну геофізичних полів?



**ПОЛЬОВА ГЕОФІЗИКА**  
**(навчальний посібник)**

## ВСТУП

Геофізичні методи розвідки засновані на вивченні розподілу природних і штучних фізичних полів: сили тяжіння, магнітного, електричних пружних хвиль, теплового, радіоактивного випромінювання та ін. Ці методи були створені на початку ХХ століття на базі комплексу наук про Землю: геомагнетизму (вчення про земне магнітне поле), гравіметрії (вчення про поле сили тяжіння), сейсмології (вчення про землетруси) та інші, об'єднаних під загальною назвою геофізика.

В основу досліджуваних геофізичних полів покладені наступні фундаментальні закони фізики: гравітаційне і магнітне тяжіння, електромагнітна індукція, відбиття, заломлення і дифракція пружних хвиль, радіоактивне випромінювання та ін. У фізиці ці закони розглядаються стосовно простих умов: середовища, в якому вони діють, у фізичному відношенні приймаються за однорідні. Геологічні ж розрізи у фізичному відношенні є істотно неоднорідними середовищами, що сильно ускладнює практичне використання цих законів. Тому для застосування геофізичних методів (окрім складної фізико-математичної теорії) необхідна високоточна апаратура з елементами електроніки, точної механіки, оптики та обчислювальної техніки: обробку одержаних матеріалів виконують на потужних електронних обчислювальних машинах.

Геофізичні методи розвідки можна розділити на дві самостійні галузі: польові геофізичні методи розвідки, коротко, польова геофізика, та геофізичні дослідження в свердловинах, коротко, промислова геофізика, або каротаж.

Польова геофізика включає до себе комплекс методів, які застосовуються з метою вивчення геологічних розрізів з поверхні Землі (наземні або морські зйомки) або у повітрі (аерозйомки). В залежності від природи геофізичних полів, що вивчаються, методи поділяються на гравіметричну розвідку – вивчення природного поля сили тяжіння; магнітну розвідку – вивчення розподілу природного геомагнітного поля; електричну розвідку – використання як природних, так і штучно створених електромагнітних полів; сейсмічну

розвідку – вивчення полів пружних коливань, штучно збуджених вибухом заряду вибухової речовини, ударами, механічними вібраціями тощо; радіометричну розвідку – використання прояву природної радіоактивності гірських порід та ін.

Геофізичні методи – одні з найбільш прогресивних і сучасних засобів вивчення земних надр і широко застосовуються при пошуках і розвідці різних корисних копалин: вугілля, залізних, радіоактивних та інших руд, рідкісних і дорогоцінних металів тощо. Але особливо велику і все зростаючу роль вони мають при пошуках і розвідці родовищ нафти і газу, які залягають на великих глибинах і перекриті потужними товщами порід, що залягають вище. Часто скопчення нафти і газу приурочені до певних структурних умов і тому однією із задач геофізичних методів є вивчення характеру залягання геологічних напластунків (структурна геофізика).

Основна задача структурної геофізики – пошуки і розвідка нафтогазоперспективних структур і підготовка їх під глибоке розвідувальне буріння. Поряд з цим поклади нафти і газу викликають зміни фізичних властивостей колекторів, що їх містять (щільності, питомого електричного опору, швидкості пружних хвиль та ін.), а вертикальна міграція вуглеводнів призводить до зміни фізичних властивостей потужних товщ порід, що залягають вище. Ці зміни фізичних властивостей позначаються на характеристиках досліджуваних геофізичних полів, які можна використовувати для прогнозу речового складу і продуктивності відкладень. Новий напрямок застосування польових геофізичних методів розвідки, заснований на використанні особливостей геофізичних полів для вивчення речовинного складу і нафтогазопродуктивності гірських порід, називається прогнозуванням геологічного розрізу (ПГР).

Геофізичні дослідження в свердловинах включають різноманітний комплекс вимірювань, найважливіші з яких електричні методи, за їх допомогою вимірюють питомий електричний опір гірських порід, електрохімічні і штучно викликану активність та ін.; радіоактивні (ядерні) методи, при яких вимірюють природну або штучно викликану радіоактивність порід; методи термометрії,

засновані на вивченні температури гірських порід в свердловинах; акустичний метод, при якому вивчають швидкість і затухання пружних хвиль в породах; магнітний метод, заснований на вимірюванні магнітної сприйнятливості гірських порід тощо.

Основні геологорозвідувальні задачі, що вирішуються за допомогою геофізичних досліджень в свердловинах, включають до себе: вивчення розрізу, визначення літології й глибини залягання пройдених свердловиною гірських порід; виділення нафтогазоносних пластів і оцінка запасів нафти і газу в них; контроль за розробкою родовищ нафти і газу та ін. Крім того, геофізичні дослідження свердловин – важлива складова частина робіт з метою технічного контролю буріння і стану свердловин: визначення діаметру свердловин, викривлення їх ствола, якості цементування позатрубного простору тощо. На сьогодні геофізичні дослідження є невід’ємною частиною буріння всіх нафтових і газових свердловин. Завдяки використанню геофізичних досліджень стало можливим значно скоротити відбір зразків гірських порід (керну) при бурінні глибоких розвідувальних свердловин і перейти на безкернове буріння експлуатаційних свердловин, досягаючи тим самим великого економічного ефекту за рахунок істотного збільшення швидкості буріння. Розвивається напрямок комплексування ГІС з польовими геофізичними методами, особливо з сейсморозвідкою.

**ЧАСТИНА ПЕРША**  
**ПОЛЬОВА ГЕОФІЗИКА**

**РОЗДІЛ 1**

**ГРАВІРОЗВІДКА**

**РОЗДІЛ 1**

**ФІЗИЧНІ І ГЕОЛОГІЧНІ ЗАСАДИ ГРАВІРОЗВІДКИ**

**Гравіметрична розвідка** (скорочено – гравірознавідка) заснована на) вивченні надзвичайно малих збурень (аномалій) гравітаційного поля Землі (називають також полем сили тяжіння), зумовлених відмінністю щільності гірських порід, які знаходяться в середині Землі. Геологорозвідувальне значення гравірознавідки полягає в тому, що багато антиклінальних складок та інші геологічні структури, які мають інтерес при пошуках і розвідці родовищ корисних копалин, а також самі поклади корисних копалин знаходять відображення у гравітаційному полі, що вимірюється на поверхні Землі, у вигляді позитивних або негативних аномалій різних розмірів й інтенсивності. Ці аномалії дуже малі і часто не перевищують 1/1 000 000 частку від повного значення сили тяжіння на поверхні Землі. Тому для виявлення гравітаційних ефектів від геологічних об'єктів, які нас цікавлять, необхідна дуже висока точність польових вимірювань, яка досягається застосуванням високочутливих приладів, так званих гравіметрів і гравітаційних варіометрів.

Вивчення гравірознавідки ми починаємо із загальних законів, які визначають розподіл поля сили тяжіння на поверхні Землі.

**1.1. Сила тяжіння, потенціал сили тяжіння**

**Сила тяжіння та її складові.** Поле сили тяжіння – природне фізичне поле Землі. Його дія проявляється в тому, що на будь-яку масу  $m$ , яка знаходиться в довільній точці  $P$  на поверхні Землі, діє сила, що дорівнює  $\vec{P} = m\vec{g}$ , так звана сила тяжіння, де  $g$  - прискорення вільного падіння.

Сила тяжіння (рис. 1.1) є рівнодіючою двох сил: сили тяжіння  $\vec{F}_T$  і відцентрової сили  $\vec{F}_e$ ; вісь поєднана з віссю Землі, а початок координат  $O$  – з центром тяжіння Землі.

Згідно даному визначенню сили тяжіння

$$\vec{P} = \vec{F}_T + \vec{F}_e \quad (1.1)$$

У загальному випадку напрямок сили тяжіння відхиляється від напрямку до центру Землі на деякий кут  $\alpha$  (рис. 1.1). Це зумовлено двома причинами: впливом відцентрової сили і відмінністю істинної фігури Землі від форми шару. У гравірозвідці за теоретичну фігуру Землі прийнято так званий сфероїд – сфера, сплюснута у геофізичних полюсах. Для земного сфероїда Міжнародною асоціацією геодезії встановлені наступні параметри: маса –  $M = 5,974 \cdot 10^{24}$  кг, екваторіальний радіус  $a = 6378$  км, полярний радіус  $b = 6357$  км, коефіцієнт стиснення (сплюсності біля полюсів)  $\alpha = (a - b) / a \approx 1 / 298,25$ , середній радіус  $R$ , визначений як радіус шару того ж об'єму, що і об'єм земного сфероїда,  $R = 6371$  км.

Розглянемо більш докладно складові сили тяжіння.

**Сила тяжіння.** Як відомо з курсу фізики, сила тяжіння, яка діє між двома матеріальними точками (точеними масами) з масами  $m_1$  і  $m_2$ , які знаходяться на відстані  $r$  одна від одної, обраховується згідно закону Ньютона за формулою:

$$F_n = G m_1 m_2 / r^2, \quad (1.2)$$

і спрямована по прямій, яка з'єднує ці маси.

Константа  $G$ , яка входить в (1.2), називається гравітаційною постійною і дорівнює  $66,7 \times 10^{-12}$  м<sup>3</sup>.кгс<sup>2</sup>. За своїм фізичним змістом гравітаційна постійна – це сила, яка діє між двома одиничними масами ( $m_1 = m_2 = 1$ ); які перебувають на відстані одна від одної 1 м.

При обчисленні сили тяжіння земним сфероїдом його слід розбити на нескінченно малі об'єми, в кожному з яких заключена елементарна (точкова) маса  $m$ , знайти сили тяжіння  $\Delta F_n$ , які створюються кожною елементарною масою, і результат підсумувати. Оскільки напрямки елементарних сил тяжіння різні, їх не можна підсумувати арифметично. Це можна зробити тільки у

відношенні складових, які діють уздовж одних і тих самих напрямків: наприклад, уздовж осей  $x$ ,  $y$  і  $z$ . Ці складові позначимо відповідно через  $F_{nx}$ ,  $F_{ny}$  і  $F_{nz}$ , причому  $F_{nx} = \Sigma \Delta F_{nx}$  і т.д.

Повне значення сили тяжіння в точці  $P$ :

$$F_n = \sqrt{F_{nx}^2 + F_{ny}^2 + F_{nz}^2}. \quad (1.3)$$

Відомо, що однорідна куля (або куля, яка складається із однорідних за щільністю концентричних шарів) притягує так само, як і еквівалентна точкова маса, поміщена в центрі цієї кулі. Отже, згідно (1.2) сила тяжіння однорідною кулею, яка знаходиться на його поверхні точкової маси:

$$F_n = GMm / R^2, \quad (1.4)$$

де  $M$  – маса кулі;  $R$  – її радіус.

Земля за формою близька до кулі і, мабуть, складається із концентричних шарів, які при певних припущеннях можна приймати в якості однорідних. Тому в грубому наближенні формула (1.4) дозволяє оцінити силу земного тяжіння і вважати, що вона спрямована до центру Землі.

**Відцентрова сила.** На одиничну масу ( $m = 1$ ), яка перебуває в точці  $P$ , діє відцентрова сила, яка спрямована по перпендикуляру до осі обертання (рис. 1.1):

$$F_g = \omega^2 r = v^2 / r, \quad (1.5)$$

де  $r$  – відстань точки  $P$  від осі обертання;  $\omega$  і  $v$  – кутова та лінійна швидкості обертання Землі.

Кутова швидкість

$$\omega = 2\pi/T \quad (1.6)$$

де  $T$  – період обертання Землі, який дещо менший за календарну добу (24 год) і складає 86 164 с ( в календарній добі 86 400 с).

Лінійна швидкість обертання Землі залежить від широти: на екваторі вона максимальна ( $v = 460$  м/с) і дорівнює нулю на географічних полюсах. Відцентрова сила має тільки горизонтальні складові  $F_{nx}$  і  $F_{ny}$ , а вертикальна складова  $F_{uz} = 0$ .

**Напруженість гравітаційного поля.** В гравірознавстві вимірюють вертикальну складову прискорення вільного падіння  $g$ . Прискорення вільного падіння – вектор і за своїм фізичним сенсом являє собою силу, що діє на одиничну масу ( $m = 1$ ). Таким чином, прискорення вільного падіння являє собою напруженість гравітаційного поля і вимірюється в  $\text{м/с}^2$ .

Одиницею виміру прискорення вільного падіння є  $\text{м/с}^2$ . В гравірознавстві використовують позасистемну одиницю, яка носить назву гал (Гал) – в честь знаменитого італійського ученого Галілея, який вперше виміряв величину прискорення сили тяжіння. Аномалії гравітаційного поля, які вивчає гравіметрична розвідка, можуть бути в тисячі і більше разів меншими одного гала. Тому за основну одиницю вимірювання використовується мілігал (мГал);  $1 \text{ мГал} = 10^{-3} \text{ Гал} = 10^{-5} \text{ м/с}^2$ .

Складові прискорення сили тяжіння по осях  $x$ ,  $y$  та  $z$  можна записати наступним чином:

$$\begin{aligned}g_x &= g \cos(gx); \\g_y &= g \cos(gy); \\g_z &= g \cos(gz),\end{aligned}\tag{1.7}$$

де  $gx$  – кут між напрямком сили тяжіння та віссю  $x$  і т.д.;  $g_x$  і  $g_y$  – горизонтальні, а  $g_z$  – вертикальна складова сили тяжіння.  $g_z$  чисельно дорівнює прискоренню вільного падіння, яке і вимірюють в гравірознавстві.

Повне значення прискорення вільного падіння:

$$g = \sqrt{g_x^2 + g_y^2 + g_z^2}.\tag{1.8}$$

Прискорення вільного падіння на поверхні однорідної Землі, вважаючи її в першому наближенні кулею,

$$g = GM / R^2,\tag{1.9}$$

де  $R$  – середній радіус Землі;  $G$  – гравітаційна постійна, спрямована по радіусу  $R$  до центру Землі.

При подальшому викладенні прискорення вільного падіння, як і прийнято в гравірознавстві коротко будемо називати силою тяжіння.

**Потенціал сили тяжіння. Геоїд.** Багато силових полів, в тому числі гравітаційне, магнітне та електричне, напруженість яких залежить тільки від



координат точок простору, зручно характеризувати через скалярну функцію, що носить назву *потенціал поля*. Потенціал пов'язаний із напруженістю поля наступним чином: швидкість зміни значень потенціалу уздовж будь-якого напрямку дорівнює проекції (складовій) вектора напруженості поля на цей напрямок. Математично складові напруженості поля виражаються через приватні похідні по  $x$ ,  $y$  та  $z$  від функції, для якої визначений потенціал.

Оскільки за своїм фізичним сенсом прискорення сили тяжіння, як було сказано вище, можна розглядати як напруженість гравітаційного поля, складові  $g_x$ ,  $g_y$  і  $g_z$  через гравітаційний потенціал  $W$  можна виразити наступним чином:

$$\begin{aligned}\partial W / \partial x &= g \cos(gx) = g_x; \\ \partial W / \partial y &= g \cos(gy) = g_y; \\ \partial W / \partial z &= n \cos(gz) = g_z.\end{aligned}\tag{1.10}$$

В полі сили тяжіння можна провести поверхню, в будь-якій точці якої потенціал  $W$  при маж одне і теж саме значення, тобто  $W(x, y, z) = const$ . Така поверхня називається рівневою поверхнею. В її назві відображено важливу властивість поверхні рівного потенціалу: в будь-якій її точці сила тяжіння завжди спрямована нормально (перпендикулярно) до екіпотенційній поверхні, як і у випадку рівня, що встановився, в налитій в посудину рідини. Слід мати на увазі, що сама величина сили тяжіння від точки до точки рівненої поверхні (на відміну від потенціалу сили тяжіння) може змінюватися.

Вочевидь, в просторі можна провести незліченну множину рівневих поверхонь, які різняться значеннями потенціалу  $W$ . Одна з них співпадає з незбуреною поверхнею океану і носить назву геоїд. В межах суші геоїд має складну конфігурацію, яку подумки можна уявити як поверхню рівня води, що встановився в незліченних вузьких каналах, проритих під сушею і сполучених з відкритим морем. Поверхня геоїду не співпадає з поверхнею земного сфероїда. Однак, ці відмінності незначні: в середньому вони складають  $\pm 50$  м, а максимальне відхилення не перевищує  $\pm 100$  м.

Потенціал сили тяжіння (подібно тому, як це було раніше зроблено для сили тяжіння) можна виразити через суму потенціалів поля тяжіння і поля відцентрової сили. В загальному випадку вираз для потенціалу  $W$  виявляється

доволі складним. Тому обмежемося формулою потенціалу тяжіння Землі  $V$ , вважаючи її в першому наближенні кулею,

$$V = GM/R, \quad (1.11),$$

де  $R$  – радіус Землі,  $G$ - гравітаційна постійна.

В тому, що (1.11) визначає потенціал сили тяжіння, легко переконатися, якщо продиференціювати його по  $R$ , то одержимо (1.9).

Потенціал  $V$  набуває максимального значення в центрі Землі, при віддаленні від центру Землі він безперервно убуває.

## 1.2. Нормальне значення сили тяжіння

Теоретичне значення сили тяжіння, обчислене для поверхні Землі в припущенні, що вона однорідна або складається із однорідних за щільністю концентричних шарів, називається *нормальною силою тяжіння* і позначається  $\gamma_0$ . Французький математик і астроном А. К. Клеро одержав наближену формулу нормального значення сили тяжіння на поверхні однорідної Землі в формі кулі:

$$\gamma_0 = \gamma_e (1 + \beta \sin^2 \varphi). \quad (1.12)$$

Коефіцієнт  $\beta$  в (1.12) визначає відносний надлишок значення сили тяжіння на полюсі порівняно з її значенням на екваторі ( $\gamma_e$ );  $\varphi$  - географічна широта точки спостереження. Величина  $\beta$  наближено дорівнює  $1/189$ .

В гравірозвідці використовують більш точну формулу, яка визначає значення сили тяжіння на поверхні однорідного земного сфероїда. Стискання земного сфероїда враховано в (1.12) додатковим третім членом:

$$\gamma_0 = \gamma_e (1 + \beta_1 \sin^2 \varphi - \beta_2 \sin^2 2\varphi) \quad (1.13)$$

Коефіцієнти  $\gamma_e, \beta_1$  і  $\beta_2$ , які входять в (1.13), визначені експериментально.

Інструкцією по гравірозвідці, що діє на сьогодні, нормальні значення сили тяжіння на території нашої країни рекомендовано визначати за модифікованою формулою Гельмерта:

$$\gamma_0 = 978\,016 (1 + 0,005302 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2\varphi) \quad (1.14)$$

### 1.3. Редукції і аномалії сили тяжіння

Силу тяжіння зазвичай вимірюють на фізичній поверхні Землі, тоді як теоретичні (нормальні) її значення вираховують для поверхні земного сфероїда, яка близька до рівня моря. При вирахуванні аномалій сили тяжіння приводять спостережні і нормальні значення сили тяжіння до єдиної поверхні шляхом введення спеціальних поправок (рис. 2). Таке приведення, назване редуцируванням сили тяжіння, припускає введення поправок за висоту, проміжний шар і деякі інші. Зазвичай значення нормального поля приводять до висоти точки спостереження.

РИС

Рис. 2. Редукування сили тяжіння

**Поправка на висоту.** Поправкою на висоту  $\delta g_h$  враховують тільки перевищення пункту спостереження над рівнем моря. При цьому приймають, що між фізичною поверхнею і поверхнею рівня моря немає ніяких мас, які б притягували, тобто увесь простір між ними як би заповнений повітрям. Тому дану поправку часто називають **поправкою за вільне повітря**.

З урахуванням (1.9) поправка за висоту пункту спостереження

$$\delta g_h = GM \left( \frac{1}{R^2} - \frac{1}{(R+h)^2} \right) = 2GMh/R^3 = 2\gamma_0 h/R, \quad (1.15)$$

де  $M$  – маса Землі;  $R$  – середній радіус Землі; при обчисленні вираз (1.15) враховується, що висота  $h \ll R$ .

Вважаючи  $\gamma_0 = 980\,000$  мГал,  $R = 6371 \cdot 10^3$  м, одержимо

$$\delta g_h \approx 0,3086 \text{ мГал}. \quad (1.16)$$

Як випливає із (1.16), зміна сили тяжіння на 1 м висоти складає приблизно 0,3 мГал. Поправку на висоту слід брати із знаком плюс, якщо пункт спостереження знаходиться нижче рівня морі і із знаком мінус – якщо вище рівня моря.

**Поправка за проміжний шар.** Тяжіння мас, які розташовані між фізичною поверхнею і рівнем моря, враховують за допомогою поправки за проміжний шар:

$$\delta n_{\sigma} = 2 \pi \sigma_n h = 0,0419 \sigma_n h, \text{ мГал}, \quad (1.17)$$

де  $\sigma_n$  – щільність порід проміжного шару, г/см<sup>3</sup>.

Ця поправка обчислена в припущенні, що маси, які притягуються між фізичною поверхнею і рівнем моря, знаходяться в горизонтальному шарі нескінченного простирання, потужність якого дорівнює перевищенню пункту спостереження над рівнем моря. Оскільки тяжіння проміжного шару викликає збільшення значення сили тяжіння в точці спостереження, цю поправку слід відняти, якщо пункт спостереження знаходиться вище рівня моря і додати – якщо нижче його.

**Поправка Буге.** Сумарна поправка за висоту і проміжний шар називається поправкою Буге:

$$\delta g_{\sigma} = (0,3096 - 0,0419 \sigma_n) h. \quad (1.18)$$

**Поправка за рельєф.** В районах із сильно пересіченою місцевістю потрібно ввести спеціальні поправки, які будуть враховувати дійсний розподіл мас між фізичною поверхнею і рівнем моря. Відповідна поправка називається поправкою за оточуючий рельєф. Її сенс полягає в наступному: коли точка спостереження розташована на локальній височині, тобто вище оточуючих мас, на гравіметр діє додаткове тяжіння, спрямоване униз, і відлік по гравіметру буде більшим порівняно із випадком, коли точка спостереження знаходиться на тій самій висоті, але на рівній поверхні; і навпаки, коли точка спостереження розташована в локальній западині, тобто нижче оточуючих мас, то на гравіметр діє додаткове тяжіння, спрямоване угору, і відлік по гравіметру буде меншим, ніж якщо б оточуючі гравіметр маси були відсутні.

Розрахунок поправок на рельєфі проводиться за складними формулами і потребує достатньо повної інформації щодо рельєфу. Неточне значення поправок за рельєф – одна із найбільш важливих причин, які обмежують точність гравіметричних зйомок, особливо в районах із сильно пересіченим рельєфом.

**Поправка на тяжіння Сонця і Місяця.** Протягом дня положення Сонця і Місяця відносно точки спостереження змінюється і це призводить до зміни гравітаційного тяжіння, створеного цими тілами. За рахунок зміни гравітаційного тяжіння Сонця і Місяця в твердій оболонці Землі виникають

припливні ефекти з амплітудою до 0,25 м. Вплив сонячно-місячного тяжіння враховують уведенням спеціальної поправки. Максимальна поправка за тяжіння Сонці складає близько 0,01 мГал, Місяця – 0,25 мГал.

**Аномалія сили тяжіння.** Аномалією сили тяжіння в гравірозвідці називається різниця між значеннями сили тяжіння яке спостерігається (вимірюється), і теоретичним:

$$\Delta g_a = g_H - \gamma_0, \quad (1.19)$$

де  $\gamma_0$  і  $g_H$  – нормальне і спостережене значення сили тяжіння.

Значення сили тяжіння, яке спостерігається, включає нормальне поле і поле, створене неоднорідними масами, які знаходяться в середині Землі. Віднімаючи із поля, яке спостерігається, нормальне поле, одержують аномалії сили тяжіння, які показують розподіл щільнісних неоднорідностей в середині Землі, тобто містять інформацію про її внутрішню будову.

Аномалія сили тяжіння з поправкою Буге (1.18) називається аномалією в редукції Буге (коротко аномалія Буге):

$$\Delta g_b = g_H - [\gamma_0 + (0,3086 + 0,0419 \sigma_n h)] \quad (1.20)$$

При складанні зведеної карти аномалій Буге по великому регіону щільність проміжного шару береться рівною середньому значенню щільності верхньої частини земної кори (2,67 г/см<sup>3</sup>). В районах, де кристалічні породи перекриті потужним чохлам осадових утворень, складають карти аномалій Буге з щільністю проміжного шару 2,3 г/с<sup>3</sup> – середньою щільністю осадових порід. По окремих розвідувальних площах для того, щоб більш повно показати в полі сили тяжіння локальних геологічних структур, складають карти аномалій Буге з рельною щільністю порід, що складають приповерхневу частину розрізу що вивчається.

В окремих випадках аномалії сили тяжіння образують тільки з поправкою за висоту, які називаються аномаліями в редукції Фая (коротко, аномалії Фая). Аномалія Фая

$$\Delta g_\phi = g_H - (\gamma_0 - 0,3086 h) = g_H - \gamma_0 + 0,3086 h. \quad (1.21)$$

Для геологічної інтерпретації карти аномалій сили тяжіння в редукції Фая використовуються порівняно рідко.

#### 1.4. Другі похідні потенціалу сили тяжіння

В гравірозвідці крім сили тяжіння широко використовують величини, які характеризують бистроту (швидкість) зміни сили тяжіння по якомусь напрямку. Ці величини називаються **другими похідними потенціалу сили тяжіння**. За своїм гравіметричним змістом вони поділяються на градієнти та кривизни.

Градієнт сили тяжіння – вектор, який характеризує величину і напрямок максимальної зміни сил тяжіння в просторі. Проекції цього вектора на осі  $x$ ,  $y$  і  $z$  виражаються похідними по  $\partial/\partial x, \partial/\partial y, \partial/\partial z$

Оскільки складові сили тяжіння, згідно (1.10), самі є похідними від потенціалу сили тяжіння, то проекції градієнту на координатні вісі являють собою похідні від похідних потенціалу сили тяжіння, тобто другі похідні потенціалу сили тяжіння.

В гравірозвідці при інтерпретації використовують складові градієнта вертикальної складової сили тяжіння по осях координат  $x$ ,  $y$  і  $z$ :

$$\begin{aligned}W_{xz} &= \frac{\partial g_z}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial W}{\partial z} \right) = \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z}; \\W_{yz} &= \frac{\partial g_z}{\partial y} = \frac{\partial^2 W}{\partial y \partial z}; \\W_{zz} &= \frac{\partial g_z}{\partial z} = \frac{\partial^2 W}{\partial z^2}.\end{aligned}\tag{1.22}$$

Горизонтальні складові градієнта  $W_{xz}$  і  $W_{yz}$  визначають швидкість зміни вертикальної складової сили тяжіння в напрямку вісі  $x$ ,  $y$  і  $z$ , і коротко називають *горизонтальними градієнтами сили тяжіння*; вертикальна складова градієнта  $W_{zz}$  характеризує швидкість зміни вертикальної складової сили тяжіння, і її коротко називають *вертикальним градієнтом сили тяжіння*. Геометрична сума горизонтальних градієнтів  $W_{xz}$  і  $W_{yz}$  дозволяє визначити величину і напрямок найшвидшої зміни вертикальної складової сили тяжіння на площині спостережень.

Другі похідні потенціалу сили  $\partial^2 W/\partial x^2, \partial^2 W/\partial y^2, \partial^2 W/\partial x \partial y$  пов'язані з кривизною, а, отже, і формою рівневої поверхні і називаються *кривизною*. Вимірювання цих других похідних дає змогу визначити істину фігуру Землі.

Позасистемною одиницею вимірювання других похідних потенціалу сили тяжіння служить Етвеш (Е). Один етвеш (1 Е) відповідає зміні сили тяжіння в 0,1 мГал на відстані 1 км, тобто  $1 \text{ Е} = 10^{-9} \text{ с}^{-2}$ .

### Контрольні запитання

1. Які складові має сила тяжіння? Покажіть їх графічно.
2. Який фізичний зміст має прискорення вільного падіння? В яких одиницях його виражають в гравірозвідці?
3. Що таке потенціал сили тяжіння? Як він пов'язаний із складовими сили тяжіння?
4. Що таке рівнева поверхня поля сили тяжіння? Якими властивостями вона характеризується?
5. Яка фігура прийнята в гравірозвідці за теоретичну фігуру Землі? В чому полягає відмінність цієї поверхні від геоїда?
6. Що таке нормальне значення сили тяжіння? Поясніть причини змін нормальних значень сили тяжіння на теоретичній поверхні Землі.
7. Наведіть формули нормальних значень сили тяжіння, які використовуються в гравірозвідці. В чому полягає відмінність цих формул?
8. Чим викликана необхідність введення поправок при обчисленні аномалій сили тяжіння? Назвіть ці поправки і поясніть їх суть.
9. Запишіть аномалії сили тяжіння в редукції Буге і Фая. Які з них основні в гравірозвідці і чому?
10. Запишіть другі похідні потенціалу сили тяжіння і поясніть який вони мають фізичний зміст? В яких одиницях їх вимірюють в гравірозвідці?
11. Поясніть, як щільність гірських порід пов'язана із аномаліями сили тяжіння?

## РОЗДІЛ 2

### АПАРАТУРА І МЕТОДИКА ГРАВІМЕТРИЧНИХ ЗЙОМОК

#### 2.1. Способи вимірювання сили тяжіння й інших похідних потенціалу сили тяжіння

Способи вимірювання сили тяжіння поділяються на динамічні і статичні. В динамічних способах спостерігається рух тіла під дією сили тяжіння. Безпосередньо величиною, яка вимірюється в них, є період коливання фізичного маятника, або час вільного падіння тіла, або частота коливання струни і т.д. В статичних способах спостерігають зміну положення рівноваги тіла під дією сили тяжіння і деякої сили, що її урівноважує. Безпосередньо величиною, яка вимірюється в них, є лінійне або кутове зміщення постійної маси.

Прилади для вимірювання сили тяжіння називають гравіметрами. Гравіметри, в яких використані динамічні принципи вимірювання сили тяжіння, називаються *динамічними*, а гравіметри, в яких використані статичні принципи – *статичними*.

Визначення сили тяжіння виконують абсолютним і відносним способами. При абсолютних визначеннях вимірюють модуль повної величини сили тяжіння  $g$  в даному пункті спостереження. При відносних визначеннях вимірюють приріст  $\Delta g = g_2 - g_1$  сили тяжіння в двох пунктах спостереження. Динамічні методи вимірювання сили тяжіння можуть бути як абсолютними, так і відносними, а статичні – тільки відносними.

В гравірозвідці всі польові вимірювання (гравіметричні зйомки поки що виконують у вигляді відносних визначень сили тяжіння. Абсолютні визначення, які необхідні для перерахунку приросту сили тяжіння в їх повні значення, виконують тільки в стаціонарних геофізичних обсерваторіях.

**Динамічні способи вимірювання сили тяжіння.** Розглянемо динамічний спосіб вимірювання сили тяжіння, який заснований на спостереженні періоду  $T$  коливань фізичного маятника. Як відомо з курсу фізики, період  $T$  пов'язаний із прискоренням вільного падіння формулою



$$T = 2\pi\sqrt{L/g}, \quad (2.1)$$

де  $L$  – приведена довжина маятника

Період коливань і приведену довжину маятника необхідно виміряти з дуже високою точністю: якщо точність вимірювання задана в 1 мГал, то  $T$  і  $L$  повинні бути виміряні з точністю не менше  $10^{-6}$  с та 1 мкм.

За допомогою маятника можна виконувати як абсолютні, так і відносні визначення сили тяжіння. Для абсолютних визначень використовують *оборотні маятники*, але спостереження з ними дуже громіздкі і їх можна виконати лише в стаціонарних геофізичних обсерваторіях.

Другий динамічний спосіб вимірювання сили тяжіння заснований на вивченні *часу вільного падіння тіла*, який пов'язаний з прискоренням вільного падіння і шляхом що проходить тіло під час падіння:

$$s = g t^2 / 2. \quad (2.2)$$

Прилад, в якому використовується принцип вільного падіння тіл, називається *балістичним гравіметром*. Він дозволяє робити абсолютні визначення сили тяжіння. Принцип приладу полягає в наступному (рис. 3).

### РИС

Рис. 3. Схема балістичного гравіметра

У вертикальній циліндричній вакуумній камері заввишки приблизно 50 см падає скляна призма 2 (кутовий відбивач). Шляхи падіння призми вимірюють за допомогою лазерного інтерферометра, а час падіння – за допомогою атомних часів 5. Пучок когерентного світла від лазера 1 за допомогою напівпрозорого дзеркала 3 розділяється на два пучка, які проходять різні шляхи а потім зводяться разом. В результаті буде спостерігатися інтерференційна картина у вигляді чергування світлих і темних смуг. Число інтерференційних смуг  $N$  пов'язане з різницею ходу оптичних променів  $\Delta$  і довжиною хвилі світла  $\lambda$  співвідношенням  $\Delta = N\lambda$ . Вимірюючи число інтерференційних смуг, легко визначити шляхи, які проходить призма при падінні в різні моменти часу. Інтерференційна картина реєструється в спеціальному пристрої – фотоблоці 4 гравіметра. Точність вимірювання сили

тяжіння балістичним гравіметром дуже висока: на сьогодні вона складає близько мікрогала ( $1 \text{ мкГал} = 0,001 \text{ мГал}$ ); є можливості для подальшого її підвищення. Час одного вимірювання складає порядку 10 с. З метою підвищення точності визначення сили тяжіння проводять багаторазові вимірювання, результати яких потім обробляють статистичними способами. Недолік існуючих конструкцій балістичних гравіметрів - їх громіздкість і відносно тривалий час одного вимірювання. Тому балістичними гравіметрами поки що вимірюють силу тяжіння тільки в стаціонарних умовах в геофізичних обсерваторіях.

**Статичні способи вимірювання сили тяжіння.** В статичних способах дія сили тяжіння компенсується пружними силами пружин, газів або рідини. Переважно використовують прилади з обертальним переміщенням важелю (маятника) і пружною системою з кварцу (кварцеві гравіметри).

Принципова схема чутливої системи кварцевого астазованого гравіметра (КАГ) наведена на рис. 4.

#### РИС

Рис. 4. Чутлива система кварцевого гравіметра

На тонкій нитці 1, що є віссю обертання, закріплений важель (маятник) 6. Маятник утримується в початковому положенні силою натягіння головної (астазуючої) пружини 3, нижній кінець якої через важель 5 прикріплений до маятника, і силою закручування нитки підвісу маятника. Вся чутлива система гравіметра виготовлена із кварцу і поміщена в посудину Дюара. При вимірюванні сили тяжіння маятник гравіметра відхиляється від горизонтального положення, розтягуючи при цьому головну пружину і закручуючи нитку підвісу, поки момент сили тяжіння не буде врівноважений моментом головної пружини і моментом закручування нитки підвісу.

Приріст сили тяжіння між двома точками визначається *компенсаційним способом*. Для цього в систему вводять додатковий (компенсаційний) момент, який повертає маятник в горизонтальне положення. Компенсуючий момент створюють закручуванням нитки підвісу 1, закріплений на кінцях рами 4, вимірювальною пружиною 2. Для фіксації горизонтального положення

маятника на ньому є індекс. Спостерігаючи в мікроскоп з великим збільшенням відхилення маятника, закручують нитку підвісу до тих пір, поки індекс маятника не буде суміщений з нульом шкали окуляра мікроскопа 7. Відлік беруть по мікрометру вимірювальної пружини 2 в діленнях шкали мікрометра.

Для переведення відліків гравіметра в прирісті сили тяжіння в мілігалах використовують перевідний коефіцієнт  $c$ , що носить назву ціни ділення гравіметра:

$$\Delta g = c(n_2 - n_1) \quad (2.3)$$

де  $n_1$  і  $n_2$  – відлік по мікрометру гравіметра відповідно в першій і другій точках спосбереження.

Визначити ціну поділу гравіметра можна різними способами. Наприклад, виконують вимірювання в двох точках спостережень, в яких відомі значення (або приріст) сили тяжіння. Якщо в першій точці спостережень значення сили тяжіння було  $g_1$ , і взятий відлік по гравіметру  $n_1$ , а в другій – значення  $g_2$  і відлік  $n_2$ , то ціна ділення згідно (2.8) (в мілігалах на одне ділення шкали):

$$c = (g_2 - g_1) / (n_2 - n_1) = \Delta g / \Delta n. \quad (2.4)$$

Пружні властивості гравіметра поступово змінюються з плином часу. В результаті відліки взяті по гравіметру в одній і тій же точці спостережень в різний час, будуть відрізнятися. Ця зміна називається *зміщенням нуля-пункта гравіметра*. Врахування зміщення нуля-пункту гравіметра проводять, користуючись результатами повторних вимірювань в одній і тій самій точці спостережень, для наступного уведення поправок у відліки гравіметра.

Статичні гравіметри дозволяють вимірювати прирощення сили тяжіння з точністю до 0,01 мГал, а у високоточних приладах до 0,001 мГал. Гравіметри прості у користуванні, час спостережень в одній точці 2-3 хв. Невелика маса гравіметрів дає можливість їх використовувати при гравіметричних зйомках в малодоступних і важкодоступних районах. Зконструйовані спеціалізовані гравіметри для вимірювання на дні морів і океанів (донні гравіметри), з борту морських суден, що рухаються, (набортні гравіметри), ведуться роботи щодо створення гравіметрів для вимірювання сили тяжіння з борту літака (аерогравіметри).

**Вимірювання других похідних потенціалу сили тяжіння.** Для вимірювання других похідних потенціалу сили тяжіння було створено прилади, які одержали назву *гравітаційних варіометрів та градієнтометрів*. В цих приладах використовується принцип крутильних вагів Кулона, в яких грузики розташовані на різних рівнях – крутильні терези другого роду .

Угорський геофізик Р. Етвеш, який створив першу модель гравітаційного варіометра, показав, що крутильними терезами другого роду можна вимірювати як градієнти сили тяжіння, так і кривизни (див. 1.4). Принцип вимірювання других похідних потенціалу сили тяжіння наведений на рис. 5, г. Якщо чутлива система гравітаційного варіометра знаходиться в неоднорідному гравітаційному полі, то грузики перебувають під впливом різноспрямованих гравітаційних сил, які створюють обертаючий момент, який призводить до повороту коромисла приладу в горизонтальній площині на деякий кут. Іншими словами, чутлива система гравітаційного варіометра поводить себе в гравітаційному полі подібно до стрілки компасу в магнітному полі. В результаті відбувається закручування нитки підвісу і за рахунок цього виникає момент пружних сил, який урівноважує момент гравітаційних сил. Кут повороту коромисла залежить від ступеня неоднорідності гравітаційного поля і його вимірюють з високою точністю. Точність вимірювання других похідних потенціалу сили тяжіння до  $\pm(1-2)\times 10^{-9} c^{-2}$ , тобто  $\pm(1-2)E$ .

Гравітаційні варіометри і градієнтометри раніше широко використовувалися при вивченні гравірозвідкою тіл складної форми: соляних куполів, рифогенних структур, розломів тощо. Однак з появою статичних гравіметрів роль цих приладів знизилася і сьогодні працюють з ними дуже рідко.

## **2.2. Методика гравіметричних зйомок**

Розвідувальні гравіметричні зйомки поділяються на площинні та профільні (маршрутні). Площинною називається зйомка, при якій точки спостереження більш менш рівномірно розміщені на території вивчення.

Площинна зйомка дає можливість одержати більш повну картину розподілу аномалії сили тяжіння і є основною в гравірознавстві. За даними площинної зйомки складають *карту аномалій сили тяжіння* на всю площу дослідження.

*Профільна зйомка* полягає у проведенні спостережень по окремих ізольованих один від одного профілях (маршрутах). Цей вид досліджень дозволяє одержати тільки загальні уявлення про зміни аномального гравітаційного поля уздовж розвідувального профілю (маршруту). В результаті профільної зйомки складають *графіки аномалій сили тяжіння*.

**Виконання гравіметричних зйомок.** Всі гравіметричні зйомки на території прив'язують до загальнодержавної мережі основних гравіметричних пунктів «А» і першого класів. Значення сили тяжіння на цих пунктах безпосередньо прив'язані до основного маятникового пункту: – Полтава, який, у свою чергу, безпосередньо пов'язаний з міжнародним маятниковим пунктом в Потсдамі. При необхідності мережу основних гравіметричних пунктів згущують за рахунок створення опорних пунктів другого класу. Приблизна густина опорних пунктів другого класу складає 1 пункт на 3000-10 000 км<sup>2</sup> (відстань між точками 50-100 км). Точність визначення сили тяжіння на них повинна бути не менше  $\pm 0,2$  мГал.

Безпосередньо на площі робіт спостереження виконують на опорних і рядових пунктах. Мережу опорних пунктів створюють на початку польових робіт. Вона призначена для одержання пунктів, на яких з великою точністю визначені повні значення сили тяжіння. До опорних пунктів прив'язують спостереження на рядових пунктах. Польову опорну мережу прив'язують до опорних пунктів першого і другого класів (вони знаходяться на площі робіт або поблизу від неї) з відомими повними значеннями сили тяжіння. Точність визначення сили тяжіння на опорних пунктах повинна бути не менше ніж в 1,5-2 рази вищою за точність її визначення на рядових пунктах. Підвищення точності вимірювань забезпечується застосуванням високоточних гравіметрів або, що найчастіше, проведенням багаторазових спостережень.

Після створення опорної мережі проводять спостереження на рядових пунктах. Сукупність спостережень на декількох рядових пунктах складає

*рядовий рейс*. Спостереження в рядовому рейсі завжди повинні починатися і закінчуватися на опорних пунктах (на одному і тому самому або різних)

**Топографо-геодезичні роботи.** При виконанні польових робіт необхідно визначити географічні координати і перевищення відносно рівня моря кожної точки спостережень. Ці визначення і є змістом топографо-геодезичних робіт. Точність цих робіт повинна бути узгоджена з точністю визначення аномалій сили тяжіння. Так, при похибці в визначенні координат точки спостережень по широті 100 м і по висоті 1 м похибка в нормальному значенні сили тяжіння складає 0,08 мГал, в поправці Буге – 0,3 мГал. Тому при високоточних гравіметричних зйомках допуски на визначення координат і висот пунктів спостереження можуть складати, відповідно, одиниці метрів і одиниці сантиметрів.

**Особливості гравіметричних спостережень на морі.** Методика морських гравіметричних зйомок принципово не відрізняється від наземних зйомок. Прибережні мілководні ділянки моря (до 2-3 м) досліджують звичайними гравіметрами із спеціальними штативами (триногами). Шельф (глибина 200-300 м) вивчають за допомогою донних гравіметрів, які опускають на дно з борту судна, що під час вимірювань стоїть на якорі або дрейфує. Їх також можна встановлювати за допомогою гвинтокрила, що зависає у повітрі. При роботах у відкритому морі широко застосовують комплексні геофізичні дослідження, які проводяться з борту судна, що рухається, і які включають гравіметричну і магнітну зйомки, сейсмозвідку методом відбиття хвиль та ін.

При вимірюванні сили тяжіння в умовах безперервного руху судна необхідно достатньо точно визначити напрямок його руху і швидкість – ці дані використовують для розрахунку спеціальної поправки за ефект Етвеша (див. 1.3). Для визначення глибини моря використовують ехолоти.

### **2.3. Обробка матеріалів польових спостережень і зображення результатів**

По результатах польових спостережень з гравіметрами обчислюють приріст сили тяжіння між точками спостережень за (2.8). Потім їх

перераховують в повні значення сили тяжіння, скориставшись для цього відомими повними значеннями сили тяжіння на опорних пунктах. Далі в кожному пункті вираховують аномалію Буге згідно (1.20). Нормальне значення сили тяжіння враховують по модифікованій формулі Гельмерта (1.14). Аномалії Буге обчислюють з декількома значеннями щільності проміжного шару: 2,67 і 2,30 г/см<sup>3</sup>, при необхідності також з істинною (реальною) постійною або перемінною щільністю проміжного шару. При зйомках в районах з сильно пересіченим рельєфом (наприклад, передгірських районах) вводять поправки за вплив оточуючого рельєфу, які обчислюють користуючись топографічними картами аерофотозйомки в масштабах, що задовольняють задану точність зйомки, а при їх відсутності – дані інструментальних вимірювань (нівелювання, навколо пунктів спостережень. При високоточних гравіметричних зйомках вводять також поправки за місячно-сонячне тяжіння.

Головний критерій якості виконаної зйомки – середня квадратична похибка визначення аномалій сили тяжіння. Перетин ізоліній (ізоаномал) на картах аномалій сили тяжіння беруть не менше, ніж в 2 рази більшим за середню квадратичну похибку визначення аномалій сили тяжіння. Карта аномалій сили тяжіння є основним результативним документом площинної гравіметричної зйомки і використовується для наступної геологічної інтерпретації даних гравірозвідки. При профільних гравіметричних зйомках складають і використовують для інтерпретації графіки аномалій сили тяжіння.

### **Контрольні питання**

1. Які способи вимірювання сили тяжіння застосовують в гравірозвідці?
2. В чому полягає суть абсолютних визначень сили тяжіння?
3. В чому суть відносних визначень сили тяжіння? Наведіть приклади відносних визначень сили тяжіння.
4. В чому суть динамічних вимірювань сили тяжіння? Наведіть приклади динамічних вимірювань сили тяжіння.
5. В чому суть статичних вимірювань сили тяжіння? Наведіть приклади статичних вимірювань сили тяжіння.

6. Поясніть принцип вимірювання сили тяжіння кварцовим астизованим гравіметром.
7. Як визначають ціну ділення кварцового гравіметра?
8. Що таке зміщення нуля-пункту гравіметра?
9. Яка точність вимірювання сили тяжіння сучасними гравіметрами на суші, на морі, у повітрі?
10. Поясніть, чому коромисло варіометра чутливе до других похідних потенціалу сили тяжіння?
11. Перерахуйте види гравітаційних зйомок і дайте їх коротку характеристику.
12. Яке значення опірної сили гравіметрових пунктів?
13. В чому полягає обробка результатів польових спостережень з гравіметрами?



## РОЗДІЛ 3

### ОСНОВИ ІНТЕРПРЕТАЦІЇ ДАНИХ ГРАВІРОЗВІДКИ

#### 3.1. Обчислення гравітаційних ефектів (пряма задача)

У створенні гравітаційних ефектів які спостерігаються, бере участь не вся маса тіла, яке утворює аномалію, а його надлишкова маса:

$$M_{\text{надл.}} = (\sigma_2 - \sigma_1)\Omega, \quad (3.1)$$

Де  $\sigma_1$  і  $\sigma_2$  – щільність відповідно тіла, що створює аномалію, і середовища, яке його містить;  $\Omega$  – об'єм тіла, що створює аномалію.

Надлишкова щільність  $\sigma_{\text{надл.}} = \sigma_2 - \sigma_1$ , а, отже, надлишкові маси можуть бути позитивними (при  $\sigma_2 > \sigma_1$ ) або негативними (при  $\sigma_2 < \sigma_1$ ).

Як зазначалося раніше (п. 1.1), у створенні гравітаційних ефектів приймає участь тільки вертикальна складова сили тяжіння  $g_z$ . Тому можна обмежитися обчисленням тільки цієї складової, яка, у свою чергу, дорівнює вертикальній складовій сили тяжіння. Для рішення прямої задачі необхідно задати форму (об'єм), глибину залягання і надлишкову щільність ізолюваного тіла, що утворює аномалію.

**Обчислення гравітаційних ефектів від ізолюваних тіл найпростішої геометричної форми.** Рішення цієї задачі будемо розглядати на прикладі ізолюваної однорідної кулі з надлишковою масою  $M_{\text{надл.}}$ , об'ємом  $\Omega = 4/3 \pi R^3$  ( $R$  – радіус кулі). Початок координат помістимо в точку  $O$  – проекцію центру кулі на профіль  $x$ ; центр кулі розташуємо на осі  $z$  на глибині  $\xi$  (рис. 6). В довільній точці  $P$  на профілі  $x$  сила тяжіння  $F_n$  спрямована по  $\rho$  і згідно (1.2), поклавши в ній  $m_1 = M_{\text{надл.}}$  і  $m = 1$ , дорівнює

$$F_n = G M_{\text{надл.}} / \rho^2 = G 4 \pi R^3 \sigma_{\text{надл.}} / 3 (x^2 + \xi^2), \quad (3.2)$$

де

$$\rho = \sqrt{x^2 + \xi^2}.$$

Вертикальна компонента  $g_z = F_n \cos(\rho z)$  або  $g_z = F_n \xi / \rho$ . З урахуванням (3.2)

її можна виразити наступним чином:

$$g_z = G M_{\text{надл}} \xi / (x^2 + \xi^2)^{3/2}. \quad (3.3)$$

Графік  $g_z$  уздовж профілю  $x$  (для  $\sigma_{\text{надл.}} > 0$ ) наведений на рис. 6. Він має наступні особливості: в точці  $x = 0$   $g_z$  набирає максимального значення

$$g_{z \text{ max}} = G M_{\text{надл.}} / \xi^2. \quad (3.4)$$

При необмеженому зростанні  $x$  ( $x \rightarrow \pm\infty$ ) величина прямує до нуля. Якщо  $\sigma_{\text{надл.}} < 0$ , то аномалія  $g_z$  від'ємна і в цьому випадку графік (рис. 6) слід перевернути. Подібним чином обчислюються гравітаційні ефекти від інших тіл збурення правильної геометричної форми (циліндр, призма тощо).

**Обчислення гравітаційних ефектів від двомірних тіл складного перетину.** Гравітаційні ефекти від ізольованих тіл складної геометричної форми аналітично розрахувати значно важче. В подібних випадках можна скористатися наступним прийомом. Тіло складної геометричної форми слід замінити кінцевою сумою тіл простої форми (куль, циліндрів, призм тощо), які найбільш компактно заповняють його об'єм. Гравітаційний ефект від тіла складної форми дорівнює сумі ефектів від простих тіл, що заповнюють його об'єм. Розрахунки виконують за допомогою ЕОМ або графічним способом за допомогою спеціальних палеток.

Розглянемо як саме можна розрахувати гравітаційний ефект від двомірного тіла складного перетину. *Двомірним тілом* називають таку фігуру, в якій розміри по одній з осей на багато більші за її розміри по двох інших осях. Показано, що двомірні тіла створюють такі ж гравітаційні ефекти, що і вертикальні перетини цих тіл.

Найпростішою графічною палеткою для обчислення гравітаційних ефектів від двомірних тіл є *палетка*.

Вона являє собою сімейство променів, які виходять з однієї точки 0 (полюса палетки) через рівні кути  $\Delta\varphi$ , і горизонтальні лінії, проведені через рівні відстані  $\Delta\xi$ . Перетин променів і горизонтальних ліній утворюють елементарні трапеції. Вони хоча і мають різні площі, але створюють, як це можна довести, в смузі палетки однакове тяжіння:

$$\Delta g_z = 2 G \sigma_{\text{надл.}} \Delta\xi \Delta\varphi = c. \quad (3.5)$$

Яке називається *ціною ділення палетки*. Обчислення за допомогою палетки Гамбурцева виконують наступним чином (рис. 7, б). Поліус палетки поєднують з однією із точок спостереження, а її горизонтальну вісь – з профілем спостереження  $x$ . Підраховують число  $N$  елементарних трапецій, розташованих в межах контуру тіла, яке утворює аномалію, і множать його на ціну ділення палетки. При розрахунку палетки Гамбурцева як правило прийнято  $\sigma_{\text{надл.}} = 1 \text{ г/см}^3$  і  $c = 0,1 \text{ мГал}$ . При надлишковій щільності тіла  $\sigma_{\text{надл.}}$ , яке утворює аномалію, в масштабі, в якому воно зображено,  $M_g$  і масштабі палетки  $M_p$  формула (3.5) набуває вигляду:

$$g_z = 0,1 \sigma_{\text{надл.}} N M_n / M_p, \text{ мГал.} \quad (3.6)$$

Послідовно поєднуючи поліус палетки з однією із точок спостереження, обраховують силу тяжіння по всьому профілю. Розрахунковий графік  $g_z$ , одержаний з використанням палетки Гамбурцева, зображено на рис. 7, б (крива 1).

### 3.2. Поділ (трансформації) поля гравітаційних аномалій

Вище були розглянуті гравітаційні ефекти, створені ізольованими тілами, тобто коли ці ефекти не ускладнені тяжінням інших тіл. Реальне поле аномалій сили тяжіння сумарне, тобто воно створюється тяжінням багатьох тіл, які знаходяться на різних глибинах. Тому при інтерпретації гравітаційних аномалій, які спостерігаємо, зазвичай першою задачею стає розділ сумарного поля на окремі його складові. Розділення поля, що спостерігається, на окремі його складові називається *трансформацією* гравітаційного поля. В результаті трансформації поля, що спостерігається, розділяють на дві частини: на аномалії від окремих ізольованих геологічних тіл, які називаються *локальними (залишковими) аномаліями*, і аномалії, зумовлені значними особливостями геологічного розрізу, які називають *регіональними аномаліями*. Всі види трансформацій умовно можна поділити на три основних класи: опосередкування поля, що спостерігається; аналітичне продовження поля, що спостерігається, на нові рівні; переобчислення поля аномалій сили тяжіння, що

спостерігається, в поле вищих (других і більш високого порядку) похідних потенціалу сили тяжіння.

**Опосередкування поля, що спостерігається.** В тому випадку, коли контури ізоаномалій на карті спостереження аномалій на деякій відстані від локальних ускладнень стають достатньо правильними, є можливість побудувати карту регіонального фону простої інтерполяцією проміжків між не викривленими ділянками ізоаномалій прямими лініями (рис. 8). Віднімаючи із аномалій що спостерігаються, регіональний фон, одержуємо остаточну (локальну) аномалію, зображену на рис. 8 замкненими ізолініями. Найкращі результати можна одержати якщо для побудови регіонального фону скористатися графіками аномалій по профілям, викресленими навхрест простирання ізоаномалій початкової.

В більш складних випадках будови поля його опосередковують по площі (рис. 8, в). Середнє значення аномалії в центрі кола дорівнює:

$$\Delta g_{\text{середнє}} = (\Delta g_1 + \Delta g_2 + \dots + \Delta g_n) / n. \quad (3.7)$$

Залишкова аномалія в центрі кола:

$$\Delta g_{\text{залиш}} = \Delta g_B - \Delta g_{\text{середнє}} \quad (3.8)$$

По результатах перетворень способом опосередкування будують карти регіонального фону і залишкових аномалій.

Головна складність при використанні цього способу полягає у виборі вірного радіуса опосередкування поля: він повинен бути достатньо великим, щоб на карті регіонального фону було виключено вплив локальних аномалій, але не настільки великий, щоб при цьому відбулося опосередкування аномалій, викликаних розташованими на близьких горизонтальних відстанях один від одного джерелами.

**Аналітичне продовження поля, що спостерігається, на нові рівні.** Гравітаційне поле, виміряне на поверхні Землі, аналітично перераховують на нову площину, опущену на деяку глибину відносно земної поверхні, або на площину, підняту на деяку висоту відносно неї.

Із зміною відстані від джерел аномалій до поверхні спостереження інтенсивність аномалій змінюється по різному в залежності від глибини і

розмірів збурюючих мас. Із збільшенням відстані (при перерахунку поля на площину вище земної поверхні) аномалії від неглибоких і невеликих за розмірами мас зменшуються сильніше, ніж від глибоких і протяжних мас. В результаті краще виділяються великі (регіональні) аномалії й послаблюються невеликі за площею (локальні) аномалії подібно до того, якщо дивитися на Землю з великої висоти, то око добре розрізняє великі елементи рельєфу, тоді як його дрібні деталі як би нівелюються, зливаючись із загальним фоном. Якщо ж зменшити відстань (перерахунок поля на площину нижче земної поверхні), то, навпаки, локальні аномалії зростають швидше за регіональні, і в результаті локальні аномалії виділяються в загальному гравітаційному полі більш рельєфно. Подібне перетворення гравітаційного поля можна порівняти з результатами дії короткофокусної лінзи, яка дає чітке зображення близько розташованих предметів, тоді як віддалені предмети виявляються не в фокусі і їх зображення стає розпливчастим, нечітким.

**Переобчислення поля аномалій сили тяжіння, яке спостерігається, в поле вищих похідних потенціалу сили тяжіння.** Коли густота і точність зйомки достатньо високі, хороші результати при виділенні аномалій від невеликих за розмірами і мас, які залягають не глибоко, може дати перерахунок поля аномалій тяжіння в поле других і більш високого порядку похідних потенціалу сили тяжіння. Оскільки вищі похідні потенціалу сили тяжіння убивають значно швидше, ніж його перші похідні, то в поле градієнтів сили тяжіння гравітаційні ефекти від дрібних і мас, які залягають неглибоко, проявляються значно яскравіше, ніж в полі аномалій сили тяжіння, що спостерігаються.

### **3.3. Знаходження елементів залягання аномалоутворюючих тіл (зворотна задача)**

**Неоднозначність рішення зворотної задачі.** Рішення зворотної задачі гравірозвідки неоднозначне. Це означає, що є нескінченне число можливого розподілу надлишкових мас, які можуть створювати однакову аномалію. Однак на практиці багато з цього розподілу неможливі або маловірогідні, оскільки для

них знадобилися б значення щільності, які б виходили за межі допустимих їх значень в реальних гірських породах, або б це призводило до недопустимої геологічної обстановки розподілу аномалоутворюючих мас.

Тому, коли ми вирахували глибину джерела гравітаційної аномалії, то завжди слід мати на увазі, що джерело цієї аномалії може знаходитися ближче до поверхні і мати другий розподіл надлишкових мас.

**Знаходження елементів залягання за аномаліями від надлишкових мас найпростішої форми.** Принцип рішення цієї задачі, так як і раніше прямої задачі, розглянемо на прикладі однорідної кулі. Тяжіння, яке створює однорідна куля з надлишковою масою  $M_{\text{надл.}}$ , центр якої розташований на глибині  $\xi$  на профілі спостережень  $x$  визначається виразом (3.3). Для вирішення зворотної задачі необхідно, користуючись графіком аномалій, що спостерігається, (рис. б), вскласти систему з двох рівнянь. Перше рівняння одержимо, користуючись значенням тяжіння в точці  $x = 0$ :

$$g_{z\text{max}} = GM_{\text{надл.}} / \xi^2. \quad (3.9)$$

При складанні другого рівняння зручно скористатися значенням тяжіння в точці з координатою  $x_{1/2}$ , в якій  $g_z = g_{z\text{max}} / 2$ . Із (3.8) одержуємо:

$$g_{z\text{max}} / 2 = GM_{\text{надл.}} \xi / (x_{1/2}^2 + \xi^2)^{3/2}. \quad (3.10)$$

Після спільного рішення (3.9) і (3.10), знайдемо глибину центру кулі:

$$GM_{\text{надл.}} / 2 \xi^2 = GM_{\text{надл.}} \xi / (x_{1/2}^2 + \xi^2)^{3/2},$$

звідки

$$(x_{1/2}^2 + \xi^2)^{3/2} = 2 \xi^3, \text{ тобто } \xi \approx 1,305 x_{1/2}. \quad (3.11)$$

Після підстановки (3.11) в (3.9) вираховуємо величину надлишкової маси кулі (в тонах):

$$N_{\text{надл.}} = g_{z\text{max}} \xi^2 / G = g_{z\text{max}} (1,305 x_{1/2})^2 / G \approx 260 g_{z\text{max}} x_{1/2}^2.$$

Щоб визначити радіус кулі, треба знати надлишкову щільність. Вираз для радіуса кулі  $R$  і глибини залягання найвищої до поверхні спостереження точки кулі  $h$  знайдемо за формулою:

$$M_{\text{надл.}} = \frac{4}{3} \pi R^3 \sigma_{\text{надл.}}$$

звідки

$$R = \sqrt{3M_{\text{надл.}} / 4\pi\sigma_{\text{надл.}}} \quad (3.12)$$

$$h = \xi - R. \quad (3.13)$$

**Рішення зворотної задачі способом підбору.** У випадку тіл неправильної геометричної форми зворотну задачу можна вирішити способом підбору. Спираючись на геологічні передположення і спираючись на дані інших геофізичних методів, задаються формою, а також надлишковою щільністю аномалеутворюючі тіла і обчислюють створений ними гравітаційний ефект (тобто вирішують пряму задачу). Потім розрахунковий графік аномалій сили тяжіння порівнюють із експериментальним. Якщо спостерігаються відхилення точок на графіках, то вводять відповідні поправки в глибину і геометрію тіла збурення і знову вираховують гравітаційний ефект, який воно створює. Після цього знову порівнюють графіки і т.д. Глибина залягання і форма вертикального перетину тіла збурення вважаються знайденими, якщо розрахований і спостережений графіки аномалій співпадають найкращим чином.

Для рішення зворотної задачі способом підбору у випадку двомірних тіл можна скористатися палеткою Гамбурцева (див. 3.1). На рис. 7, б показано один із варіантів контуру тіла збурення, розрахунковий і спостережений графіки аномалій сили тяжіння. Неспівпадання розрахункового і спостереженого графіків  $g_z$  свідчить про необхідність корекції контуру тіла збурення. Зазвичай після двох-трьох корекцій контур вдається підібрати таким, щоб спостережений і розрахунковий графіки достатньо добре співпадали. Очевидно, успіх рішення зворотної задачі способом підбору насамперед залежить від надійності тих апріорних даних про форму і розміри очікуваних геологічних структур, які були використані для вибору гравіметричної моделі геологічного розрізу, а також від того, наскільки достовірними виявилися значення взятої надлишкової щільності.

**Автоматизована обробка і інтерпретація даних гравірозвідки.** Для автоматизованої обробки даних гравірозвідки на ЕВМ використовують спеціалізовані пакети програм. Пакет програм включає до себе допоміжні програми, а також програми обробки й інтерпретації. Допоміжні програми

включають до себе запис даних гравіметричної і використаної при інтерпретації геологічної інформації, пошук і уведення даних інформації, яка зберігається, обмін між програмами та ін. Геофізичні програми оброблення призначені для обчислення аномалій сили тяжіння, редукування значень аномалій сили тяжіння на розрахункову поверхню та ін. Основна частина геофізичних програм призначена для вирішення прямих і зворотних задач гравірозвідки: прямої і зворотних задач для заданих гравіметричних моделей, різні способи трансформації гравітаційного поля (опосередкування поля, перерахунок поля у верхній і нижній напівпростір, обчислення вищих похідних потенціалу сили тяжіння та ін.). Інтерпретаційні програми включають до себе встановлення зв'язків аномалій сили тяжіння з параметрами геологічного розрізу тощо.

Набір програм обробки та інтерпретації, які використовуються в гравірозвідці, весь час поповнюється.

### **3.4. Застосування гравірозвідки при вирішення розвідувальних задач**

**Класифікація розвідувальних гравіметричних зйомок. Розв'язувані геологорозвідувальні задачі.** В залежності від характеру поставлених задач гравіметричні зйомки поділяються на регіональні, пошукові та детальні.

Як регіональний геофізичний метод гравірозвідка дає можливість вирішувати наступні геологічні задачі: тектонічне і літолого-петрографічне районування великих геологічних регіонів; виявлення в них потужних товщ осадових відкладень; виявлення глибинних розломів в земній корі та ін. Розподіл аномалій сили тяжіння Буге на поверхні Землі в цілому підпорядковано певним закономірностям. Найбільш позитивні значення аномалій до +400 мГал спостерігаються на ділянках з найменшою потужністю земної кори, в межах яких породи верхньої мантії залягають найбільш близько до поверхні. На ділянках, де щільні породи верхньої мантії занурені на велику глибину аномалії сили тяжіння мають найбільші від'ємні значення – до -400 мГал. Це так звані геосинклінальні області. В платформених областях, де



середня потужність земної кори складає 30-40 км, аномалії коливаються в межах  $\pm 100$  мГал.

З урахуванням наведених вище відомостей про розподіл аномалій Буге обширні території за даними гравірозвідки можна поділити на поатформенні і геосинклінальні області. Всередині окремої області можуть спостерігатися ускладнення гравітаційного поля (регіональні аномалії), які зумовлені неоднорідностями всередині земної кори. Регіональні аномалії гравітаційного поля пов'язані, як правило, із великими підняттями і прогинами в земній корі, а також з петрографічно неоднорідними великими блоками порід кристалічного фундаменту.

При сприятливих умовах в гравітаційному полі знаходять відображення локальні геологічні структури: соляні куполи, антиклінальні складки, рифи, тектонічні порушення тощо, які мають великий інтерес для пошуку родовищ корисних копалин і, насамперед, нафти і газу. Антиклінальні структури осадового чохла впевнено відображаються в гравітаційному полі, яке спостерігають, тільки у тих випадках, коли вони достатньо великі і складені породами, щільність яких значно відрізняється від щільності пород вміщення. В залежності від розрізу по щільності антиклінальним складкам можуть відповідати як локальні максимуми (при позитивній надлишковій щільності), так і локальні мінімуми (якщо надлишкова щільність негативна). Пологі антиклінальні складки створюють слабкі гравітаційні ефекти і виділення від них аномалій можливе тільки, якщо забезпечена гранично висока точність зйомки. В гравітаційному полі у вигляді зон великих горизонтальних градієнтів поля (гравітаційні ступені) проявляються великі тектонічні порушення (устпи, розломи тощо).

Аномалії, що пов'язані із покладами нафти і газу, виділяють, в основному, по матеріалах високоточних гравіметричних зйомок, оскільки гравітаційні ефекти, зумовлені нафтогазовими покладами, незначні і зазвичай навіть при порівняно великих покладах вони не перевищують перші десяти частки мілігалу. У зв'язку з цим для прямих пошуків використовують карти аномалій сили тяжіння, які мають точність не нижче  $\pm(0,05-0,1)$  мГал. Для

підсилення гравітаційних ефектів від нафтогазових покладів застосовують спеціальну методику обробки карти аномалій сили тяжіння, що спостерігається, яка передбачає виняток впливу на результати факторів спотворення: структурного, щільнісної неоднорідності верхньої частини розрізу і т.д. Знаходить застосування перерахунок спостережень аномалій у другі і більш високі порядки вертикальні похідні сили тяжіння. Як показують розрахунки на моделях, на графіках других вертикальних похідних сили тяжіння нафтогазові поклади проявляються приклади опробування відносних мінімумів. Одержано позитивні приклади опробування цього способу і на відомих родовищах нафти і газу. Однак необхідно підкреслити, що найбільш надійні дані можна одержати тільки в результаті комплексної інтерпретації всіх наявних даних польових геофізичних методів, особливо сейсмозвідки та ГДС ГДС.

### **Контрольні питання**

1. Які саме відомості необхідно мати при обрахуванні гравітаційних ефектів (рішення прямих задач)? Розгляньте рішення прямої задачі на прикладі кулі.
2. Як влаштована палетка Гамбурцева? Розгляньте рішення прямої задачі за допомогою палетки Гамбурцева для двомірного тіла складного перетину.
3. З якою метою виконують трансформації гравітаційних аномалій? Перерахуйте основні способи трансформації і поясніть їх суть.
4. Які способи трансформації гравітаційного поля застосовують для виділення аномалій від неглибоко залягаючі тіл?
5. Які способи трансформації гравітаційного поля застосовують для ослаблення впливу аномалій від неглибоко залягаючі мас?
6. Поясніть причину неоднозначності рішення зворотної задачі гравірозвідки.
7. Розгляньте рішення зворотної задачі гравірозвідки на прикладі кулі.
8. Поясніть принцип рішення зворотної задачі гравірозвідки способом підбору. Розгляньте рішення зворотної задачі способом підбору за допомогою палетки Гамбурцева.

## РОЗДІЛ 2

### МАГНІТОРОЗВІДКА

**Магнітна розвідка**, або як її скорочено називають, магніторозвідка, – найдавніший польовий геофізичний метод, при якому за допомогою спеціальних вимірювань виявляють збурення (аномалії) магнітного поля Землі, які виникають через неоднорідну намагніченість різних гірських порід.

Магніторозвідка має багато спільних рис з гравірозовідкою: як в магніторозвідці, так і в гравірозовідці вивчають аномалії природніх полів, зумовлених відмінністю фізичних властивостей порід. Обидва методи застосовують головним чином при регіональних геофізичних дослідженнях; багато спільного в них є в методиці польових робіт і інтерпретації одержаних матеріалів.

В той же час магніторозвідка – більш складний порівняно з гравірозовідкою метод. Головна причина полягає в тому, що намагніченість гірських порід, якою визначаються магнітні аномалії, величина векторна, в той час як аномалії сили тяжіння залежать від скалярної величини – надшишкової щільності.

## РОЗДІЛ 4

### ФІЗИЧНІ І ГЕОЛОГІЧНІ ОСНОВИ МАГНІТОРОЗВІДКИ

#### 4.1. Сили магнітної взаємодії. Напруженість магнітного поля

Магнітне поле можна вивчати, використовуючи закони електромагнетизму або розглядаючи магнітні аномалії як результат взаємодії «магнітних мас». У другому випадку вдається виявити більше подібностей між магніторозвідкою і гравірозвідкою, тому йому і віддають перевагу.

В загальному випадку магнітне поле Землі доволі швидко змінюється з плином часу. Фізичне поле, яке швидко змінюється в часі, називається нестационарним. В магніторозвідці вимірюють частину геомагнітного поля, яке повільно змінюється, яке розглядається як постійне поле.

Спочатку зупинимося на деяких характеристиках магнетизму, які нам знадобляться в подальшому.

**Магнітні полюси (маси).** Відомо, що будь-який магніт має два полюси: один полюс умовно називають північним, інший – південним. Магнітні полюси існують тільки в парі. Їх можна розглядати як точки зосередження рівних за величиною і зворотних за знаком магнітних мас. На північному полюсі поміщається позитивна маса ( $+m$ ), на південному – негативна ( $-m$ ). Якщо магніт дуже довгий, то можна обмежитися розглядом дії тільки одного (найближчого) полюса (тобто одиночної магнітної маси).

**Магнітна сила.** Якщо дві точкові одиночні магнітні маси  $m_1$  і  $m_2$  знаходяться на відстані  $\rho$  одна від одної, то вони взаємодіють із силою, яка визначається законом Кулона:

$$F = m_1 m_2 / \mu \rho^2, \quad (4.1)$$

де  $\mu$  – магнітна проникність, яка характеризує магнітні властивості середовища, в якому знаходяться маси.

Закон Кулона, як можна зробити висновок при порівнянні виразів (4.1) та (1.1), є аналогом закону гравітаційного тяжіння Ньютона. Якщо маси різного знаку, то діє сила тяжіння, якщо одного знаку – сила відштовхування. Прийнято

вважати, що магнітна сила спрямована по прямій від негативної маси до позитивної.

**Напруженість магнітного поля** визначається як магнітна сила, яка діє на одиничну масу, що перебуває в полі:

$$T = m / \mu \rho^2. \quad (4.2)$$

Одиниця напруженості магнітного поля – ампер на метр, розмірність (А/м). В магніторозвідці раніше користувалися позасистемною одиницею напруженості поля, яка називається гама ( $\gamma$ ); 1 гама =  $79,6 \cdot 10^{-5}$  А/м.

**Магнітний момент.** Як зазначалося вище, магнітні маси існують тільки в парі. З цієї причини дію магніту слід розглядати з урахуванням обох полюсів. В якості характеристики, яка враховує обидва полюси, уведемо *магнітний момент магніту*. Для визначення магнітного моменту скористаємося поняттям магнітного диполя. *Магнітним диполем* називається система із двох різнополярних точкових мас (полюсів)  $m$ , які знаходяться одна від одної на відстані  $2dl$ , нескінченно малою порівняно із відстанню до точки, в якій магнітне поле, створене цим магнітом, можна виміряти. Магнітний момент диполю:

$$d\vec{M} = 2d\vec{l}m; \quad (4.3)$$

Він направлений уздовж лінії  $2dl$ , яка створює полюси, від південного (негативного) полюса до північного (позитивного).

Магнітний момент, створений об'ємним магнітом, дорівнює векторній сумі магнітних моментів елементарних диполів, які знаходяться в даному об'ємі:

$$\vec{M} = \sum d\vec{M}. \quad (4.4)$$

**Інтенсивність намагнічування.** Магнітні властивості тіл визначаються векторною величиною  $\vec{I}$ , яку називають інтенсивністю намагнічування (або скорочено намагніченістю). За своїм фізичним змістом намагнічуваність представляє магнітний момент, який припадає на одиницю об'єму:

$$\vec{I} = \sum d\vec{M} / \Omega, \quad (4.5)$$

де  $\Omega$  – об'єм тіла.

**Магнітна сприйнятливість.** Замість векторної величини намагнічування  $\vec{I}$  більш зручно користуватися скалярною величиною, яка зветься магнітною сприйнятливістю  $\chi$ , пов'язаною з намагнічуваністю співвідношенням:

$$\vec{I} = \chi \mu_0 \vec{T}, \quad (4.6)$$

де  $T$  – напруженість магнітного поля;  $\mu_0$  – магнітна постійна, що дорівнює:

$$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Гн/м}; ([\text{Гн}] = [B \cdot c/A]).$$

Магнітна сприйнятливість характеризує здатність матеріалів намагнічуватися під впливом магнітного поля.

Всі магнітні матеріали за магнітною сприйнятливістю  $\chi$  поділяються на три групи: діамагнітні, парамагнітні та феромагнітні. *Діамагнітні матеріали* мають негативну магнітну сприйнятливість ( $\chi < 0$ ), вони намагнічуються у напрямку, протилежному напрямку магнітного поля. Діамагнітними властивостями володіють азот, вода, сіль, благородні метали, а також кварц, ортоклаз, кальцит, барит та ін. *Парамагнітні матеріали* мають позитивну магнітну сприйнятливість ( $\chi > 0$ ); вони намагнічуються в тому ж напрямку, що і напрямок поля. До них відносяться кисень, лужні і лужно-земельні метали та ін. Магнітна сприйнятливість діамагнітних і парамагнітних матеріалів невелика ( $10^{-4} - 10^{-5}$  од.). *Феромагнітні матеріали* характеризуються позитивними і дуже високими значеннями магнітної сприйнятливості – до декількох сотень тисяч  $10^5$  од. До феромагнетиків відносяться такі важкі породоутворюючі мінерали, як магнетит, гематит та ін.

**Магнітна індукція.** Перебуваючи в магнітному полі, феромагнетик сам стає постійним магнітом і створює власне магнітне поле  $\vec{T}$ , яке пропорційне напруженості зовнішнього поля  $\vec{T}$ :

$$\vec{T} = \chi \mu_0 \vec{T}. \quad (4.7)$$

Сума зовнішнього (в якому знаходиться феромагнетик) і створеного самим феромагнетиком магнітних полів називається *магнітною індукцією* ( $\vec{B}$ ). Враховуючи вираз (4.7), магнітну індукцію можна виразити наступним чином:

$$\vec{B} = \vec{T} + \vec{T} = \mu_0 \vec{T} + \mu_0 \chi \vec{T} = \mu_0 (1 + \chi) \vec{T} = \mu_0 \mu_{\text{вільн}} \vec{T}. \quad (4.8)$$

Коефіцієнт пропорційності  $\mu_{відн} = 1 + \chi$  у виразі (4.8) називається відносною магнітною проникністю. Він характеризує зв'язок між магнітною індукцією і напруженістю зовнішнього магнітного поля у речовині. Для повітря  $\chi = 0$  і  $\mu_0 = 1, \mu = \mu_0 \mu_{відн} = \mu_0$ .

Одиницею магнітної індукції служить Тесла (Тл), її розмірність складає  $\text{кг}/(\text{с}^2 \cdot \text{А})$ . В магніторозвідці за одиницю береться *нанотесла* (нТл), яка дорівнює  $10^{-9}$  Тл.

**Магнітний потенціал.** В якості характеристики створеного магнітного поля зручно використовувати, як це було зроблено в гравіроздавці, деяку функцію, так званий магнітний потенціал  $U(x, y, z)$ . За аналогією з потенціалом гравітаційного тяжіння (1.11) потенціал, створений точковою магнітною масою, дорівнює

$$U = m / \mu \rho. \quad (4.9)$$

Потенціал, створений в точці  $P(x, y, z)$  елементарним диполем, вочевидь, дорівнює сумі потенціалів точкових мас (рис. 10):

$$dU = m / \rho_1 - m / \rho_2 = m(\rho_2 - \rho_1) / \rho_1 \rho_2 = dM \cos \Theta / \rho^2. \quad (4.10)$$

При обчисленні (4.10) прийнято  $\rho_2 \approx \rho_1; \rho_2 - \rho_1 = 2dl \cos \Theta; 2mdl = dM$ ;  $\mu$  тут і в подальшому опустимо.

Магнітний потенціал, створений об'ємним магнітом, дорівнює сумі потенціалів елементарних діполей, які містяться в ньому:

$$U = \sum (dM \cos \Theta / \rho^2). \quad (4.11)$$

Як бачимо із (4.11), магнітний потенціал на відміну від гравітаційного залежить не тільки від відстані до тіла збурення, а і від азимуту  $\theta$ , в якому він вимірюється.

Похідні  $\partial U / \partial x, \partial U / \partial y, \partial U / \partial z$  визначають проєкції на відповідні осі напруженості магнітного поля.

## 4.2. Магнітне поле Землі

**Елементи земного магнетизму.** В будь-якій точці на поверхні Землі вільно підвішена в просторі магнітна стрілка орієнтується у напрямку повного вектора напруженості магнітного поля. Повний вектор напруженості магнітного поля  $T$  можна розкласти (рис. 1) на вертикальну  $Z$  і горизонтальну  $H$  складові. Горизонтальна складова у свою чергу розкладається на дві складові –  $X$  і  $Y$ . Осі  $x$  і  $y$  направлені, відповідно, на географічні північ і схід.

Кут  $I$  між компонентами  $T$  і  $H$  називається кутом магнітного нахилу, а кут  $D$  між компонентами  $H$  і  $X$  – кутом магнітного схилу. Сім величин:  $T, Z, H, X, Y, I$  і  $D$  називаються елементами земного магнетизму. Вони взаємопов'язані між собою наступними співвідношеннями:

$$\begin{aligned} T &= \sqrt{Z^2 + H^2}; H = \sqrt{X^2 + Y^2}; \\ Z &= T \sin I; H = T \cos I; \\ X &= H \cos D; Y = H \sin D. \end{aligned} \quad (4.12)$$

Для вивчення просторового розподілу елементів геомагнітного поля було проведено їх вимірювання в різних точках на поверхні Землі. За виміряними значеннями були побудовані карти рівних значень елементів. Лінії рівних значень напруженості магнітного поля ( $T, Z$  або  $H$ ) називаються *ізодинамами*, лінії рівних значень кута магнітного схилу  $D$  – *ізогонами*, лінії рівних значень кута магнітного нахилу  $I$  – *ізоклінами*.

На карті є лінія нульових значень кута магнітного нахилу. Вона проходить через точки на поверхні Землі, в яких магнітна стрілка орієнтується в горизонтальній площині. Такі точки розташовані на так званому *магнітному екваторі*. Магнітний екватор не співпадає з географічним. Із зростанням широти кут магнітного нахилу зростає. У північній півкулі є точка, в якій північний (позитивний) кінець магнітної стрілки нахилений вертикально вниз (кут  $I = 90^0$ ). Ця точка називається *південним магнітним полюсом*. В південній півкулі розташована точка, в якій південний (негативний) кінець магнітної стрілки направлений вертикально вниз. Ця точка називається *північним магнітним полюсом*. Магнітні полюси з плином часу змінюють своє положення.



Повна напруженість геомагнітного поля зростає від магнітного екватора до полюсів від 33,3 до 55,6 А/м. Магнітне поле, яке спостерігається на поверхні Землі, продовжується далеко в навколосемний простір: на висоті близько 7000 км напруженість поля зменшується до 1/8 від значень поля на поверхні Землі.

**Зміна магнітного поля в часі.** Безперервна реєстрація елементів геомагнітного поля в магнітних обсерваторіях показує, що магнітне поле безперервно змінюється з плином часу. Зазвичай спостерігаються невеликі і досить правильні зміни поля протягом доби – *добові варіації*, які в окремі дні можуть досягати декількох  $10^{-2}$  А/м за напруженістю і декількох градусів по схилу. Магнітні бурі можуть тривати по декілька днів і часто супроводжуються порушенням радіозв'язку і полярними сьйвами. Крім того, існують повільні вікові варіації геомагнітного поля, які полягають в тому, що ізолінії напруженості поля ніби повільно зміщуються в західному напрямку. Величина таких зміщень складає близько  $0,18^{\circ}$  на рік за довготою, тобто ізолінії як би роблять повне обертання навколо Землі приблизно за 2000 років.

### 4.3. Аномалії геомагнітного поля

**Структура магнітного поля Землі.** Магнітне поле на поверхні Землі в першому наближенні буде аналогічним полю однорідної сфери диполя намагніченої по осі, яка складає з віссю обертання Землі кул  $11,5^{\circ}$ . Відхилення вимірних елементів геомагнітного поля від елементів поля намагніченої Землі у вигляді однорідної сфери називається *магнітними аномаліями*. По площі вони поділяються на світові (континентальні), регіональні та локальні. *Світові аномалії* мають розміри, прівнянні з площами континентів. Число світових аномалій однозначно не визначене: виділяють чотири, шість або навіть вісім. Одна з них – Східно-Азіатська – частково розташована в межах Росії на території Східного Сибіру. Вважають, що природа дипольного поля і поля світових аномалій одна і та сама. Тому поле світових магнітних аномалій включене до нормального магнітного поля Землі –  $T_n$ , яке, таким чином, являє собою суму дипольного поля  $T_0$  і поля світових аномалій  $T_{ca}$ :

$$T_n = T_0 + T_{ca}. \quad (4.13)$$

Оскільки величину світових аномалій в кожній точці на поверхні Землі розрахувати не можна, нормальне магнітне поле визначають експериментально. Для цього проводять вимірювання елементів геомагнітного поля по певній сітці (на території Росії прийнята сітка 20 x 20 км). Виміряні значення поля осереднюють таким чином, щоб вони прийняли форму плавних кривих. Строк дії карт встановлений 5-10 років, після цього строку їх перескладають.

**Магнітні аномалії.** Магнітну аномалію визначають як різницю між спостереженим (вимірним) значенням елемента геомагнітного поля і його нормальним значенням для даної місцевості. По результатах польових вимірювань обчислюють наступні магнітні аномалії:

- модуля повного вектора напруженості ( $\Delta T_a$ );
- вертикальної складової ( $\Delta Z_a$ );
- горизонтальної складової ( $\Delta H_a$ ):

$$\Delta T_a = T - T_a; \Delta Z_a = Z - Z_a; \Delta H_a = H - H_a. \quad (4.14)$$

При обчисленні магнітних аномалій в значення спостережень вводять поправки. Головна – поправка за варіації магнітного поля в часу, яку розраховують за матеріалами безперервного запису елементів геомагнітного поля на близько розташованих варіаційних магнітних станціях. При високоточних магнітних зйомках може виникати необхідність уведення поправок за перевищення точок спостереження відносно рівня моря. Однак методика визначення подібних поправок в магніторозвідці розроблена ще недостатньо.

### Контрольні питання

1. Назвіть основні характеристики магнітного поля. Як саме вони між собою пов'язані?
2. Дайте визначення магнітного потенціалу. Як він пов'язаний з напруженістю магнітного поля?
3. Покажіть графічно елементи геомагнітного поля. Які з них вимірюють в магніторозвідці?

4. Дайте визначення ізодинами ізогони, ізокліну, геомагнітного полюса та магнітного екватора.

5. В яких одиницях вимірюється напруженість геомагнітного поля? Що таке гама?

6. Як класифікуються зміни (варіації) геомагнітного поля? Яку роль вони відіграють в магніторозвідці?

7. Яка структура геомагнітного поля? Чим вона зумовлена?

8. Запишіть вираз для обчислення магнітних аномалій. Які поправки в них вводять?

## РОЗДІЛ 5

### АПАРАТУРА І МЕТОДИКА ПРОВЕДЕННЯ ПОЛЬОВИХ РОБІТ. ОСНОВИ ІНТЕРПРЕТАЦІЇ ДАНИХ

#### 5.1. Вимірювання елементів геомагнітного поля

Вимірювання елементів геомагнітного поля в магніторозвідці, як і вимірювання сили тяжіння в гравірозовідці, можна розділити на *абсолютні* й *відносні* (див. 2.1). Прилади для вимірювання елементів геомагнітного поля називаються *магнітометрами*. Розроблено різноманітні конструкції магнітометрів для наземних, морських та аеровимірювань. Для абсолютних визначень модуля повного вектора напруженості геомагнітного поля використовуються протонні (ядерні) і квантові оптичні магнітометри, а для відносних визначень вертикальної складової напруженості магнітного поля – оптико-механічні магнітометри.

Зауважимо, що в дійсності магнітометрами вимірюється не напруженість, а індукція магнітного поля і її одиницею являється нанотесла (нТл).

**Абсолютні визначення модуля повного вектора напруженості геомагнітного поля.** Всі наявні на сьогодні магнітометри для абсолютних визначень засновані на одному із квантових явищ – а саме на *ефекті Зеемана*. Суть цього ефекту полягає в наступному. Якщо на атоми подіяти зовнішнім магнітним полем, то їх енергетичні рівні розщепляються на підрівні з енергією  $E_1, E_2, \dots, E_N$ . Різниця енергій  $\Delta E$  між основним рівнем і підрівнями пропорційна напруженості прикладеного поля:

$$\Delta E = h\gamma T, \quad (5.1)$$

де  $\gamma$  - відношення магнітного моменту атома до його механічного моменту;  $h$  – постійна Планка.

Частота  $\omega$  переходів на підрівні залежить від напруженості магнітного поля і пов'язана з нею наступною формулою:

$$\omega = \Delta E / h = \gamma T. \quad (5.2)$$

Як бачимо із (5.2), вимірювання частоти квантових переходів можна використовувати для визначення напруженості геомагнітного поля.

Розглянемо принцип вимірювання модуля вектора  $T$  протонним (ядерним) магнітометром. В квантовій фізиці атомні ядра деяких елементів подаються як елементарні магнітні диполі, які володіють певним магнітним моментом. В магнітному полі диполі, в залежності від напрямку моменту, орієнтовані паралельно вектору напруженості поля або перпендикулярно до нього. Якщо прикласти більш сильне (в багато разів) вторинне магнітне поле, то магнітні диполі переорієнтуються. Після зняття вторинного поля магнітні диполі орієнтуються на початковий напрямок, здійснюючи обертання навколо вектора напруженості магнітного поля  $T$  з круговою частотою  $\omega$ , яка визначається формулою (5.2).

Обертання магнітних діполей навколо вектора напруженості подібно до обертання осі механічної дзиги і за аналогією з ним називається *прецесією*. Частота процесії, як випливає з (5.1), залежить тільки від величини вектора напруженості поля  $T$ . Її можна виміряти і потім перерахувати згідно (5.1) в абсолютні значення напруженості геомагнітного поля.

Найпростіше ядро, яке має прецесію, – ядро водню (протон). Протонний магнітометр складається із датчика, який перебуває в середині соленоїда, – посудина з робочою рідиною (гас). За допомогою соленоїда навколо посудини з рідиною створюється дуже сильне магнітне поле (до 8000 А/м); тривалість намагнічування рідини близько 2 с, після чого поле швидко виключається. Наведений магнітний момент прецесує з частотою  $\omega$  навколо вектора напруженості геомагнітного поля. В результаті в обмотках соленоїда виникає змінна напруга, частота якої дорівнює частоті прецесії. Ці напруги підсилюються і фільтруються від перешкод електронним підсилювачем з фільтрами 4. Для одержання точних марок часу є кварцовий генератор 5. Виміряні значення модуля напруженості поля  $T$  реєструються в цифровій формі на світловому екрані 7. В приладі знаходиться джерело живлення 2, перемикач живлення 3 і частотомір 6. Точність вимірювань порядку  $\pm 1$  нТл, тривалість одного вимірювання близько 3 с.

В квантовому оптичному магнітометрі чутливим елементом (датчиком) служить склянна колба, заповнена парами лужного металу (літію). Якщо через колбу, яка знаходиться в магнітному полі, що вимірюється, пропускати поляризоване світло, частота якого дорівнює частоті переходу від основного стану атома до його стану збудження, то відбувається розсіювання світла і при цьому момент кількості руху квантонів розсіювання світла передається атомам парів лужного металу, які таким чином оптично орієнтуються, тобто накопичуються на одному із енергетичних підрівнів – відбувається так звана оптична накачка атомів. Якщо в об'ємі колби датчика створити додаткове перемінне магнітне поле, частота якого дорівнює частоті квантового переходу на один із підрівнів, то населеність на ньому вирівнюється, тобто атоми повертаються в початковий стан. При цьому пари лужного металу, що наповнюють колбу, знову починають поглинати і розсіювати світло і т.д. Спостерігаючи світло, що проходить, його інтенсивність при різних частотах прикладеного магнітного поля, при різних частотах прикладеного магнітного поля, можна буде помітити різке зменшення його інтенсивності в момент резонансу. Вимірявши частоту резонансу, за (5.2) можна вирахувати абсолютне значення модуля повного вектора напруженості магнітного поля Землі.

Квантові оптичні магнітометри виявилися досить зручними для вимірювання геомагнітного поля під час переміщення і, зокрема, при магнітних аерозйомках. Користуючись двома варіантами кріплення магніточутливого блоку аеромагнітометра – жорстке (на виносних штангах) і буксируючи (на гнучкому кабелі). Результати вимірювань записуються на паперовій стрічці аналого-цифровим реєстратором і на магнітній стрічці цифрового касетного накопичувача.

**Відносні визначення вертикальної складової геомагнітного поля.** Принцип відносних вимірювань вертикальної складової геомагнітного поля розглянемо на прикладі наземного оптико-механічного магнітометра.

Магніточутливим елементом приладу є постійний магніт 3, закріплений на горизонтально натягнутій металевій нитці 2 до рами 1. На поверхні магніту

знаходиться освітлене джеркало 4 для спостереження за положенням магніту 3 через оптичний пристрій. В загальному випадку магніт відхиляють як вертикальна, так і горизонтальна складові геомагнітного поля. Вимірювання виконують компенсаційним способом за рахунок поля постійних магнітів. Плавна компенсація (в межах  $\pm 3000$  нТл) здійснюється поворотом навколо своєї осі магніту 6, який жорстко скріплений з лімбаом 7, на якому нанесена шкала 8. Для часткової компенсації сильних магнітних полів слугує діапазонний магніт 5. Індикатор повної компенсації поля – горизонтальне положення чутливого елемента 3, яке фіксується за співпаданням нанесеного на ньому індекса з нульовою рисочкою оптичного пристрою. При повній компенсації поля обертальний момент, створений горизонтальною складовою  $H$ , дорівнює нулю і, таким чином, магніт відхиляє тільки вертикальна складова  $Z$ .

Приріст вертикальної складової  $\Delta Z$  між двома пунктами спостережень

$$\Delta Z = c(n_2 - n_1),$$

де  $n_1$  і  $n_2$  – відліки по шкалі лімба плавної компенсації відповідно в першому і другому пунктах;  $c$  – ціна поділу шкали приладу.

Точність вимірювань наземним  $Z$ -магнітометром складає  $\pm 3$  нТл.

## **5.2. Розвідувальні наземні, аеромагнітні та морські магнітні зйомки**

**Виконання магнітних зйомок.** Методика наземних магнітних зйомок багато в чому подібна до гравіметрової зйомки (див. 2.2). Нерідко одну і ту ж мережу спостережень використовують для одночасного вимірювання гравітаційного і магнітного полів. Польовим вимірюванням магнітного поля передують розбивка мережі опірних і рядових пунктів. Для контролю показань кожного магнітометра до початку і після закінчення робочого дня намічаються контрольні точки (КТ). Поправки за зміщення нуль-пункта магнітометра вводять по графіках, які побудовані аналогічно графікам зміщення нуль-пункта гравіметра (див. 2.1). Методика спостережень на опорних і рядових пунктах

нічим на відрізняється від аналогічних спостережень при гравіметричних зйомках.

При аеромагнітних зйомках висота польоту, відстань між маршрутами і масштаб аеромагнітних зйомок взаємно пов'язані. Наприклад, великомасштабні аеромагнітні зйомки недоцільно вести на великій висоті, оскільки магнітні аномалії від невеликих за розмірами магнітних тіл, які нас цікавлять, буде мати дуже малу інтенсивність і практично зіллється з регіональним фоном аномального магнітного поля. При вивченні великих тектонічних елементів земної кори, навпаки, більш доцільно аеромагнітну зйомку проводити на великій висоті, так як в цьому випадку вплив локальних аномалій від невеликих за розмірами і неглибоко залягаючи магнітних тіл виявиться незначним.

При виконанні аеромагнітних зйомок особливі вимоги пред'являються до вибору висоти (безпечної) польоту: якщо рельєф спокійний, то зйомку проводять на постійній висоті (вздовж горизонтальної прямої), а при сильно пересіченому рельєфі – з обтіканням рельєфу (підтримують постійною висоту польоту відносно фізичної поверхні Землі).

Вимірювання геомагнітного поля при морських магнітних зйомках виконують в умовах руху судна. Найбільш часто застосовують квантові магнітометри, які дають змогу вимірювати модуль  $T$  практично безперервно в процесі руху судна. Для зменшення погрішностей вимірювань, викликаних магнітним полем судна, чутливі елементи магнітометрів поміщають в спеціальний стабілізуючий пристрій, який буксується за допомогою троса на відстані двох-трьох довжин судна.

Значні труднощі викликає врахування магнітних варіацій, оскільки випадки, коли площа морських робіт розташована поблизу від магнітних обсерваторій, вкрай рідкісна. Для виділення постійної складової магнітного поля, що вимірюється, використовують спеціальні фільтри, але при цьому не вдається відфільтрувати добові варіації магнітного поля. Друга специфічна особливість морської магнітної зйомки – необхідність врахування варіацій, викликаних морськими хвилями: при рухові морської хвилі в земному



магнітному полі в ній індукуються електричні струми, які створюють істотні електромагнітні ефекти. Методика врахування таких варіацій ще не розроблена.

**Обробка і зображення результатів магнітних зйомок.** За даними магнітних зйомок в кожному пункті спостережень вираховують магнітну аномалію. Для цього крім вимірених значень модуля повного вектора напруженості  $T$  або вертикальної складової  $Z$  необхідно мати значення цих же елементів нормального геомагнітного поля. Нормальні значення геомагнітного поля визначають по картах нормального геомагнітного поля або експериментально. При наземних зйомках, які охоплюють невеликі площі, часто в якості нормального поля беруть його середнє значення на всій площі робіт. При аеромагнітних і морських зйомках, які охоплюють великі території, обмежитися постійним значенням нормального поля по всій площі робіт неможливо, тому користуються картами нормального поля, а при необхідності визначають нормальне поле по результатах вимірювань модуля повного вектора напруженості поля на контрольних і опорних маршрутах.

В значення  $T$  або  $Z$ , одержані під час спостереження, уводять поправки за варіації магнітного поля за часом і температурою. По результатах складають графіки і карти магнітних аномалій, які використовують для встановлення закономірностей їх зв'язку з особливостями глибинної побудови.

### **5.3. Принципи рішення прямої і зворотної задачі магніторозвідки**

Інтерпретацію даних магніторозвідки зазвичай проводять по графіках і картах аномалій вертикальної складової  $Z_a$ . В окремих випадках залучають також аномалії горизонтальної складової  $H_a$ . Аномалії модуля повного вектора напруженості  $T_a$  безпосередньо інтерпретувати важко, оскільки зазвичай напрямок вектора  $T$  невідомий. Тому аномалії  $T_a$  попередньо перераховують в аномалії  $Z_a$ . Перерахунок не потрібен, якщо зйомки виконані в високих широтах, де кут нахилу вектора  $T$  достатньо великий.

Інтерпретація даних магніторозвідки полягає в вирішенні прямої і зворотної задачі та геологічному тлумаченні одержаних результатів.

**Рішення прямої задачі магніторозвідки.** Пряма задача магніторозвідки полягає в обчисленні магнітних аномалій, коли задані форма, глибина залягання та магнітні властивості тіл збурення. При цьому приймають, що породи, що містять магнітне тіло, немагнітні, тобто  $\chi = 0$  і  $\mu = \mu_0$  (далі опустимо). Якщо тіла магніто збурення об'ємні, то необхідно задати напрямок вектора намагнічування.

Принципи рішення прямої задачі магніторозвідки будемо розглядати на прикладі найпростішого випадку – ізольованого полюса. Будемо вважати, що другий полюс довгого тонкого стрижня залягає настільки глибоко, що його впливом на величину магнітного поля в точці спостережень можна знехтувати. Таким чином, ми дійшли до поняття ізольованого магнітного полюса.

Початок координат помістимо в точку 0; осі  $x$  і  $z$  направимо, як це показано на рис. 14; негативний полюс ( $-m$ ) помістимо на осі  $z$  на глибині  $\xi$ . Як бачимо із (4.2), напруженість поля, створеного одиночним полюсом в довільній точці  $P$  профілю  $x$ :

$$T = m / \rho^2 = m / (x^2 + \xi^2), \quad (5.3)$$

де  $\rho = \sqrt{x^2 + \xi^2}$ ;  $\xi$  – глибина залягання полюса.

Вектор  $T$  спрямований в бік точки  $P$ . Із рис. 14 випливає, що вертикальна складова

$$Z = T \cos(\rho z) = m \xi / \rho^3 = m \xi / (x^2 + \xi^2)^{3/2}; \quad (5.4)$$

горизонтальна складова

$$H = T \sin(\rho x) = m x / \rho^3 = m x / (x^2 + \xi^2)^{3/2}; \quad (5.5)$$

де  $\cos(\rho z) = \xi / \rho$ ;  $\sin(\rho x) = x / \rho$ .

Якщо обчислюється поле позитивного полюса, то вектор  $T$  буде спрямований із точки  $P$  в сторону полюса, отже, перед виразами (5.4) і (5.5) необхідно поставити знак «мінус».

Графіки  $Z$  і  $H$  складових магнітного поля негативного полюса показані на рис. 14. Максимальне значення  $Z_{\max}$  буде в точці  $x = 0$ :

$$Z_{\max} = m / \xi^2. \quad (5.6)$$

Коли  $x \rightarrow \pm\infty, z \rightarrow 0$ , причому завжди із сторони позитивних значень, оскільки в (5.4)  $x$  знаходиться тільки в парному ступені.

Графік  $H$  істотно відрізняється від графіка  $Z$ . На початку координат ( $x=0$ ) і  $H = 0$ . При  $x \rightarrow \pm\infty, H \rightarrow 0$ , причому для позитивних значень  $x$  – із сторони негативних значень  $H$ . Між нульовими значеннями  $H$  знаходяться екстремальні значення точок графіка, координати яких можна визначити, взявши похідну  $\partial H / \partial x$  і прирівнявши її до нуля. Обчислення показують, що абсцесами екстремальних точок графіка  $H$  являються:

$$x_e \approx \pm 0,7 \xi. \quad (5.7)$$

В точці  $x \approx \pm 0,7 \xi$ .  $H$  набуває максимального значення:

$$H_{\max} = 0,7 m \xi / (1,49 \xi^2)^{3/2} \approx 0,38 m / \xi^2. \quad (5.8)$$

Співвідношення  $H_{\max} / Z_{\max} = 0,38$ . Максимальне значення  $H$  знаходиться в точці  $x = -0,7 \xi$  і дорівнює  $H_{\min} = -0,38 m / \xi^2$ .

При обчисленні магнітних ефектів, які створюються об'ємними магнітами, крім форми і глибини залягання тіла необхідно задавати величину і напрямок намагнічуваності  $\vec{I}$ .

**Рішення зворотної задачі магніторозвідки.** Рішення зворотної задачі магніторозвідки багато в чому подібне до рішення аналогічної задачі в гравіроздавці, але в цілому виявляється більш складним через цілий ряд причин. По-перше, магнітна сприйнятливість гірських порід змінюється в великих межах на відміну від щільності. По-друге, завжди існує деяка невизначеність у напрямку намагнічуваності гірських порід, яка не обов'язково повинна співпадати із напрямом сучасного геомагнітного поля. І, на кінець, дипольна природа магнітів створює додаткові складності у вирішенні зворотної задачі.

Зворотну задачу за графіком  $Z$  поля ізольованого магнітного полюса можна, як і в гравіроздавці, вирішити способом «напівмаксимумів». Порівнявши (5.4) з (3.3) можна помітити, що вони відрізняються тільки коефіцієнтами і, отже, можна скористатися одержаними раніше рішеннями (3.11). При цьому глибина залягання полюса

$$\xi = 1,305 x_{1/2}, \quad (5.9)$$

Маса полюса

$$m = Z_{\max} \xi^2 \approx 1,7 Z_{\max} x_{1/2}^2. \quad (5.10)$$

Якщо зворотню задачу вирішують за рафіком  $H$ , то можна скористатися абсцисами екстремальних точок графіка. Згідно (5.7), глибина залягання полюса

$$\xi \approx 1,4 x_e. \quad (5.11)$$

Із (5.8) випливає, що маса полюса

$$m = H_{\max} \xi^2 / 0,38 \approx 5,2 H_{\max} x_e^2. \quad (5.12)$$

Зупинимося ще на одному важливому графічному способі визначення глибини залягання магнітозбурюючих мас, який одержав назву способа дотичних. На графіку аномалій вертикальної складової  $Z$ , одержаної навхрест простирання пласта, приводять дотичні (рис. 15) в точці максимального значення, в двох точках мінімальних значень і в двох точках перегину. Глибину вираховують за формулою:

$$\xi = \frac{1}{4} [(x_m - x_0) + (x'_m - x'_0)] \quad (5.13)$$

де  $x_m, x_0$  і  $x'_m, x'_0$  – абсциси точок перетину проведених дотичних.

Радянський геофізик В. К. П'ятницький показав, що вираз (5.13) приблизно вірний для визначення глибини верхнього краю вертикального нескінченного пласта, намагніченого вертикально.

#### **5.4. Геологорозвідувальні задачі, які вирішуються магніторозвідкою**

Магніторозвідку в комплексі з іншими геофізичними методами – гравірозвідкою, електророзвідкою (магніто-телуричними методами) і

сейсморозвідкою (глибинним сейсмічним зондуванням) – застосовують при регіональних геофізичних дослідженнях. Основні геологічні задачі, які вирішуються при регіональних магніто розвідувальних дослідженнях, – вивчення простягання великих структурних елементів земної кори і виявлення в ній глибинних розломів, визначення глибини залягання і петрографічного складу порід кристалічного фундаменту тощо. Регіональні магнітні дослідження проводять у вигляді аеромагнітних і морських зйомок.

Детальні магніто розвідувальні роботи виконують переважно у вигляді наземних зйомок. За допомогою наземної магніторозвідки виявляють і оконтурюють рудоносні інтрузії, вивчають умови залягання рудоносних жил, контактів порід з різним петрографічним складом і т.п. По результатах високо детальних магнітних зйомок при сприятливих умовах визначають глибину залягання магнітозбурюючих тіл.

### **Контрольні питання**

1. Які застосовують способи вимірювання елементів геомагнітного поля в магніторозвідці?
2. В чому полягає принцип роботи ядерного магнітометра? Який елемент магнітного поля ним вимірюють?
3. В чому полягає принцип вимірювань квантовим магнітометром? Який елемент геомагнітного поля ним вимірюють?
4. В чому полягає принцип вимірювань наземним Z-магнітометром?
5. Як відбуваються наземні розвідувальні магнітні зйомки? Аеромагнітні зйомки.
6. В чому полягають особливості виконання магнітних зйомок на морі?
7. Як проводиться обробка даних польових магніто розвідувальних спостережень?
8. Поясніть, в чому полягає подібність і різниця рішення прямої і зворотної задач магніторозвідки і гравірозвідки.

9. Поясніть суть рішення прямої задачі магніторозвідки на прикладі ізолюваного магнітного полюса.
10. Поясніть ідею визначення глибин залягання намагнічених тіл емпіричним способом дотичних.

## РОЗДІЛ ТРЕТІЙ

### ЕЛЕКТРОРОЗВІДКА

Електрична розвідка заснована на вивченні електричних і магнітних полів, які виникають в земній корі під дією природних і штучних джерел електромагнітного поля. Так як характер розповсюдження електромагнітного поля в Землі зумовлений особливостями будови земної кори, то вивчення поведінки електромагнітного поля може бути покладене в основу дослідження будови земних надр. Описанню основних методів електричної розвідки, яку застосовують при пошуках і розвідці нафтових і газових родовищ, присвячений цей розділ посібника.

## РОЗДІЛ 6

### ФІЗИЧНІ І ГЕОЛОГІЧНІ ЗАСАДИ ЕЛЕКТРОРОЗВІДКИ

#### 6.1. Електричні властивості гірських порід

Основні параметри гірських порід, які визначають поведінку в них електромагнітних порід, – питомий електричний опір  $\rho$ , електрична і магнітна проникливість  $\epsilon$  і  $\mu$ . Розглянемо послідовно ці параметри.

**Питомий електричний опір** гірської породи чисельно дорівнює опору виготовленого з неї куба з ребром 1 м. Одиницею вимірювання величини  $\rho$  є ом-метр. Величина, зворотна  $\rho$ , носить назву питомої електропровідності  $\sigma$  гірської породи. Вона вимірюється в См·м.

Різні гірські породи характеризуються різними значеннями питомого електричного опору  $\rho$ , що і визначає можливість застосування електричних методів розвідки для вивчення будови земних надр. Більше того, одна і та ж гірська порода може мати різний питомий опір в залежності від її стану і умов залягання (внутрішньої структури, температури, тиску, наявності рідкої фази – мінералізованих розчинів тощо).

Розглянемо характерні значення питомих електричних опорів (в Ом·м) для ряду мінералів та гірських порід.

Пірит	0,1
Магнетит	0,6 – 1
Графіт	0,03
Сіль	$3 \cdot 10^4 - 5 \cdot 10^5$
Серпентит	$2 \cdot 10^4$
Граніт	$10^8$
Габро	$10^7 - 10^9$
Діабаз	$3,1 \cdot 10^5$
Мармур	$10^3 - 10^5$
Гранітогнейс	$2 \cdot 10^7$
Сланець	$6,4 \cdot 10^4 - 6,5 \cdot 10^5$
Глина (суха)	$2 \cdot 10^3 - 2 \cdot 10^5$
Галька (конгломерат)	$2 \cdot 10^5 - 2 \cdot 10^6$
Пісковик (сухий)	$7 \cdot 10^5$
Вапняк	$10^4 - 10^5$
Нафтонасичений пісок	$4 \cdot 10^2 - 2,2 \cdot 10^4$
Морська вода	0,15 – 5
Дистильована вода	$10^5$

Із наведених даних бачимо, що опір гірських порід змінюється в доволі широких межах. Це можна пояснити тим, що дуже небагато мінералів володіють електронною провідністю. Більшість гірських порід проводить електричний струм завдяки вмісту іонів у водах, які насичують пори і тріщини гірської породи, тому опір дуже сильно залежить від мінералізації вод, а також від пористості в вологості гірських порід.

Найбільш високим опором характеризуються скальні (вивержені й метаморфічні) гірські породи. Причому їх опір визначається в першу чергу такими факторами, як тріщинуватість та ступінь вивітрілості. Підвищена тріщинуватість скальних порід нижче рівня підземних вод, тобто при практично повному водонасиченні, призводить до зменшення опору. При заповненні тріщин повітрям опір порід стає більш високим, ніж у непорушених різностей.

Опір пухких осадових порід практично повністю визначається гідрогеологічними умовами. Наприклад, сухі піски можуть мати опір в тисячі Ом·м, тоді як в умовах повного водонасичення він знижується до десятків і



навіть одиниць Ом·м. Найбільш низькими і які в той же час коливаються опорами характеризуються глинисті породи (одиниці – десятки Ом·м).

Таким чином, в цілому інтрузивні породи мають високі значення опору, осадові, як більш пухкі і пористі, – більш низькі опори. При цьому кожен різновид гірської породи зазвичай характеризується деяким діапазоном зміни опорів, які визначаються, як це вже говорилося вище, умовами їх залягання і структурою.

Гірські породи, насичені нафтою і газом, володіють значно більш високим питомим електричним опором, ніж ті самі породи, але насичені мінералізованими водами. Ця властивість нафто- або газонасичених пород – надзвичайно важлива діагностична ознака, яка широко використовується в нафтовій і газовій електророзвідці.

*Діелектрична проникність* показує, у скільки разів зменшується сила взаємодії електричних зарядів при перенесенні їх із вакууму в дане однорідне ізотропне середовище. Діелектрична проникність може бути вирахована теоретично з урахуванням ефектів поляризації атомів і молекул речовини під дією прикладеного зовнішнього електричного поля. І справді, якщо будь-яку речовину помістити в електричне поле  $\vec{E}$ , під його впливом одна частина електричних зарядів (вільні електричні заряди) починає вільно переміщуватися, утворюючи електричний струм (струм провідності), а друга частина зарядів, що входять до складу атомів і молекул (пов'язані заряди), тільки злегка зміщається один відносно одного, тобто відбувається також процес поляризації речовини. В середовищах, які містять велику кількість вільних електричних зарядів (провідники), переважають процеси, пов'язані із струмами провідності, а в середовищах, що містять велику кількість зв'язаних зарядів (діелектрики), – процеси поляризації зарядів. Багатьом гірським породам притаманні властивості як провідників, так і діелектриків.

## 6.2. Поле постійного електричного струму та його властивості

Електричне поле характеризується *напруженістю*  $\vec{E}$ , яка чисельно дорівнює силі, з якою поле діє на одиничний позитивний електричний заряд, внесений в дану точку середовища. При цьому величина і напрямок вектора  $\vec{E}$  у загальному випадку залежить від положення точки спостереження в просторі.

Поле постійного електричного поля, так як і гравітаційне і постійне магнітне поле, являється *потенційним*. Це означає, що скалярні компоненти вектора  $\vec{E}$  можуть бути подані як приватні похідні (із знаком мінус) по осях  $x$  і  $y$  деякої скалярної функції  $U$ , яку називають *електричним потенціалом*:

$$E_x = -\frac{\partial U}{\partial x}; E_y = -\frac{\partial U}{\partial y}; E_z = -\frac{\partial U}{\partial z}. \quad (6.1)$$

Таким чином, електричний потенціал  $U$  повністю визначає електричне поле  $\vec{E}$  в будь-якій точці простору (аналогічно тому, як гравітаційний або магнітний потенціали однозначно визначають гравітаційне або магнітне поля).

Електричне поле можна графічно зобразити у вигляді ліній, дотичні до яких в кожній точці співпадають з напрямком вектора  $\vec{E}$ . Такі лінії називаються *векторними (або струмовими) лініями поля*.

З іншого боку, електричне поле можна графічно представити за допомогою поверхонь рівного потенціалу, тобто таких поверхонь, уздовж яких електричний потенціал  $U$  постійний:

$$U(x, y, z) = c = const, \quad (6.2)$$

де  $x, y, z$  – координати точки спостереження.

Поверхні рівного потенціалу називаються *еквіпотенціальними*.

Під дією електричного поля в провідному середовищі (наприклад, в гірській породі) виникає рух вільних електричних зарядів тобто утворюється електричний струм. Щільністю електричного струму в даній точці називається добуток величини електричного заряду  $q$ , що рухається, на вектор швидкості його руху  $\vec{v}$ :

$$\vec{j} = q\vec{v}.$$

Численні експерименти показують, що в більшості гірських порід ця величина прямо пропорційна електричному полю  $\vec{E}$ , причому коефіцієнтом пропорційності служить  $\sigma$  - питома електропровідність середовища:

$$\vec{j} = \sigma \vec{E}. \quad (6.3)$$

Співвідношення (6.3) має назву *закону Ома в диференціальній формі*. Воно дає можливість вирахувати щільність електричного струму в середовищі за відомим вектором  $\vec{E}$  і параметру  $\sigma$ .

Добуток величини щільності струму  $j$  на поперечний перетин провідника  $\Delta S$  називається *силою струму  $I$*  в провіднику:

$$I = j \Delta S.$$

Як приклад застосування закону Ома в диференціальній формі розглянемо важливу для теорії електричної розвідки на постійному електричному струмі задачу про поле точкового джерела постійного струму, розташованого на поверхні однорідної провідної Землі з питомим електричним опором  $\rho$  (рис. 16).

Нехай точкове джерело  $A$  посилає в Землю струм силою  $I$ . Оскільки повітря це практично ізолятор (опір повітря  $\rho_0$  нескінченно великий), то увесь струм, посланий точковим джерелом, розтікається в Землю. Так як Земля однорідна, то струм від джерела тече рівномірно в усіх напрямках, тобто векторні (струмові) лінії поля  $\vec{j}$  (лінії, дотичні до яких в кожній точці співпадають із напрямком вектора  $\vec{j}$ ) являють собою прямі промені, які виходять із точки  $A$  і розташовані в нижньому напівпросторі (в провідній землі).

Оточемо точку  $A$  напівсферою радіусом  $r$  з центром в точці  $A$ . Очевидно, що сила струму, який проходить через цю напівсферу, дорівнює повній силі струму  $I$ . Отже, щільність струму в будь-якій точці  $M$ , розташованій на напівсфері, дорівнює силі струму, поділеної на площу напівсфери:

$$E = \rho I = \frac{I \rho}{2\pi r^2}. \quad (6.4)$$

За законом Ома величина електричного поля  $E$  в точці  $M$  визначається співвідношенням:

$$\vec{E} = \frac{I \rho}{2\pi r^2} \cdot \frac{\vec{r}}{r}, \quad (6.5)$$

де  $\vec{r}/r$  – одиничний вектор, спрямований по радіусу.

Помістимо початок декартової системи координат  $x, y, z$  в точку  $A$ , причому вісь  $z$  направимо вертикально вниз, а вісі  $x, y$  – уздовж площини розділу земля – повітря. Позначимо координати точки  $M$  –  $x, y, z$ . Тоді скалярні компоненти вектора  $\vec{r}$  дорівнюють  $(x, y, z)$ , а його довжина визначається формулою  $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ . Отже, проекції вектора  $\vec{E}$  на вісі декартової системи координат запишуться у вигляді:

$$E_x = \frac{I \rho}{2\pi r^2} \frac{x}{r}; \quad E_y = \frac{I \rho}{2\pi r^2} \frac{y}{r}; \quad E_z = \frac{I \rho}{2\pi r^2} \frac{z}{r}, \quad (6.6)$$

де  $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ .

Із формули (6.6), зокрема, випливає, що на поверхні землі (при  $z=0$ ) вертикальна компонента електричного поля  $E_z = 0$ . Фізично це відповідає тому, що через границю провідник (земля) – ізолятор (повітря) струм текти не може. Розглянувши вираз (6.6), неважко переконатися, що всі вони є приватними похідними (із знаком мінус) однієї і тієї ж функції  $I\rho/(2\pi r)$ . Ця функція відповідно до (6.1) являє собою електричний потенціал  $U$  точкового джерела:

$$U = I\rho/(2\pi r) \quad (6.7)$$

Формула (6.7) показує, що потенціал убиває обернено пропорційно відстані до джерела.

### 6.3. Розповсюдження постійного електричного струму в Землі

Точкове джерело постійного струму, описане в 6.2, – ідеалізована модель реальних джерел, що використовуються в електророзвідці. Практично постійний електричний струм в землі створюють в електророзвідці за допомогою двох заземлень  $A$  і  $B$ , підключених до генератора або до батареї постійного струму. Заземлення представляє собою занурені в землю металеві електроди найчастіше у форму стрижня. При виведенні формул, що описують електричне поле в землі, як правило нехтують формою електродів і

розглядають їх як точкові. Таке припущення правомірне, оскільки вже на відстанях порядку чотирьох – п'яти довжин електродів поле від них практично співпадає з полем точкових джерел. Якщо електрод  $B$  віднесений від електрода  $A$  на достатньо велику відстань, то поблизу електрода  $A$  електричне поле в землі співпадає з полем точкового джерела, описаного в 6.2. У загальному випадку для вивчення розповсюдження постійного електричного струму в землі необхідно розглянути задачу про поле двох різнополярних джерел  $A$  і  $B$ , розташованих на поверхні напівпростору, який проводить струм, з питомим електричним опором  $\rho$ .

Нехай на поверхні однорідного провідного напівпростору на відстані  $L$  один від одного розташовані два електроди  $A$  і  $B$ , через які протікає електричний струм силою  $I$  (із електрода  $A$  струм витікає, а в електрод  $B$  втікає, тобто джерело  $A$  має силу  $I$ , а джерело  $B$  – силу  $-I$ ).

Помістимо початок декартової системи координат в точку  $A$ , вісь  $x$  спрямуємо по лінії  $AB$ , вісь  $z$  – вертикально вниз.

Розглянемо деяку точку  $M$  в нижньому напівпросторі, віддалену від точки  $A$  на відстань  $r_1$ , а від точки  $B$  – на відстань  $r_2$ . Із курсу фізики відомо, що поля постійного електричного струму задовольняють принцип суперпозиції: поле, створене двома джерелами, дорівнює сумі полів, що створюються кожним із цих джерел окремо. Згідно цьому принципу потенціал точки:

$$U(M) = U_A(M) + U_B(M), \quad (6.8)$$

де  $U_A(M)$  – потенціал, створений в точці  $M$  електродом  $A$ , а  $U_B(M)$  – потенціал, створений в точці  $M$  електродом  $B$ ;

$$U_A(M) = \frac{I\rho}{2\pi r_1}; \quad U_B(M) = \frac{I\rho}{2\rho r_2}. \quad (6.9)$$

Після підстановки виразу (6.9) у (6.8), одержимо

$$U(M) = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right). \quad (6.10)$$

Згідно (6.10) та (6.2) екіпотенційні поверхні визначаються умовою:

$$\frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) = \text{const.}$$

Сімейство таких екіпотенційних поверхонь показані на рис. 17. Зокрема, при  $r_1 = r_2$

$$U(M) = \text{const} = 0.$$

Це означає, що вертикальна площина  $P$  (рис. 17), яка паралельна вісям  $y$  і  $z$  і пересікає вісь  $x$  посередині між точками  $A$  і  $B$ , є поверхнею нульового потенціалу.

Оскільки, у свою чергу, векторні лінії поля  $\vec{E}$  скрізь у просторі перпендикулярні до екіпотенціальних поверхонь, то в точках площини  $P$  ці лінії паралельні вісі  $x$ . Таким чином, вектор щільності струму  $j$  в точках площини  $P$  колінеарний вісі  $x$  і, отже, має одну відмінну від нуля компоненту – проекцію на вісь  $x$ :  $\vec{J} = (j_x, 0, 0)$ . За законом Ома (6.3):

$$j_x = \frac{1}{\rho} E_x.$$

З іншого боку, виходячи із (6.1),

$$E_x = -\frac{\partial U}{\partial x},$$

звідки

$$j_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial U}{\partial x}$$

Підставивши в (6.1) вираз для електричного потенціалу (6.10), одержуємо:

$$j_x = -\frac{I}{2\pi} \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right). \quad (6.12)$$

Із рис. 17 випливає, що згідно теоремі Піфагора

$$r_1 = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}, \quad r_2 = \sqrt{(x-L)^2 + y^2 + z^2}.$$

Підставивши ці співвідношення в (6.12) і продиференціювавши їх по  $x$ , знайдемо

$$j_x = \frac{I}{2\pi} \left\{ \frac{x}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} - \frac{(x-L)}{[(x-L)^2 + y^2 + z^2]^{3/2}} \right\}. \quad (6.13)$$

Зокрема, в точках площини  $P$  (тобто при  $x=L/2$ )

$$j_x = \frac{IL}{2\pi (L^2/4 + y^2 + z^2)^{3/2}}. \quad (6.14)$$

Проаналізуємо зміну площини струму вздовж вертикальної прямої, що проходить через середину відрізка  $AB$ , тобто при  $y = 0$ :

$$j_x(z) = \frac{IL}{2\pi(L^2/4 + y^2 + z^2)^{3/2}}. \quad (6.15)$$

Для цього вирахуємо співвідношення площини струму на глибині до щільності струму на земній поверхні (при  $z = 0$ ):

$$\frac{j_x(z)}{j_x(0)} = \frac{I}{[I + (2z/L)^2]^{3/2}}. \quad (6.16)$$

Графіки залежності  $j_x(z)/j_x(0)$  від  $z$  при різних значеннях  $L$  зображені на рис. 18. Збільшення відстані між джерелами  $A$  і  $B$  призводить до зростання відносної щільності струму на даній глибині.

#### РИС

Рис. 18. Графіки залежності відносної щільності струму від глибини  $z$ .  
Шифр кривих –  $L$ , м

Іншими словами, чим більше відстань між електродами живлення, тим глибше проникає електричний струм в землю. Зокрема, розрахунки показують, що в однорідному напівпросторі до глибини  $x$ , яка дорівнює половині відстані між електродами живлення,  $z = L/2 = AB/2$ , протікає половина повного струму  $I/2$ , що надходить до землі. Глибина проникнення постійного електричного поля в землю, як ми побачимо нижче, відіграє важливу роль в методах електророзвідки на постійному струмі.

### 6.4. Горизонтально шарувата модель середовища

**Поняття про геоелектричний розріз.** Для більшості методів електророзвідки основний вплив на характер розповсюдження електричного поля в Землі, як ми переконалися раніше, чинить питомий електричний опір  $\rho$  гірських порід. Відповідно цей параметр головним чином і визначається по результатах електромагнітних спостережень.

В загальному випадку основна задача електророзвідки – знаходження розподілу питомого електричного опору різних гірських порід, які складають

Землю, як функції просторових координат  $\rho(x, y, z)$ . Графіки і карти розподілу цієї функції у вертикальних площинах або в просторі зазвичай називають одним терміном – *геоелектричний розріз*. Очевидно, що визначення істинного геоелектричного розрізу Землі – задача надзвичайно складна. Тому на практиці користуються спрощеними моделями геоелектричних розрізів, основними з яких являються *одновимірна, двовимірна і тривимірна моделі*.

Найбільш проста і в той же час досить широко розповсюджена одновимірна модель. В рамках одновимірної моделі реальний неоднорідний розріз Землі замінюють горизонтально однорідним розрізом, в якому питомий електричний опір – функція тільки глибини  $\rho = \rho(z)$ . Передбачається, що при  $x = 0$  провідна земля межує з однорідною непровідною атмосферою ( $\rho_0 = \infty$ ). Якщо  $\rho(z)$  є – безперервна функція  $z$ , така модель має назву *градієнтний модуль*. Однак найбільше розповсюдження на практиці одержали одновимірні моделі які складаються із кінцевого числа однорідних горизонтальних прошарків. Приклад такого  $N$  прошарків розрізу поданий на рис. 19,а. Тут товщина прошарку позначена  $h_i (i=1,2,\dots,N-1)$ , питомий опір –  $\rho_i (i=1,2,\dots,N)$ , при цьому потужність  $N$ -го прошарку  $h_N = \infty$ .

Наприклад, двошаровий розріз містить один шар обмеженої потужності і він підстеляється пластом-основою нескінченної потужності (рис. 19, б). Очевидно, що існує лише два варіанти співвідношення між  $\rho_1$  і  $\rho_2$ :  $\rho_1 < \rho_2$  і  $\rho_1 > \rho_2$ .

Тришаровий розріз (рис. 19, в) складається із двох пластів кінцевої товщини, які залягають на пласті-основі нескінченної потужності. В цій моделі існує чотири варіанти співвідношення між  $\rho_1$ ,  $\rho_2$  і  $\rho_3$ , відповідно до яких розрізняють наступні типи тришарових розрізів:

$$A... \rho_1 < \rho_2 < \rho_3$$

$$K... \rho_1 < \rho_2 > \rho_3$$

$$H... \rho_1 > \rho_2 < \rho_3$$

$$Q... \rho_1 > \rho_2 > \rho_3$$



Описана вище модель горизонтально-однорідного шаруватого розрізу використовується при побудові основ теорії практично всіх методів електричної розвідки. Такий розріз інколи називають *нормальним геоелектричним розрізом* Землі, а розподіл питоми електричних опорів в ньому – *нормальним розподілом*. На відміну від нормального розрізу реальний геоелектричний розріз Землі може характеризуватися латеральними (горизонтальними) неоднорідностями в розподілі  $\rho$ .

Розрізняють два класи моделей горизонтально-неоднорідних геоелектричних розрізів: двовимірні і тривимірні. В типовому прикладі двовимірної моделі провідна земля при  $z=0$  межує з однорідною непровідною атмосферою. Питомий електричний опір землі є функцією горизонтальної координати  $x$  і вертикальної координати  $z$  і не залежить від горизонтальної координати  $y$ . На практиці двовимірні геоелектричні розрізи зустрічаються в районах з лінійно витягнутими геоелектричними структурами. В таких районах властивості гірських порід і напрямок осі простирання структури (яке ми поєднуємо з віссю  $y$ ) змінюються слабко, а основні зміни відбуваються в хрест пристирання (вісь  $x$ ) і по глибині (вісь  $z$ ).

Нарешті, тривимірна модель геоелектричного розрізу описує найбільш загальні геологічні ситуації, які зустрічаються на практиці електророзвідувальних робіт.

**Поздовжня провідність шаруватого розрізу.** Горизонтально-шарувата модель Землі найбільш зручна при описанні товщ порід осадового чохла, до яких, як правило, приурочені родовища нафти і газу.

Вивчемо основні закони розповсюдження електричного струму в горизонтально-шаруватій землі. Насамперед розглянемо окремо один пласт з опором  $\rho$  і товщиною  $h$ .

Виріжемо з цього пласта призму висотою  $h$  з квадратною основою  $1 \times 1 \text{ м}^2$ . Провідність такої призми в напрямку, перпендикулярному до її бічної грані, називається *поздовжньою провідністю*  $S$  одиночного пласта. Іншими словами, поздовжня провідність – це провідність пласта по відношенню до струму, що протікає уздовж напластування. Вирахуємо, чому дорівнює поздовжня

провідність. Із курсу фізики відомо, що опір провідника  $R$  визначається виразом:

$$R = \rho \Delta l / \Delta S, \quad (6.17)$$

де  $\Delta l$  – довжина провідника;  $\Delta S$  – площа його поперечного перерізу, перпендикулярного до напрямку протікання струму.

В нашому випадку  $\Delta l = 1 \text{ м}$ ,  $\Delta S = h \cdot 1 \text{ м}^2$ .

Отже,

$$S = \frac{1}{R} = \frac{1}{\rho_{\text{Ом} \cdot \text{м}}} \frac{\rho \times 1 \text{ м}^2}{1 \text{ м}} = \frac{\rho}{\rho} (\text{Ом})^{-1}. \quad (6.18)$$

Таким чином,  $S$  вимірюється в  $\text{См} = (\text{Ом})^{-1}$ .

Уведене вище поняття поздовжньої провідності неважко поширити на пачку із  $m$  горизонтальних однорідних прошарків з питомими опорами  $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m$  і товщинами  $h_1, h_2, \dots, h_m$ .

Для цього виріжемо з пачки призму висотою  $H = h_1 + h_2 + \dots + h_m$  з квадратною основою  $1 \times 1 \text{ м}^2$ . Для струму, що протікає паралельно напластуванню, призму можна подати як систему паралельно включених опорів з провідностями

$$S_1 = h_1 / \rho_1; S_2 = h_2 / \rho_2; \dots, S_m = h_m / \rho_m.$$

Провідність такої системи, як відомо із курсу фізики, дорівнює сумі провідностей окремих опорів. Тому поздовжня провідність  $S$  усієї призми дорівнює сумі поздовжніх провідностей окремих прошарків:

$$S = S_1 + S_2 + S_3 + \dots + S_m;$$

Називається вона *сумарною поздовжньою провідністю* пачки прошарків. Сумарна поздовжня провідність

$$S = h_1 / \rho_1 + h_2 / \rho_2 + \dots + h_m / \rho_m \quad (6.19)$$

Вимірюється в сіменсах (См).

Поняття сумарної поздовжньої провідності зазвичай використовується в тих ситуаціях, коли в основі геоелектричного розрізу лежить пласт-ізолятор ( $\rho_N = \infty$ ). В цих випадках струм не може проникнути через покрівлю нижнього пласта і змушений текти вздовж напластування, тому на параметри струму головний вплив має сумарна поздовжня провідність  $S$  розрізу. Якщо замінити

всю провідну пачку прошарків що лежать на ізоляторі, одним однорідним прошарком тієї самої потужності  $H = h_1 + h_2 + \dots + h_{N-1}$  і поздовжньої провідності  $S = h_1/\rho_1 + h_2/\rho_2 + \dots + h_{N-1}/\rho_{N-1}$ , то питома електропровідність цього прошарку буде називатися *поздовжньою питомою провідністю* всієї пачки; позначається вона через  $\rho_l$ .

Так як  $H/\rho_l = S$ , тоді

$$\rho_l = \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_{N-1}}{h_1/\rho_1 + h_2/\rho_2 + \dots + h_{N-1}/\rho_{N-1}}. \quad (6.20)$$

Параметр  $\rho_l$  широко застосовується при описанні провідності пачки прошарків в різних методах електророзвідки.

### 6.5. Розповсюдження змінного електромагнітного поля в Землі

В попередніх розділах ми розглянули явище розтікання в провідній землі постійного електричного струму, тобто такого струму, щільність якого ( $a$ , отже, і величина електричного поля  $\vec{E}$ ) в кожній точці простору не змінюється з плином часу. Однак в електророзвідці в основному використовуються перемінні електричні поля. Перемінне електричне поле в землі можна створити, наприклад, якщо підключити електроди  $A$  і  $B$  (рис. 6.3) не до батареї постійного струму, а до генератора перемінного електричного струму. За законами електромагнітної індукції перемінний електричний струм збуджує електромагнітне поле. Це поле розповсюджується в провідній землі, поступово затухаючи при віддаленні від джерела. При цьому ступінь затухання поля визначається електричними властивостями середовища, в якому воно розповсюджується, і насамперед питомим електричним опором землі. Таким чином, вивчаючи характер розповсюдження електромагнітного поля в провідній землі, можна мати уяву про її питому електропровідність.

В багатьох методах електророзвідки використовують *гармонійні в часі поля*, тобто такі, компоненти яких змінюються з плином часу за синусоїдальним або косинусоїдальним законом:

$$\vec{E} = \vec{E}_0 \cos(\omega t + \varphi); \quad \vec{H} = \vec{H}_0 \cos(\omega t + \psi).$$

Аргументи косинусів, тобто виразів виду  $(\omega t + \varphi)$ ,  $(\omega t + \psi)$ , називаються *фазами* відповідних компонент поля, при цьому  $\omega$ ,  $\psi$  являються *початковими фазами* (при  $t = 0$ ).

При дослідженні перемінних гармонійних в часу електромагнітних полів буває зручно розглядати поверхні в просторі, які проходять через точки з однаковими фазами коливань електромагнітного поля. Такі поверхні називаються *фазовими фронтами*. Виявляється, що фазові фронти не нерухомі, а безперервно змінюють своє положення – рухаються з певною швидкістю. У зв'язку з цим перемінне електромагнітне поле можна розглядати як електромагнітну хвилю, яка розповсюджується від джерела в усіх напрямках. Якщо фазові фронти якої небудь електромагнітної хвилі плоскі, то така хвиля також називається *плоскою*. Якщо ж фазові фронти описуються концентричними сферичними поверхнями, то хвиля називається *сферичною*. Плоскі і сферичні хвилі широко використовують при моделюванні реальних змінних електромагнітних полів, що вивчаються в електророзвідці.

Швидкість руху фазового фронту називається *фазовою швидкістю електромагнітної хвилі*. Відстань яку проходить фазовий фронт за один період, має назву *довжини електромагнітної хвилі* і позначається літерою  $\lambda$ . Довжина електромагнітної хвилі тісно пов'язана із електричними властивостями середовища, в якому розповсюджується поле, і періодом  $T$  його коливань. Наприклад, для однорідного середовища з питомим опором  $\rho$

$$\lambda = 10^7 \rho T, \quad (6.21)$$

де  $T$  – вимірюється в с;  $\rho$  – в Ом·м;  $\lambda$  – в м.

З довжиною електромагнітної хвилі пов'язане важливе в теорії електророзвідки поняття – глибина проникнення поля в землю. *Глибиною проникнення поля* умовно називають відстань, на якій внаслідок поглинання амплітуда поля зменшується в  $e$  разів. Ця величина позначається  $\delta_e$  і для однорідного середовища

$$\delta_e = \lambda / 2\pi \approx 0,159 \lambda = 0,159 \cdot \sqrt{10^7 \rho T}. \quad (6.22)$$

Дослідимо співвідношення (6.22). Глибина проникнення електромагнітного поля в землю тим більша, чим вище опір гірських порід  $\rho$ . В ізоляторі  $\delta_e$  прямує до нескінченності, тобто поле розповсюджується скільки завгодно далеко, практично не затухаючи. В хорошому провіднику  $\delta_e$ , навпаки, прямує до нуля. На цій властивості, зокрема, засновано відоме явище екранування електромагнітного поля (наприклад, радіохвиль) металевим провідником

Наступний важливий наслідок, який витікає із (6.22), полягає в тому, що глибина проникнення поля залежить також від періоду його коливань  $T$  (або, що теж саме, чим менша частота, тим глибше проникає поле в провідну землю, і навпаки, чим коротший період коливань, тобто чим більша їх частота, тим швидше поле затухає з глибиною. Відзначена властивість змінного електромагнітного поля надає можливість керувати глибиною його проникнення в землю, змінюючи частоту  $\omega$  гармонійних коливань. Ця особливість поля застосовується в електророзвідці в методах частотних електромагнітних зондувань.

## 6.6. Природні змінні електромагнітні поля Землі

Магнітне поле Землі, як показують вимірювання, безперервно змінюється з плином часу. Ці зміни називають *варіацією* геомагнітного поля. Розрізняють два великих класи варіацій – вікові варіації та короткоперіодичні варіації.

*Вікові варіації* мають періоди, що нараховують багато століть, десятиліть та років (звідси і назва вікові). Вони пов'язані з процесами, що відбувалися в глибинних шарах Землі – земному ядрі.

*Короткоперіодичні варіації* мають коротку тривалість, яка вимірюється днями, годинами, хвилинами чи секундами. Ці варіації зумовлені процесами, що відбуваються поза Землею – в навколосемному космічному просторі

Згідно закону електромагнітної індукції варіації геомагнітного поля збуджують в землі змінне електричне поле і відповідно електричний струм. Величина цього струму тим більша, чим швидше змінюється в часі магнітне

поле. Вікові варіації пов'язані з наскільки повільними змінами магнітного поля (періоді – сторіччя), які практично не викликають появи електричного поля. В той же час короткоперіодні варіації збуджують в Землі сильні струми, досить доступні вимірюванню і спостереженню. Ці струми одержали назву земних або *телуричних струмів* (від латинського слова *tellurus* – Земний). В цілому поле короткоперіодних варіацій в телуричних струмів носить назву *магніто телуричного поля*. Природа короткоперіодних варіацій дуже складна і ще недостатньо вивчена. Проте геофізикам вдалося розробити методи, які дають можливість використовувати ці варіації, тобто створене ними магніто телуричне поле, для вивчення будови земних надр. Ці методи одержали назву *магніто телуричних та магнітоваріаційних методів розвідки*. Основи магніто телуричних методів викладено в 7.3.

### **6.7. Основні методи електророзвідки**

Кількість модифікацій електричних методів розвідки надзвичайно велика. Це зумовлено, з одного боку, різноманіттям способів збудження електромагнітного поля, а з іншого – багатогранністю самого поля, яка допускає різні способи його вимірювання і вивчення. Ми обмежимося розглядом тільки тих основних методів електророзвідки, які знайшли найбільш широке застосування як при регіональних геологічних дослідженнях, так і при пошуках родовищ нафти і газу. Електророзвідувальні методи згруповані за характером залежності поля від часу й способу збудження поля.

За характером залежності електромагнітного поля від часу всі методи електророзвідки поділяються на дві великих групи: 1) методи постійного поля; 2) методи змінного поля. До першої групи відносяться електричне профілювання, а також вертикальне і дипольне електричне зондування. Ці методи полягають в пропусканні (за допомогою металевих електродів) через землю постійного електричного поля і вивченні різності потенціалів, які виникають при цьому між різними точками на поверхні землі.

Другу групу складають методи частотного зондування, зондування становленням поля (в ближній і дальній зонах), магніто телуричне зондування та профілювання, метод телуричних струмів, магніто варіаційне зондування і профілювання, глибинне електромагнітне зондування. Ці методи засновані на вимірюванні електричних і магнітних компонентів змінних електромагнітних полів.

За способом збудження всі методи електророзвідки також можна поділити на дві великі групи: методи, що використовують природні електромагнітні поля Землі; методи, засновані на вимірюванні штучно створених полів (контролюються джерелом поля). Головними методами першої групи, які використовуються в структурній електророзвідці, є магніто телуричні та магніто варіаційні методи. До другої групи відносяться: частоте зондування (ЧЗ), зондування становленням поля в ближній (ЗСБЗ) і дальній (ЗСДЗ) зонах.

Ці методи описані в наступних розділах 7 та 8.

### **Контрольні питання**

1. Дайте характеристику основних параметрів, за якими визначають електричні властивості гірських порід.
2. Сформулюйте основні закономірності розтікання постійного електричного струму в провідному середовищі.
3. Наведіть основні моделі геоелектричних розрізів, які розглядаються в електророзвідці.
4. Опишіть основні закономірності розповсюдження змінного електромагнітного поля в провідній землі.
5. Які типи геомагнітних варіацій використовуються в електророзвідці?
6. Дайте коротку класифікацію основних методів електророзвідки.

## РОЗДІЛ 7

### МЕТОДИКА І ТЕХНІКА ЕЛЕКТРОРОЗВІДКИ

#### 7.1. Методи постійного електричного поля

Розглядати методи електричної розвідки ми почнемо з найбільш простих способів, заснованих на пропусканні через землю постійного електричного поля. До таких методів відносяться електричні зондування та електричне профілювання.

**Електричні зондування** – одні з основних методів електророзвідки на постійному струмі. Вони дають можливість одержати інформацію про вертикальний розподіл електропровідності в землі по результатах електричних вимірювань на поверхні землі.

Електричне поле при електричних зондуваннях на постійному струмі зазвичай створюють системою точкових або дипольних джерел, розташованих різними способами на даній поверхні. Електричний потенціал або поле цих джерел вимірюють в одній або декількох точках на поверхні землі за допомогою вимірювальних електродів, які з метою спрощення теорії також можна вважати точковими.

В найпростішій схемі вимірювань використовується чотириточкова установка  $AMNB$  з двома електродами живлення  $A$  і  $B$  та двома вимірювальними електродами  $M$  і  $N$ .

На практиці, як правило, до електродів живлення  $A$  і  $B$  підключають яке-небудь джерело постійного струму так, щоб через електрод  $A$  в землю втікає струм силою  $I$ , а через електрод  $B$  витікає (тобто сила струму дорівнює  $(-I)$ ). При цьому проводять вимірювання різності потенціалів  $\Delta U_{MN}$  між електродами вимірювання  $M$  і  $N$ . Очевидно, що величина різності потенціалів, що вимірюються, відповідно до закону Ома пропорційна силі струму  $I$  в джерелі і є функцією від розподілу геоелектричних параметрів розрізу. Наприклад, в найпростішому випадку однорідного напівпростору з питомим електричним опором  $\rho$  потенціал точки  $M$  визначається як сума потенціалу двох точкових джерел  $A$  і  $B$  відповідно до (6.10):



$$U(M) = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{I}{r_{AM}} - \frac{I}{r_{BM}} \right).$$

Аналогічно для потенціалу точки

$$U(N) = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{I}{r_{AN}} - \frac{I}{r_{BN}} \right),$$

де відстані  $r_{AM}$ ,  $r_{BM}$ ,  $r_{AN}$ ,  $r_{BN}$  показані на рис. 23, а.

Отже:

$$\Delta U_{MN} = U(M) - U(N) = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{I}{r_{AM}} - \frac{I}{r_{BM}} + \frac{I}{r_{BN}} - \frac{I}{r_{AN}} \right), \quad (7.1)$$

Тобто в даній моделі  $\Delta U_{MN}$  пропорційна  $\rho$ .

Відзначимо, що, якщо відстань між електродами  $r_{AM}$ , що вимірюються, достаньно мала, відношення  $\Delta U_{MN}$  прямує до величини  $E_{MN}/r_{MN}$  (проекція електричного поля на лінію  $MN$ ) в точках вимірювання. Такі вимірювальні установки називаються граничними. Вони дають можливість вимірювати безпосередньо електричне поле  $\vec{E}$  на поверхні землі. Зокрема, для чотири-точкової установки, розташованій на поверхні однорідного напівпростору, поле  $\vec{E}$ , так само як і різниця потенціалів, пропорційне силі струму в джерелі і питомому електричному опору  $\rho$ :

$$E \approx \frac{\Delta U_{MN}}{r_{MN}} = \frac{I\rho}{2\pi r_{MN}} \left( \frac{I}{r_{AM}} - \frac{I}{r_{BM}} + \frac{I}{r_{BN}} - \frac{I}{r_{AN}} \right), \quad (7.2)$$

На практиці застосовують наступні різновиди чотири точкових установок.

1. *Прямолінійна чотириточкова установка.* В ній всі електроди розташовуються по одній лінії (рис. 23, б). При цьому зазвичай вимірювальні електроди розміщують в межах середньої третини відрізка  $AB$ , оскільки в цьому випадку установка близька до граничної.

2. *Симетрична чотири точкова установка (установка Шлюмберже)* – найбільш розповсюджений вид прямолінійних установок. В ній електроди живлення  $A$  і  $B$  та вимірювальні  $M$  і  $N$  розташовані симетрично відносно деякого центру  $O$  (рис. 23, в). При цьому, як правило, обирають  $r_{MN} \leq r_{AB}/3$  для того, щоб установка за своїми властивостями була близькою до граничної.

Для симетричної установки (рис. 23, в)  $r_{AM} = r_{BN}$  і  $r_{AN} = r_{BM}$  (7.1) й (7.2) запишуться наступним чином:

$$\Delta U_{MN} = \frac{I \rho}{\pi} \frac{r_{MN}}{r_{AM} r_{AN}}; \quad (7.3)$$

$$E_{MN} \approx \frac{I \rho}{\pi} \frac{I}{r_{AM} r_{AN}}; \quad (7.4)$$

У випадку точних граничних установок (при  $r_{MN} \rightarrow 0$ ) вираз (7.4) переходить у формулу:

$$E_{MN} = \frac{I \rho}{\pi r^2}, \quad (7.5)$$

де  $r = r_{AO}$  – половина відстані між електродами живлення.

3. *Триточкова установка.* Якщо в прямолінійній чотириточковій установці електрод  $B$  віднести на нескінченність ( $B \rightarrow \infty$ ), одержана схема вимірювань носить назву три точкової установки (рис. 23, г). Така установка виникає на практиці, якщо електрод  $B$  віддалений настільки далеко від точок вимірювання, що створюване ним електричне поле дуже мале порівняно з полем електрода  $A$ . На поверхні однорідного напівпростору різниця потенціалів, триточковою установкою, визначається формулою, одержаною із (7.1) при  $r_{MN} \rightarrow 0$  і  $r_{BN} \rightarrow \infty$ :

$$\Delta U_{MN} = \frac{I \rho}{\pi} \frac{r_{MN}}{r_{AM} r_{AN}}; \quad (7.6)$$

Гранична триточкова установка називається *установкою Гуммеля*. Для неї формула (7.2) записується як

$$E_{MN} = \frac{I \rho}{\pi r^2}, \quad (7.7)$$

де  $r$  – відстань від точки  $A$  до точки вимірювання поля  $O$ .

Формули (7.1) – (7.7) показують, що вимірювальні різності потенціалів  $\Delta U_{MN}$  і електричне поле  $E_{MN}$  на поверхні однорідної Землі прямо пропорційні  $\rho$ . Як було зазначено раніше, кінцева мета геоелектричних досліджень – визначення питомого електричного опору землі по результатах геофізичних вимірювань, тому виразимо, наприклад, за допомогою формули (7.1) питомий опір через решту величин:

$$\rho = K \Delta U_{MN} / I, \quad (7.8)$$

де  $K$  – коефіцієнт, який визначають геометричними параметрами установки (геометричний коефіцієнт установки):

$$K = 2\pi (I/r_{AM} - I/r_{BM} + I/r_{BN} - I/r_{AN})^{-1}. \quad (7.9)$$

У випадку симетричної чотириточкової установки (установки Шлюмберже), згідно (7.3), записуємо:

$$K = \pi r_{AM} r_{AN} / r_{MN}. \quad (7.10)$$

Для триточкової установки відповідно до (7.6) одержуємо:

$$K = 2\pi r_{AM} r_{AN} / r_{MN}. \quad (7.11)$$

Вираз, аналогічний (7.8), можна за допомогою (7.2) одержати для граничних вимірювальних установок:

$$\rho = K_E E_{MN} / I, \quad (7.12)$$

де для симетричної граничної установки відповідно до (7.5) маємо:

$$K_E = \pi r^2, \quad (7.13)$$

а для установки Гуммеля, згідно (7.7) знаходимо:

$$K_E = 2\pi r^2. \quad (7.14)$$

Формули (7.8) – (7.14) дають можливість по відомій силі струму  $I$  в ланцюгу живлення і різності потенціалів  $\Delta U_{MN}$  між вимірювальними електродами, розташованими на поверхні однорідного середовища, або за величиною електричного поля  $E_{MN}$  визначити питомий електричний опір цього середовища.

Однак реальний розріз землі далеко не однорідний. Тому при підстановці, наприклад, в (7.8) результатів реальних вимірювань ми отримуємо не істинний питомий опір будь-якого шару землі, а деяку фіктивну, уявну величину, позначену  $\rho_K$ , яку називають *уявним питомим електричним опором*:

$$\rho_K = K \Delta U_{MN} / I. \quad (7.15)$$

Уявний питомий електричний опір заздалегідь відрізняється від істинного опору шару землі і носить фіктивний характер. Проте визначити цей параметр надзвичайно корисно, оскільки, як ми побачимо далі, він дозволяє в підсумку після відповідного аналізу судити про істинний опір землі.

Як приклад розглянемо наступну ситуацію. Нехай геологічний розріз землі складається із трьох горизонтальних прошарків різного питомого електричного опору  $\rho_1$ ,  $\rho_2$  і  $\rho_3$ . Розташуємо на поверхні землі симетричну чотириелектродну установку  $AMNB$ . Як ми вже знаємо (див. 6.4), глибина проникнення постійного електричного поля в землю визначається половиною відстані між електродами живлення  $A$  і  $B$ . Спочатку припустимо, що відстань  $AB$  набагато менша за товщину першого прошарку. Тоді все поле, яке посилається в землю, затухає, не досягнувши другого прошарку. Іншими словами, поле «не відчуває» другого і тим більше третього прошарків; для нього увесь розріз наче складається із порід першого прошарку, тобто є однорідним з опором  $\rho_1$ . Отже, уявний опір, вирахований для такої установи, співпадає з опором першого прошарку:  $\rho_K = \rho_1$ .

Якщо збільшити відстань (рознесення) між електродами живлення  $A$  і  $B$ , причому так, щоб  $AB/2$  було порівнянно з товщиною першого прошарку, то поле почне проникати у другий прошарок, і на величину  $\rho_K$  буде впливати як на  $\rho_1$ , так і на  $\rho_2$ . При подальшому збільшенні рознесення  $AB$  поле проникає в третій прошарок і опір останнього  $\rho_3$  також починає впливати на  $\rho_K$ . Таким чином, по мірі зростання розносів електродів живлення електричне поле все глибше проникає в землю. При цьому дослідженні одержують інформацію про все більш глибокі прошарки землі, як би зондують розріз по вертикалі.

Описана вище методика одержала назву *вертикального електричного зондування* (скорочено ВЕЗ). Основний польовий матеріал робіт методом ВЕЗ – польові криві уявного опору: графіки залежності  $\rho_K$  від параметра глибинності дослідження  $AB/2$ . При побудові цих графіків з метою зручності подальшої інтерпретації (про що буде сказано в 7.14) по вертикальних і горизонтальних вісях декартової системи координат відкладають не самі значення  $\rho_K$  і  $AB/2$ , а їх десятичні логарифми. Тому криві ВЕЗ будують на білогарифмічних бланках, по вертикальним і горизонтальним вісям яких відкладені логарифми досліджуваних величин. Ці криві якісно відображають зміну питомого електричного опору землі по вертикалі, хоча чисельно уявні опори в загальному випадку не співпадають з істинними опорами відповідних прошарків розрізу.

Тому для кількісного визначення параметрів геоелектричного розрізу польові криві ВЕЗ слід піддавати відповідній розшифровці (кількісній інтерпретації). Методика такої інтерпретації буде описана в розділі 8.

**Детальне електричне зондування.** Поряд з методом вертикального електричного зондування при електророзвідці на постійному електричному струмі широко застосовують метод *дипольних електричних зондувань* (скорочено ДЗ), вперше запропонованому і теоретично обґрунтованому російським ученим Л. М. Альпінім.

При роботі методом ДЗ використовують *дипольну вимірвальну установку*, яка складається з двох пар зближених електродів: *AB* – живлення і *MN* вимірвальних. При цьому пари *AB* і *MN* віддалені одна від одної на відстань *r*, яка істотно перевищує довжини *AB* і *MN*. Таким чином, зближенні між собою електроди живлення і вимірювання утворюють, відповідно, *AB* диполь живлення і *MN* диполь вимірювання. Відстань *r* між центрами цих диполів називається *рознесенням дипольної установки*. Величина рознесення *r* (аналогічно параметру *AB/2* в методі ВЕЗ) визначає глибину досліджень з дипольною установкою.

Головний вимірвальний параметр в методиці ДЗ (так само, як і в ВЕЗ) – уявний опір  $\rho_K$ :

$$\rho_K = K_{ДЗ} \Delta U_{MN} / I. \quad (7.16)$$

У формулі (7.16) геометричний коефіцієнт  $K_{ДЗ}$  так само, як і в (7.15) залежить від геометрії вимірвальної установки (розмірів диполів *AB* і *MN*, їх відстані *r* один від одного і взаємної орієнтації).

Якщо розріз однорідний, то формула (7.16) дає можливість визначити його істинний опір  $\rho = \rho_K$ . Для неоднорідних же середовищ  $\rho_K$  - деяка фіктивна, уявна величина, яка складним чином відображає істинний розподіл опорів.

Методика ДЗ полягає в послідовному визначенні  $\rho_K$  для ряду рознесень *r*, які зростали. При цьому або диполь *AB* залишають нерухомим, а диполь *MN* віддаляють від нього, або обидва диполя розсувають в різні боки так, щоб точка, яка відповідає середині відстанні між ними, була нерухомою. В результаті на білографічному бланці будують графік залежності  $\rho_K$  від *r*, який

називають *польовою кривою* ДЗ. Оскільки  $r$  (аналогічно параметру  $AB/2$  і ВЕЗ) визначає глибину досліджень, то польова крива ДЗ якісно показує характер зміни електричного опору розрізу по вертикалі. В загальному випадку форма кривиз ДЗ і ВЕЗ однотипна. Методика їх кількісної інтерпретації також подібна і буде описана в розділі 8.

**Електричне профілювання.** При вертикальному і дипольному електричних зондуваннях, як зазначалося вище, центр вимірювальної установки залишається нерухомим, а послідовно збільшуються або відстань між електродами живлення  $AB$ , або рознесення  $r$  між диполем живлення  $AB$  і вимірювальним диполем  $MN$ . Однак можлива і інша методика робіт, при якій фіксують рознесенні установки  $AB$  і  $MN$  і відстань між ними, а всю установку як єдине ціле пересувають уздовж профілю. В цьому випадку глибина дослідження не змінюється, тому визначений при кожному положенні установки уявний опір відображає зміну електричних властивостей гірських порід уздов профілю в горизонтальному напрямку. Така методика одержала назву *електричного профілювання* (скорочено ЕП). Електричне профілювання можливе як із симетричною установкою, яка застосовується в ВЕЗ, так і з дипольною установкою, яка застосовується в ДЗ. Основним початковим матеріалом електропрофілювання є *графіки і карти* зміни уявного питомого електричного опору уздовж профілю або по площі (при фіксованих рознесеннях  $AB$  або  $r$ ).

Розріз тут представлений двома товщами: глинами з низьким опором  $\rho_1$  і вапняками з високим опором  $\rho_2$ . В покрівлі вапняків є антиклінальне підняття. Очевидно, що ліворуч і праворуч від антикліналі поле, створене електродами  $A$  і  $B$ , не досягає другого прошарку і, отже,  $\rho_K$  в цих зонах наближається до  $\rho_1$ . Однак над склепінням антикліналі поле вже «відчуває» вплив високоомного другого прошарку (так як відстань до нього співмірна з глибиною проникнення  $AB/2$ ) і  $\rho_K$  зростає. Таким чином, якісно крива електропрофілювання повторює форму високоомної основи.

## 7.2. Електромагнітні зондування з контролюваними

## джерелами поля

Серед широкого набору методів електророзвідки, які застосовують при пошуках родовищ нафти і газу, найбільше розповсюдження одержали електромагнітні зондування з контрольованими джерелами поля, які використовують змінні електромагнітні поля.

Розрізняють дві головні модифікації електромагнітних зондувань із штучними джерелами: частотне (ЧЗ) і становленням поля (ЗС). Ці методи відрізняються один від одного тим, що в ЧЗ використовуються гармонійні в часі поля, а в ЗС вивчається процес становлення поля в землі. Разом з тим в межах обох модифікацій застосовують аналогічні схеми вимірювань, методику обробки та інтерпретації даних польових вимірювань.

**Схема вимірювань в методах електромагнітних зондувань.** Методи електромагнітних зондувань, як вже було відзначено вище, засновані на вивченні штучно збуджених в землі змінних електричних полів.

Найбільш широке застосування одержали два способи збудження змінного електромагнітного поля в землі. Перший заснований на пропусканні змінного електричного струму через електроди живлення  $A$  і  $B$ , занурені в землю. Він носить назву *гальванічний спосіб збудження поля*. При другому способі на поверхні землі вкладають електричний дріт у вигляді петлі достатньо великого перетину (наприклад, у випадку петлі у формі квадрату розміри останнього можуть бути  $100 \times 100 \text{ м}^2$  або  $300 \times 300 \text{ м}^2$  і т.д.). По петлі пропускають змінний електричний струм. При цьому за законом електромагнітної індукції в просторі, який оточує петлю  $S_0$ , виникає змінне магнітне поле, яке, у свою чергу, індукує в провідній землі електричні струми. Такий спосіб одержав назву *індукційного способу збудження поля*. Він має ту перевагу, що дає можливість збуджувати електромагнітне поле в умовах високого опору верхнього поля розрізу, коли гальванічне збудження землі затруднене.

Компоненти створюваного в землі змінного електромагнітного поля вимірюють або за допомогою вимірювальних електродів  $M$  і  $N$  (як в методах

постійного струму), або за допомогою виміральної петлі  $S$  (або індукційних датчиків). В першому випадку змінна різності потенціалів  $\Delta U_{MN}$ , виміряна на електродах  $M$  і  $N$  і поділена на відстань  $MN$ . Дає наближене значення електричного поля  $E$  в центрі диполю  $MN$ . У другому випадку вимірюється електрорушійна сила (ЕРС індукції  $\Delta U_{B_z}$ ), яка наводиться в петлі  $S$  (або в обмотці індукційного датчика) під дією змінного магнітного поля, що його пронизує. Ця величина за законом Фарадея пропорційна швидкості зміни вертикальної компоненти магнітного поля  $B_z$ . Отже, петля дає можливість визначити наближене значення швидкості вимірювання вертикальної компоненти магнітного поля  $\partial B_z / \partial t$  в її центрі.

**Частотне зондування** полягає у вимірюванні змінного електромагнітного поля гармонійного диполя і вивченні залежності компонент цього поля від частоти  $\omega$ . Метод ЧЗ був запропонований А. П. Караєвим, а потім розвинений в роботах А. П. Іванова, О. А. Скугарєвської, Г. В. Молочнова, Л. Л. Ваньяна, Б. С. Ененштейна та багатьох інших учених. При частотних зондуваннях відстань від джерела до точки спостереження (разнесення установки  $r$ ) під час зондування залишається фіксованим, а частота струму живлення в диполі закономірно змінюється від високих до низьких значень. При цьому вимірювання зазвичай проводяться на відстанях  $r$ , які істотно перевищують глибину до горизонту вивчення (як кажуть, в дальній зоні джерела).

Згідно результатам 6.5, глибина дослідження повністю визначається частотою поля  $\omega$ , тому, змінюючи частоту струму, який живить диполь  $AB$  або петлю  $S_0$ , можна керувати глибиною проникнення поля і таким чином одержувати відомості про електричні властивості розрізу на різних глибинах.

Основний параметр розрізу, який визначається в методі ЧЗ (так само, як і в методах постійного струму), – уявний питомий електричний опір:

$$\rho_K = K_{чз} \Delta U / I, \quad (7.17)$$

де  $\Delta U$  – амплітуда різності потенціалів між електродами  $M$  і  $N$ , або ЕРС індукції, наведеної в петлі  $S$ ;  $I$  – амплітуда гармонійних коливань струму, який живить диполь  $AB$  або петлю  $S_0$ ;  $K_{чз}$  – геометричний коефіцієнт, що залежить



від виду вимірювальної установки та її геометрії, тобто від рознесення електродів  $AB$  і  $MN$ , розмірів петель  $S_0$ ,  $S$  і відстаней між ними.

Якщо земля однорідна і характеризується опором  $\rho$ , формула (7.17) незалежно від частоти  $\omega$  і дає саме цей опір:

$$\rho_K = \rho$$

Якщо земля горизонтально-шарувата, величина  $\rho_K$  показує деяке сумарне значення опорів прошарків до глибини, яка визначається глибиною проникнення поля  $\delta_e$ . Згідно (6.22) величина  $\delta_e$  пропорційна  $T^{1/2}$ , де  $T = 2\pi/\omega$  – період гармонійних коливань.

Таким чином, зменшуючи частоту  $\omega$  струму живлення, ми все глибше проникаємо в землю і одержуємо інформацію про зміни параметрів геоелектричного розрізу по вертикалі. При цьому зменшення частоти призводить до такого ж самого ефекту, що і збільшення рознесення  $AB/2$  або  $r$  в методах ВЕЗ або ДЗ.

За даними польових спостережень відповідно до (7.17) на білогарифмічному бланку будують графік залежності  $\rho_K$  від параметру глибинності  $T^{1/2}$ . Цей графік носить назву *польової кривої ЧЗ*. Польові криві ЧЗ – основа для наступної кількісної інтерпретації, тобто для визначення істинних опорів прошарків геоелектричного розрізу.

Перевага методу ЧЗ порівняно із звичайною методикою електричних зондувань на постійному струмі (ВЕЗ або ДЗ) полягає в наступному: 1) можливість виконання зондування на одному фіксованому розрізі; 2) використання змінного струму дає можливість вести розвідку під прошарками-ізоляторами, що недоступно методам постійного струму; 3) при роботі на фіксованих частотах легко усувається вплив індустриальних і природніх перешкод.

**Зондування становленням електромагнітного поля в дальній і ближній зонах.** Метод зондування становленням поля ЗС був розроблений радянськими ученими А. Н. Тіхоновим, С. М. Шейнманном, Л. Л. Ваньяном, Л. З. Бобровніковим, Б. І. Рабиновичем та ін. В цьому методі використовують ті самі вимірювальні установки, що і в ЧЗ, однак диполь  $AB$  або петлю  $S_0$  живлять нестационарним електричним струмом. Найпростішим прикладом

нестационарного сигналу є ступеневий імпульс включення або виключення струму.

Розглянемо, наприклад, установку типу диполь – диполь (тобто джерелом струму слугує диполь  $AB$ , а вимірювання проводять за допомогою диполя  $MN$ ) і дослідимо процеси, які відбуваються при миттєвому виключенні струму в ланцюгу живлення. При цьому різниця потенціалів на електродах  $M$  і  $N$  не миттєво спадає до нуля, а зникає поступово, змінюючись за складною кривою. Це пов'язано з тим, що в момент виключення струму в провідних областях геоелектричного розрізу індуються вторинні струми, які в перший момент часу розподіляються в поверхневих прошарках, а потім починають проникати в глибину розрізу, поступово затухаючи з глибиною. Описаний процес носить назву *становлення поля* в землі, а графік залежності  $\Delta U_{MN}$  від часу – *кривою становлення поля*; її форма залежить від параметрів геоелектричного розрізу. Як бачимо, глибина проникнення нестационарного електромагнітного поля в землю визначається часом  $t$ , який проходить з моменту виключення (або включення) струму в ланцюзі живлення. Ця властивість поля зумовлює можливість зондування становленням поля, при якому вивчається залежність компонент поля від часу становлення.

Основний параметр розрізу який визначається в методі ЗС, – уявний питомий електричний опір  $\rho_K$ .

Для однорізної землі незалежно від  $t$  уявний опір співпадає з істинним опором  $\rho_K = \rho$ . При виконанні зондувань на поверхні шаруватого розрізу величина  $\rho_K$  характеризує сумарний опір прошарків до глибини, яка визначається глибиною проникнення нестационарного поля в землю. В теорії методу ЗС показується, що ця величина пропорційна  $\sqrt{2\pi t}$ , де  $t$  – час становлення. Таким чином, величина  $\rho_K$ , визначена для малих тривалостей часу  $t$ , характеризує верхній прошарок землі. Обчислюючи  $\rho_K$  для великих значень  $t$ , ми одержуємо інформацію про більш глибокі прошарки розрізу. Іншими словами, величина  $\sqrt{2\pi t}$  відіграє в методі ЗС таку саму роль, що і  $T^{1/2}$  в ЧЗ або АВ/2 у ВЕЗ.

За даними польових спостережень по відповідних формулах (які ми наведемо нижче) обчислюють значення  $\rho_K$  і на білогарифмічному бланку будуємо графік залежності  $\rho_K$  від  $\sqrt{2\pi t}$ . Цей графік називається польовою кривою ЗС. Це основний початковий матеріал для визначення істинних параметрів геоелектричного розрізу, тобто для кількісної інтерпретації.

Зауважимо, що в залежності від рознесення  $g$  між диполями живлення і вимірювальними диполями (або петлями), а також від величин часу, що вивчаються, процесу становлення поля розрізняють дві модифікації ЗС – в дальній (ЗСДЗ) і ближній (ЗСБЗ) зонах.

При зондуванні в дальній зоні рознесення установки  $g$  зазвичай в декілька разів перевищує глибину залягання досліджуваних горизонтів. При зондуванні в ближній зоні рознесення  $g$  наближається до глибини залягання досліджуваних горизонтів або навіть менше за неї.

В методі ЗСДЗ зондування виконують в дальній зоні джерела, а розрахунок  $\rho_K$  д ведуть за формулою:

$$\rho_K = K_{ЗСДЗ} \Delta U / I, \quad (7.18)$$

де  $\Delta U$  – різниця потенціалів, яка вимірюється між електродами  $M$  і  $N$ , або ЕРС індукції, що наводиться в петлі  $S$ ;  $I$  – сила постійного струму, який посиляється в диполь  $AB$  або петлю  $S_0$  (до його виключення);  $K_{ЗСДЗ}$  – геометричний коефіцієнт, який залежить від виду установки та її геометрії.

При роботах методом ЗСБЗ використовують ті ж самі схеми вимірювань, що і в методах ЧЗ та ЗСДЗ, однак спостереження ведуть поблизу джерела на відстані  $r < H$ , де  $H$  – проектована глибина розвідки. Найчастіше в методі ЗСБЗ використовують індукційні способи збудження і вимірювання поля. При цьому нерідко застосовують вимірювальну установку типу «петля в петлі» (тобто із суміщеними петлями  $S_0$  і  $S$ ) і вимірюють швидкість зміни вертикальної складової магнітного поля  $B_z$ , точніше ЕРС індукції, яка наводиться в приймальній горизонтальній петлі  $\Delta U_{B_z}$ , а розрахунок  $\rho_K$  ведуть за формулою:

$$\rho_K = K_{ЗСБЗ} t^{-5/3} (\Delta U_{B_z} / I)^{-2/3}, \quad (7.19)$$

де  $I$  – сила струму в петлі живлення;  $t$  – час становлення поля;  $K_{ЗСБЗ}$  – геометричний коефіцієнт установки.

Відстежуючи зміну  $\rho_k$  з плином часу можна, як і в методі ЗСДЗ, вивчити зміну параметрів геоелектричного розрізу від верхніх горизонтів до сумарних, більш глибоко залягаючих прошарків. Таким чином, прийоми реєстрації і обробки даних в методах ЗСБЗ і ЗСДЗ дуже схожі між собою. Відмінна особливість обробки даних в методі ЗСБЗ полягає в побудові поряд з кривими уявних опорів так званих кривих уявної провідності  $S_K(t)$ . Ця величина визначається поздовжньою провідністю провідної площини, еквівалентної пачці прошарків розрізу до глибини проникнення поля в момент часу  $t_0$ .

В цілому метод зондування становленням поля поєднує в собі, з одного боку, вже зазначені для ЧЗ переваги використанні змінного струму, а з іншого – надзвичайну практичну простоту створення джерела імпульсного сигналу (імпульсу включення або виключення струму). Цим і визначається широке застосування цього методу на виробництві.

**Електромагнітні зондування з потужними імпульсними джерелами струму (МГД-генератором).** До недавна на практиці електророзвідувальних робіт як джерело струму використовувалися автомобільні або дизельні генератори, потужність яких не перевищувала 60-150 кВт, а сила струму в навантаженні – не більше 50-199 А. Такі джерела дозволяють зондувати землю на глибину не більше декількох кілометрів. Разом з тим в останні роки в нафтовій і газовій геології визначилися чітка тенденція пошуку нафтових і газових родовищ на більших глибинах. Крім того, для прогнозу зон, перспективних з точки зору пошуку родовищ нафти і газу, а також для вивчення генезису цих родовищ необхідне зондування Землі на значно більшу глибини, аж до границі верхньої мантії. Для вирішення вказаних задач були необхідні принципово нові джерела електричного струму. До таких джерел відносяться потужні імпульсні магнітогідродинамічні (МГД) генератори, які дозволяють в імпульсах тривалістю 10 с і більше подавати на навантаження потужності до 80-100 тис. кВт і посилати струм силою до  $(5-20) \cdot 10^3$  А! Теорія і технологія виготовлення МГД-генераторів для геофізичних досліджень була

розроблена великим колективом учених під керівництвом академіка Є. П. Веліхова.

Коротко розглянемо принцип роботи МГД-генератора. Він представляє собою пороховий ракетний двигун, який дозволяє здійснювати пряме перетворення енергії плазми в електричний струм.

В генераторі плазми згорає тверде паливо з добавками легко іонізуючих речовин. Електричний потік так званої «холодної» плазми, що при цьому утворюється, і температура якого складає  $3000\text{ }^{\circ}\text{C}$ , з великою швидкістю проходить із генератора плазми в МГД-канал, який має прямокутний переріз. Верхня і нижня стінки МГД-каналу виконані із термостійкого ізоляційного матеріалу, бічні стінки мають металеве покриття, які відіграють роль струмозійомних електродів. Зверху і знизу від МГД-каналу закріплені безсердечникові соленоїди, по яких одночасно із включенням генератора плазми пропускається від батареї початкового збудження струм великої сили. Цей струм створює поперечне магнітне поле, в якому потік плазми зазнає різкого гальмування. В результаті між електродами в плазмі – рухомому провіднику – виникає електрорушійна сила, поперечна магнітному полю  $\vec{H}$  і напрямку потоку провідної плазми  $\vec{v}_p$ . Ця ЕДС породжує в електродах, розташованих на бічних стінках МГД-каналу, струм великої сили  $I_H$ , який і подається в навантаження.

Поле МГД-генератора розповсюджується на великі глибини (десятки кілометрів), водночас охоплює досить великі за площею території на поверхні землі. У зв'язку з цим методика роботи з МГД-генератором істотно відрізняється від стандартної методики електромагнітних зондувань, при якій ми маємо одну точку збудження і одну точку прийому сигналу.

При МГД-зондуваннях реєстрацію здійснюють одночасно в декількох точках на профілі або площі робіт за допомогою цифрової або аналогової апаратури. З цією метою зараз розробляється спеціальна апаратура ЦЕС-МГД (див. 7.4). За допомогою цієї апаратури (або стандартних станцій типу ЦЕС-2) одночасно вимірюють одну (як правило, вертикальну) компоненту магнітного поля або декілька електричних і магнітних компонент (до п'яти:  $E_x$ ,  $E_y$ ,  $H_x$ ,  $H_y$ ,

$H_z$ ) в багатьох точках на площі дослідження. В результаті одержують карту просторово-часового розподілу електромагнітного поля МГД-генератора в районі досліджень.

Таким чином, основна задача польових геофізичних досліджень з МГД-генератором – вивчення просторово-часової структури поля МГД-джерела на поверхні землі. У свою чергу, особливості структури цього поля відображають особливості геоелектричної побудови розрізу.

Основні переваги роботи з МГЖ-генераторами наступні: 1) велика глибинність дослідження; 2) висока роздільна здатність методу – за рахунок високоточного виділення потужного імпульсного сигналу на фоні перешкод; 3) можливість вивчення горизонтальних геоелектричних неоднорідностей розрізу, пов'язаних із петрофізичними властивостями порід (останнє надзвичайно важливе при пошуках нафтових або газових покладів, а також гідротермальних джерел).

### **7.3. Магніотелуричні і магнітоваріаційні методи розвідки**

Магніотелуричні та магнітоваріаційні методи засновані на вивченні природного змінного електромагнітного поля Землі, природа і властивості якого були описані в 6.6.

На сьогодні вже створені і ефективно застосовуються на практиці різні системи спостережень магніотелуричного поля. В залежності від цих систем і характеру самих вимірювань розрізняють основні модифікації: магніотелуричне зондування (МТЗ), магніотелуричне профілювання (МТП), метод телуричних струмів (ТС), магнітоваріаційне зондування (МВЗ), магнітоваріаційне профілювання (МВП), глибинне електромагнітне зондування (ГЕМЗ). Охарактеризуємо коротко кожен модифікацію.

**Магніотелуричні методи.** Основний магніотелуричний метод – магніотелуричне зондування, яке полягає в одночасній реєстрації горизонтальних компонент магніотелуричного поля  $E_x$ ,  $E_y$ ,  $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$  в одній

або в декількох точках на поверхні землі. Основа теорії МТЗ була закладена в класичних роботах А. П. Тихонова та Л. Каньяра.

Вимірювальна установка методу МТЗ складається із пари взаємно ортогональних вимірювальних ліній  $M_1N_1$  і  $M_2N_2$ ,

$$\begin{aligned} E_x &\approx \Delta U_{M_1N_1} / M_1N_1; \\ E_y &\approx \Delta U_{M_2N_2} / M_2N_2 \end{aligned} \quad (7.20)$$

і пари магнітометрів, які вимірюють горизонтальні компоненти магнітного поля  $H_x$  і  $H_y$ .

Співвідношення взаємно ортогональних компонент електричного і магнітного полів, виміряних на поверхні Землі, носить назву *хвильового опору* або *вхідного імпедансу* розрізу. Вхідний імпеданс позначається буквою  $Z$  і на поверхні горизонтально-шаруватого середовища дорівнює:

$$Z = E_x / H_y = -E_y / H_x. \quad (7.21)$$

Імпеданс  $Z$ , визначений по формулі (7.21), часто називають *імпедансом Тихонова – Каньяра*.

У випадку однорідного середовища по вимірюваному на поверхні Землі вхідному імпедансу можна визначити істинний питомий опір  $\rho$  за формулою:

$$\rho = 0,2T|Z|^2. \quad (7.22)$$

де імпеданс відповідно до (7.21) виражається в (мВ/км)/нТ, період  $T$  – в с,  $\rho$  – в Ом·м.

Якщо середовище, що вивчається, неоднорідне, вираз (7.22) дає величину деякого фіктивного опору, який носить назву, як і в інших методах електророзвідки, *уявного питомого електричного опору*:

$$\rho_K = 0,2T|Z|^2. \quad (7.23)$$

В магнітотелуричному зондуванні, як правило, вивчають регулярні короткоперіодичні варіації, які мають правильну квазісинусоїдальну форму і характеризуються періодами від частки секунд до десятка хвилин. Це дає можливість визначити імпеданс  $Z$  і  $\rho_K$  для різних періодів варіацій. В той же час період варіацій визначає глибину проникнення магнітотелуричного поля в землю – згідно (6.22) глибина проникнення поля пропорційна квадратному кореню із періода:  $\delta_e \approx T^{1/2}$ . Таким чином, уявний електричний опір, обчислений

за (7.23) для варіацій з різними періодами, несе інформацію про геоелектричні прошарки, які залягають на різній глибині.

Графік залежності  $\rho_K$  від  $T^{1/2}$ , побудований на білогарифмічному бланку, носить назву польової кривої МТЗ. Польові криві МТЗ якісно показують характер зміни електричних властивостей розрізу по вертикалі. Методи кількісної інтерпретації результатів МТЗ ми розглянемо в 8.2.

Таким чином, магніотелуричне зондування засноване на тих самих принципах частотного зондування землі, які реалізовані в методі ЧЗ. Відмінність полягає лише в тому, що в ЧЗ використовується штучне джерело поля, а в МТЗ – змінне електромагнітне поле природного походження.

**Магніотелуричне профілювання.** Магніотелуричне профілювання (МТП) являє собою спрощену модифікацію МТЗ, в якій вивчаються варіації магніотелуричного поля у вузькому діапазоні періодів. Оскільки період варіацій поля визначає глибину його проникнення в Землю, то при виконанні магніотелуричного профілювання ми досліджуємо, як саме змінюються за профілем або площею властивості геоелектричного розрізу на деякій постійній глибині (звідси і термін – профілювання).

Найбільш сприятливі для виконання МТП розрізи, в яких високоомний опірний горизонт перекритий порівняно добре провідними відкладеннями. Такі розрізи типові для поверхонь кристалічного фундаменту, а провідні прошарки представлені породами осадового чохла. Із теорії магніотелуричних методів відомо, що у вказаних геологічних ситуаціях для певних періодів варіацій імпеданс, що визначається за (7.21), зворотно пропорційний сумарній повздовжній провідності надопірної товщі:

$$S = 796 / |Z|. \quad (7.24)$$

Отже, з'являється можливість по вимірюванні імпедансу на будь-якій одній фіксованій частоті (періоді) визначати сумарну повздовжню провідність  $S$  провідної товщі розрізу, будувати графіки і карти зміни  $S$  уздовж профілю або по площі. Ці карти, як буде показано в 8.3, дають можливість визначати глибину залягання  $H$  покрівлі високоомного горизонту (наприклад, поверхні кристалічного фундаменту).



**Метод телуричних струмів.** Метод телуричних струмів (скорочено ТС) заснований на вимірюванні на поверхні Землі тільки електричних компонентів магнітотелуричного поля. При цьому спостереження проводять одночасно на двох точках – базисній (Б) і польовій (П). По вимірюванням природного змінного електричного поля в одній точці на поверхні Землі ми не можемо судити про електропровідність Землі, так як величина й інтенсивність телуричного поля в даній точці визначаються не тільки електричними властивостями земних надр, а і інтенсивністю і конфігурацією іоносферних струмових вихорів, які збуджують поле і безперервно змінюються в часі. В методі МТЗ ми позбавлялися від цього впливу шляхом нормування (ділячи) електричне поле на магнітне (при обчисленні імпедансу за формулою (6.45)). В методі телуричних струмів таке нормування здійснюють шляхом поділу середньої напруженості електричного поля в польовій точці  $E_n$  на середню напруженість поля в базисній точці  $E_B$ . Одержана при цьому середня відносна напруженість поля ТС позначається як  $K_{ТС}$  і називається телуропараметром:

$$K_{ТС} = E_n / E_B. \quad (7.25)$$

Телуропараметр  $K_{ТС}$  вже не залежить від мінливості іоносферного вихору струму, а визначається тільки геоелектричними властивостями розрізу, зокрема для розрізів, які містять високоомний опірний електричний горизонт. Величина  $K_{ТС}$  пропорційна сумарній поздовжній провідності над опірної товщі.

**Магнітоваріаційні методи.** Один із розповсюджених на практиці магнітоваріаційних методів – магнітоваріаційне профілювання, полягає в реєстрації варіацій всіх трьох компонент магнітного поля  $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$ . З цією метою застосовується або аналогова апаратура (магніто варіаційні або магніто телуричні станції), або цифрові станції ЦЕС (див. 7.4). При цьому спостереження проводяться або за допомогою однієї станції, яка послідовно переміщується по профілю, або за допомогою двох синхронно працюючих станцій, розташованих в базисній  $B$  і польовій  $P$  точках (як в методі ТС). В залежності від задачі вивчаються магнітні варіації в інтервалі від декількох секунд до декількох годин і навіть діб. Обробка спостережень полягає або в візуальному виділенні квазісинусоїдальних варіацій (при ручній обробці), або в

часовому спектральному аналізу магнітних варіацій з наступним визначенням співвідношень компонент магнітного поля в базисній і польовій точках. Величини цих співвідношень залежать тільки від положення точок спостереження, частоти  $\omega$  і параметрів геоелектричного розрізу, тобто є функціями електропровідності. Якісний і кількісний аналіз цих функцій дає можливість вирішувати зворотні геоелектричні задачі, зокрема, будувати карти розподілу  $S$ .

Одна із модифікацій магнітоваріаційного методу – *магнітоваріаційне зондування*. Методика польових вимірювань при МВЗ аналогічна застосованій в МВП, однак головна задача досліджень полягає у визначенні вертикального розподілу електропровідності з глибиною (зокрема, в рамках одномірних геоелектричних моделей). Прикладом такого методу може бути МВЗ по способу просторових похідних. В цьому методі по результатах вимірювань в декількох кольових точках, які оточують базисну, приблизно визначати горизонтальні похідні магнітоваріаційного поля, а по них відповідно до формули

$$Z = -i\omega\mu_0 \frac{H_z}{\partial H_x / \partial x + \partial H_y / \partial y}. \quad (7.26)$$

Знаходити імпеданс  $Z$ , аналогічний звичайному імпедансу Тихонова – Каньяра, що визначався в методі МТЗ. За допомогою імпедансу  $Z$ , одержаному магніто варіаційним методом, можна також визначати уявний опір розрізу і будувати криві зондування.

#### 7.4. Електророзвідувальна апаратура

Основні вимоги до електророзвідувальної апаратури і обладнання визначаються використанням методом і специфікою виконуваних польових робіт.

У більшості методів електророзвідка (як на постійному, так і на змінному струмі) головні вимірювальні величини – різниця потенціалів між приймальними електродами (або ЕРС індукції в приймальній петлі) і сила

струму в живильному ланцюгу. Крім того, в магнітотелуричних і магнітоваріаційних методах вимірюються складові геомагнітного поля. Коротко охарактеризуємо основні типи застосованій в електророзвідці апаратури і принципах її побудови.

**Апаратура для роботи на постійному струмі.** Для вимірювання постійної різності потенціалів і постійного струму використовують три способи: 1) компенсаційний; 2) автокомпенсаційний; 3) осцилографічний.

*Компенсаційний спосіб* заснований на порівнянні вимірювальної і відомої різностей потенціалів.

Тут гальванічний елемент  $E$  навантажений на ділянку напруги  $R$ . В загальному випадку між електродом  $M$  і точкою  $m$  ділянки напруги  $R$  існує деяка різність потенціалів, яка фіксується гальванометром  $G$ . Однак, рухаючи повзунк  $p$  ділянки, можна досягти такого положення, що компенсаційна різність потенціалів  $\Delta U_{mn} = j_k R_{mn}$  буде дорівнювати вимірювальній різності потенціалів між електродами  $M$  і  $N$ :  $\Delta U_{MN} = \Delta U_{mn}$  (при відповідній полярності підключення вимірювальних електродів). У цьому випадку гальванометр  $G$  відзначить відсутність струму і, отже, рівність потенціалів між точками  $M$  і  $m$ . Таким чином, фіксуючи (по показанню гальванометра) те показання повзунка ділянки  $R$ , при якому вимірювальна різність потенціалів виявляється рівною відомому падінню напруги на ділянці, ми і визначаємо  $\Delta U_{MN}$ :

$$\Delta U_{MN} = \Delta U_{mn} = j_k R_{mn}. \quad (7.27)$$

Знаючи електрорушійну силу елемента  $E$  і всі опори  $R$  ділянки, по якому протікає компенсаційний струм, можна вирахувати величину цього струму:

$$j_k = E / R \text{ const.} \quad (7.28)$$

Після підстановки (7.28) у (7.27) одержуємо:

$$\Delta U_{MN} = (E / R) R_{mn}. \quad (7.29)$$

Таким чином, визначення  $\Delta U_{MN}$  зводиться до зняття відліку з повзунка ділянки  $R_{mn}$  в момент компенсації. Компенсаційний спосіб реалізовано в одному із перших електророзвідувальних приладів – потенціометрі ЕП-1.

*Автокомпенсаційний спосіб* відрізняється від компенсаційного тим, що різність компенсації потенціалів підбирають автоматично без участі оператора. Цей спосіб реалізовано в автокомпенсаторах, які серійно випускаються, типу ЕСК (електророзвідувальний стрілочний компенсатор).

*Осцилографічний спосіб* характеризується тим, що як вимірювальний пристрій використовують гальванометр, підключений до електродів  $M$  і  $N$ . Принцип дії дзеркального гальванометра заснований на властивості провідника (рамки) із струмом повертатися в поле постійного магніту. При цьому кут повороту пропорційний силі струму, який протікає в рамці, тобто прикладеної до рамки різності потенціалів  $\Delta U_{MN}$ , що вимірюються. Цей кут повороту вимірюють за допомогою дзеркальця, поміщеного на нитці підвісу рамки. Промінь світла, спрямований від освітлювача на дзеркальце, відбивається на фотопапір, що рухається. При цьому відхилення відблиску променя нульової лінії запису (коли струм в рамці відсутній) пропорційно куту повороту дзеркальця і, отже, величині  $\Delta U_{MN}$ .

Згадані вище принципи вимірювання постійної різності потенціалів реалізовані в відповідній електророзвідувальній апаратурі. Одним із перших електророзвідувальних приладів, який застосовувався на практиці робіт на постійному струмі, став електророзвідувальний потенціометр ЕП-1. В цьому приладі реалізовано компенсаційний спосіб вимірювання. Сьогодні промисловими підприємствами він вже не випускається і на виробництві використовується рідко.

Автокомпенсаційний спосіб реєстрації реалізовано в електронних стрілкових компенсаторах ЕСК-1, ЕСК-2 і в автокомпенсаторі електророзвідувальному АЕ-72. Компенсація вимірювальної різності потенціалів здійснюється підсилювачем змінного струму з перетворенням напруги на вході із постійної в пульсуючу і наступним механічним випрямленням його на виході.

Прилади цього типу дають можливість вимірювати не тільки різність потенціалів  $\Delta U_{MN}$  між електродами вимірювання, але і струм в електродах живлення  $AB$ . Для цього струм живлення подається на внутрішній опір приладу

відомої величини і відбувається компенсація падіння напруги на цьому опорі за схемою, описаною вище. Вимірювальна таким чином різниця потенціалів пропорційна силі струму  $I$ , що відображено на відповідній шкалі приладу, яка дозволяє безпосередньо брати відліки в сантіамперах.

Подальше удосконалення приладів для вимірювання електричних полів в електророзвідці призвело до створення апаратури, яка працює на змінному електричному струмі низької частоти. Справа в тому, що закони розповсюдження низькочастотного струму в землі з високим ступенем точності співпадають із законами розповсюдження постійного електричного струму. В той же час застосування змінного струму виявляється технічно більш вигідним, оскільки дає можливість виключити вплив ЕРС поляризації приймальних електродів і промислових перешкод. В різний час в колишньому СРСР була розроблена апаратура низької частоти різних типів: АНЧ-1, АНЧ-3, ІКС-1, ІКС-50.

**Електророзвідувальні станції.** Представляють собою комплект апаратури, встановленої на одній або двох автомашинах. Вони призначені для виконання польових електророзвідувальних робіт як методами постійного, так і змінного струму.

Найбільшого розповсюдження набули станції, що мають загальне позначення ЕРС і складаються з двох основних вузлів – генераторної групи та вимірювальної лабораторії, змонтованих на двох автомобілях (як правило, підвищеної прохідності).

Вимірювальна лабораторія призначена для вимірювання різності потенціалів (ЕРС індукції) в методах ВЕЗ, ДЗ, ЧЗ, ЗС, а також при магніто телуричних дослідженнях. Як основний спосіб реєстрації використовується осцилографічний спосіб із записом вимірюваної різності потенціалів (ЕРС індукції) на фотопапері.

Генераторна група призначена для посилення постійного або змінного струму в ланцюг живлення (електроди  $AB$  або петлю  $S_0$ ) і вимірювання сили цього струму. Вимірювальна лабораторія і генераторна група оснащені

радіостанціями, які забезпечують зв'язок між ними і синхронність реєстрації вимірювальних сигналів.

**Цифрова електроозвідувальна станція ЦЕС-2** призначена для реєстрації в польових умовах п'яти компонент магнітотелуричного поля  $E_x$ ,  $E_y$ ,  $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$ . Величина електричного сигналу, який надходить від датчиків (вимірювальних електродів або магнітометрів), вимірюється по величині в дискретні значення часу і вже в цифровому вигляді (в II-розрядному двійковому коді) записується на магнітну стрічку. Основною перевагою цифрового запису перед аналоговим є великий динамічний діапазон запису, а також можливість повної автоматизації процесу обробки та інтерпретації результатів спостережень, так як цифрові дані, записані на магнітну стрічку, можуть бути безпосередньо уведені в ЕОМ.

В цифровій станції ЦЕС-2 (рис. 28) варіації магнітотелуричного поля перетворюються датчиками поля в електричні сигнали і паралельно по п'яти каналах надходять до підсилювача  $У$ . Підсилені сигнали через компенсатори  $К$  прямують в блок комутаторів БК, який по черзі фіксує дискретну амплітуду сигналу кожного каналу. Тривалість дискретизації  $\Delta t$  може бути змінено відповідним перемикачем в діапазоні 2,5-72,0 мс  $\pm$  0,1%. Далі вхідні сигнали подаються по черзі в панель кодування ПК. В цій панелі величини амплітуди електричних сигналів за допомогою перетворювача аналог – код (містить спеціальні мікросхеми, подібні до блоків ЕОМ) переводяться в цифрову форму і кодуються в двійковій системі обчислення (в II-розрядному двійковому коді). Цифровий сигнал надходить до панелі управління ПУ, де, після додавання п'яти розрядів службової інформації формуються 16-розрядні слова.

#### РИС

Рис. 28. Блок-схема цифрової електророзвідувальної станції ЦЕС-2 (за В. Н. Ключкіним): 1 – сигнальні ланцюги, 2 – ланцюги управління

Сьогодні для вимірювання поля в методах ЧЗ, ЗСДЗ, ЕСБЗ (так само, як і в магнітотелуричних методах) найбільш широко застосовуються електророзвідувальні станції типу ЦЕС-2.

Записи, одержані на ЦЕС, уводяться в ЕОМ за допомогою спеціального пристрою уведення ВП-2. Електрона обчислювальна машина за відповідними програмами, що реалізують методи обробки електророзвідувальних даних, розраховує польові криві електромагнітних зондувань (або профілювань), а потім за методикою, описаною нижче, здійснює їх інтерпретацію.

Останнім часом почався випуск цифрових станцій ЦЕС-3, до складу яких входить мініЕОМ, яка автоматично контролює і керує роботою станції, а також первинну обробку даних в реальному масштабі часу (тобто безпосередньо в польових умовах).

### **7.5. Геологорозвідувальні задачі, які вирішуються електророзвідувальними методами**

Сьогодні методи електророзвідки застосовують для вирішення широкого кола геологічних задач, головні з яких наступні.

*При регіональних дослідженнях:*

- визначення глибини залягання прошарків підвищеної провідності в нижній частині земної кори у верхній мантії;
- визначення глибини залягання поверхні високоомного кристалічного фундаменту;
- вивчення розломів у фундаменті в осадовому чохлі;
- розчленування осадового чохла – вивчення поверхонь високоомних та низькоомних проміжних горизонтів;
- відстеження зон вклинювання літологічних комплексів.

*При напівдетальних і детальних дослідженнях:*

- детальне вивчення рельєфу поверхні фундаменту;
- виділення і прогнозування локальних структур в осадовому чохлі, у тому числі перспективних на нафту і газ;
- пошуки підсольових локальних структур в складчастих областях;
- картування насувів і піднасувних структур;

- прогнозування неантиклінальних родовищ нафти і газу типу рифів, літологічно, стратиграфічно та тектонічно екранованих пасток;
- при прямому пошуку родовищ нафти і газу (як зон, які характеризуються аномально високим питомим опором).

Перераховані геологічні задачі вирішуються або окремими електророзвідувальними методами, або їх комплексом. Оптимально комплексування електророзвідувальних методів із сейсмічними, що істотно підвищує економічну ефективність геофізичних досліджень (питання комплексування детально будуть розглянуті в шостому розділі). В районах із несприятливими сейсмологічними умовами (Якутск, Сахалін, Таджикистан) електророзвідувальні методи являються провідними в комплексі регіональних геофізичних досліджень.

В даний час найбільш крупні площинні електророзвідувальні роботи виконуються на Російській платформі, у Західному Сибіру, на Східно-Сибірській платформі, на Сахаліні та Камчатці, в Таджикиській депресії, у Східному Передкавказзі, на Прикаспійській западині, Передуральному прогині. На території Західного Сибіру методами МТП-МТЗ уперше були виділені аномалії сумарної поздовжньої провідності  $S$  платформених відкладень, пов'язаних із Уренгойською, Ведмежою, Ювілейною та іншими структурами, на яких в наступному були виявлено родовища нафти і газу. В Прикаспійській низовині та в Прибалтиці комплексом методів зондування становленням поля в сейморозвідці виявлено нафто- і газonosні структури в осадовому чохлаі. Методами МТЗ, ТТ та ЗС вивчено піднасувну будову Передуральського прогину та західного схилу Уралу. В межах кожного із згаданих районів по даних електророзвідки встановлено крупні зони тектонічних порушень у фундаменті та осадовому чохлаі. Перспективи застосування електророзвідувальних методів в нафтовій і газовій геології необхідно пов'язувати з подальшим удосконаленням методики інтерпретації, підвищенням точності вимірювань, підвищенням якості робіт, повним переходом на цифровий запис і обробку матеріалів на ЕОМ, впровадженням потужних імпульсних джерел струму – МГД-генераторів – в практику електромагнітних зондувань.



## Контрольні роботи

1. Сформулюйте основні принципи електричних зондувань на постійному струмі.
2. Назвіть основні типи електророзвідувальних установок, які застосовуються в методах постійного струму.
3. Опишіть сутність частотних електромагнітних зондувань.
4. Сформулюйте основні особливості і переваги зондування становленням електромагнітного поля в дальній в ближній зонах.
5. Які принципові особливості електромагнітних зондувань з потужними імпульсними джерелами струму (МГД-генераторами)?
6. Коротко опишіть основні модифікації магнітотелуричних і магнітоваріаційних методів розвідки.
7. Дайте характеристику основних типів апаратури, яку застосовують в електророзвідці на постійному струмі, принципи їх влаштування.
8. Наведіть основні характеристики електророзвідувальних станцій.
9. Сформулюйте геологічні задачі, які вирішуються електророзвідувальними методами.

## РОЗДІЛ 8

### ОСНОВИ ІНТЕРПРЕТАЦІЇ ДАНИХ ЕЛЕКТРОРОЗВІДКИ

#### 8.1. Якісна і кількісна інтерпретація даних електророзвідки

Існуючі прийоми і методи інтерпретації даних електророзвідки можна розділити на дві великі групи: якісні методи та кількісні методи.

*Якісні методи* призначені для визначення загальних закономірностей геологічної будови досліджуваного району, оцінки вірогідних зон виявлення тих чи інших геологічних структур. Ці методи засновані на зв'язку між особливостями будови геоелектричного розрізу і характерними параметрами електророзвідувальних кривих. Як правило результатами якісних методів є побудова різних *карт* і *графіків*, що підкреслюють ті чи інші властивості кривих електромагнітного зондування.

*Кількісні методи* інтерпретації даних електророзвідки полягають в безпосередньому визначенні питомих електричних опорів і потужностей прошарків, що складають землю. Кількісна інтерпретація завершується, як правило, побудовою *геоелектричних розрізів*, на яких показано розподіл електричних опорів різних прошарків землі (і границі цих прошарків).

#### 8.2. Інтерпретація результатів електричних і електромагнітних зондувань

Основний результат робіт методами електричного або електромагнітного зондування – польові криві зондування (ВЕЗ, ДЗ, ЧЗ, ЗС або МТЗ). Хоча ці криві в кожному методі мають свої особливості, принципи їх інтерпретації однакові. Наведемо типові прийоми кількісної інтерпретації польових кривих.

**Визначення узагальнених параметрів геоелектричного розрізу по асимптотам польових кривих.** Основним узагальненим параметром геоелектричного розрізу є його сумарна поздовжня провідність  $S$  (якщо у

підшві розрізу залягає пласт-ізолятор). Як приклад опишемо основні способи визначення параметру  $S$ .

Із теорії електричних зондувань на постійному струмі (ВЕЗ і ДЗ) випливає, що коли у підшві розрізу залягає пласт-ізолятор, права гілка польових кривих має нахилену під кутом  $45^0$  до осі абсцис асимптоту (в методі ДЗ це вірно, зокрема, для екваторіальних вимірювальних установок, в яких осі диполів  $AB$  і  $MN$  перпендикулярні до лінії, яка з'єднує їх центри). У цьому випадку абсциса точки перетину похилої асимптоти з горизонтальною віссю чисельно дорівнює значенню  $S$ .

Польові криві ЧЗ, ЗСДЗ і МТЗ в аналогічній ситуації мають праву похилу асимптоту під кутом  $63^025'$ . Якщо позначити через  $T_s^{1/2}$  абсцису точки перетину цієї асимптоти з горизонтальною віссю в методах ЧЗ і МТЗ (рис. 29, б) і через  $\sqrt{2\pi t_s}$  – абсцису точки перетину з горизонтальною віссю в методі ЗСДЗ або ЗСБЗ (рис. 29, в), то величини  $S$  (в см) наступні:

$$\text{для ЧЗ } S = 503 \sqrt{T_s};$$

$$\text{для МТЗ } S = 356 \sqrt{T_s};$$

$$\text{для ЗСДЗ } S = 503 \sqrt{2\pi t_s};$$

$$\text{для ЗСБЗ } S = 189,3 \sqrt{2\pi t_s};$$

де  $T_s$  і  $t_s$  виражені в с.

Значення  $S$ , визначені вказаними вище способами, використовують для побудови графіків і карт  $S$ , які показують зміну сумарної потужності  $H$  надопірної товщі в межах площі досліджень.

**Інтерпретація польових кривих електромагнітного зондування за допомогою альбому теоретичних кривих (палеток).** Цей метод основний при кількісній інтерпретації електророзвідувальних даних. По суті він представляє собою один із різновидів методу підбору, який широко використовується при різних геофізичних дослідженнях. Метод полягає в порівнянні польових кривих зондування із теоретичними кривими, розрахованими по спеціальних формулах для різних наборів моделей геоелектричного розрізу. Задача полягає в тому, щоб підібрати такі параметри розрізу (число прошарків  $N$ , їх потужності  $h_i$  і

питомі електричні опори  $\rho_i$ ), щоб теоретичні криві зондування, розраховані для цих параметрів, найкраще співпадали з польовими. Для зручності вирішення задачі створені альбоми теоретичних кривих (палетки), які містять безліч кривих, що відповідають різним модельним розрізам. Геофізик-інтерпретатор порівнює польові криві з теоретичними із набору палеток і знаходить таку теоретичну криву, яка б була найближчою до кривої зондування, що спостерігається. Параметри розрізу, для яких розрахована ця теоретична крива, як раз і визначають шукані параметри геологічного розрізу під точкою зондування.

**Інтерпретація за допомогою ЕОМ.** Застосування ЕОМ дає можливість автоматизувати процес підбору параметрів геоелектричного розрізу, яка найкраще відповідатиме польовим кривим спостереження. При цьому, як правило, ЕОМ не зберігає в своїй пам'яті різні криві зондування (тобто не має в своєму розпорядженні «альбому палеток», як це було при «ручній» інтерпретації), а безпосередньо розраховує все необхідне по ходу підбору теоретичних кривих у спеціальних програмах, закладених в ЕОМ. Позначимо, наприклад, через  $\rho_K^T = \rho_K^T(h_1, \rho_1, h_2, \rho_2, \dots, \rho_N)$  якусь теоретичну криву, яка відповідає  $N$ -шаровому розрізу з товщинами  $h_1, h_2, \dots, h_{N-1}, h_M = \infty$  і питомими електричними опорами  $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_N$ . Також позначимо через  $\rho_K$  відповідну польову криву, яку необхідно проінтерпретувати (тобто визначити параметри розрізу, над яким вона одержана). Нехай далі  $\rho_{K_m}$  позначає величину  $\rho_K$  в  $m$ -ій точці відліку із польової кривої (тобто при якомусь  $m$ -му значенні напіврознесення  $AB/2$  – в методі ВЕЗ, або періоду  $T$  – методах ЧЗ і МТЗ, або часу  $t$  – методі ЗС), а  $\rho_{K_m}^T$  – відповідне значення теоретичної кривої в  $m$ -й точці відліку. Тоді задача підбору шуканих параметрів розрізу може бути зведена до мінімізації (по параметрах  $\rho_1, h_1, \rho_2, h_2, \dots, \rho_N$  розрізу підбирання) функції  $\Phi$ , яка дорівнює сумі квадратів різностей  $\rho_{K_m}$  і  $\rho_{K_m}^T$ :

$$\Phi(h_1, \rho_1, h_2, \rho_2, \dots, \rho_N) = \sum_{m=1}^M (\rho_{K_m} - \rho_{K_m}^T)^2 = \min, \quad (8.1)$$

де  $M$  – загальне число точок відліку.

Електронна обчислювальна машина автоматично за спеціальними програмами знаходить такі значення параметрів  $\rho_1, h_1, \rho_2, h_2, \dots, \rho_N$ , які перетворюють в мінімум функцію  $\Phi$ . Ці значення і є результатом вирішення задачі інтерпретації польової кривої. ЕОМ видає ці значення на друк або при необхідності безпосередньо будує шукані геоелектричні розрізи.

### **8.3. Інтерпретація результатів магнітотелуричного профілювання, методу телуричних струмів і глибинного електромагнітного зондування**

В 7.3 було показано, що методи магнітотелуричного профілювання і телуричних струмів дають можливість насамперед визначати сумарну поздовжню провідність  $S$  розрізу (у випадку, коли у підшві залягає пласт-ізолятор). Ці значення використовуються для побудови графіків і карт  $S$ , які показують зміну сумарної товщі  $H$  надопірної товщі в межах всієї площі дослідження. Ці карти застосовуються на етапі якісної інтерпретації електророзвідувальних даних, однак можливе і їх кількісне використання.

Припустимо, що поздовжній питомий електричний опір  $\rho_i$  надопірної товщі постійний або майже не змінюється по площі. Тоді, знаючи величину  $\rho_i$  хоча б в одній точці зондування, можна за формулою, що випливає з (6.20), визначити  $H$  по всій території:

$$H = \rho_i S. \quad (8.2)$$

Для визначення  $\rho_i$  в одній точці слід скористатися додатковою геолого-геофізичною інформацією, наприклад, результатами буріння. Нехай за даними буріння в одній точці відома глибина  $H_0$  опірного електричного горизонту. Позначимо через  $S_0$  сумарну поздовжню провідність в цій самій точці; тоді по (8.2)

$$\rho_i = H_0 / S_0. \quad (8.3)$$

Після підстановки (8.3) у (8.2), остаточно отримуємо:

$$H = (H_0 / S_0) S. \quad (8.4)$$

Формула (8.4) дає можливість безпосередньо перебудувувати карти  $S$  в карти глибин  $H$ .

Вказаний метод визначення глибини залягання опірною електричного горизонту одержав назву *методу S*. Опірним геоелектричним горизонтом найчастіше слугує кристалічний фундамент платформ або високоомні відкладення, які безпосередньо залягають на фундаменті.

Після обробки даних МВП і ГЕМЗ ми одержуємо карти просторового розподілу варіацій магнітного і телуричного полів на деякій площі (або за профілем) в широкому діапазоні частот. Інтерпретація цих даних полягає в побудові двомірних або навіть тривимірних геоелектричних моделей областей дослідження. За сучасними уявленнями ця задача може бути вирішена в два етапи.

**I. Аналіз електромагнітного поля.** Цей етап полягає в розділенні електромагнітного поля, яке спостерігається, (по спеціальних програмах на ЕОМ) на нормальну і аномальну частини, а також у виділенні складових поля, які пов'язані із впливом різних прошарків провідності в земній корі і верхній мантії.

**II. Рішення зворотних задач, тобто визначення параметрів геоелектричного розрізу.** Найбільш розповсюджені методи, які застосовуються на цьому етапі, – *методи математичного моделювання*. Вони полягають в чисельному розрахунку на ЕОМ теоретичних електромагнітних полів над складними неоднорідними геоелектричними розрізами і підбиранні таких параметрів моделей, для яких теоретичні поля найближчі до експериментальних. Сьогодні існують різні комплекси програм для ЕОМ, які дозволяють вирішувати цю задачу.

Таким чином, спільне застосування магніто телуричних і магніто варіаційних методів дає можливість вивчати достатньо складні неоднорідні геоелектричні розрізи.

### **Контрольні питання**

1. Які особливості якісних і кількісних методів інтерпретації результатів електророзвідки?
2. Опишіть типові прийоми визначення узагальнених параметрів геоелектричного розрізу по результатах електричних і електромагнітних зондувань.
3. Дайте характеристику палеточному способу інтерпретації польових кривих зондування.
4. Сформулюйте основні принципи інтерпретації даних електричних і електромагнітних зондувань за допомогою ЕОМ.
5. Опишіть метод  $S$  інтерпретації даних магнітотелуричного профілювання і методу телуричних струмів.
6. Які основні етапи інтерпретації даних глибинного електромагнітного зондування (ГЕМЗ)?

## **РОЗДІЛ 4**

### **СЕЙСМОРОЗВІДКА**

У сейсмічній розвідці (скорочено сейсморозвідці) за допомогою вибухів або невибухових джерел (ударів, вібрацій тощо) збуджують в землі пружні (сейсмічні) хвилі. В процесі свого розповсюдження вони зазнають відбивання і заломлення на границях геологічних напластувань з різними пружними властивостями. Відбиті і заломлені хвилі реєструють (записують) на магнітну стрічку за допомогою спеціальної високочутливої апаратури в цифровому двійковому коді. В результаті обробки цифрових записів сейсмічних коливань на ЕОМ одержують інформацію про глибину залягання і конфігурацію границь геологічних напластувань, на яких відбулося відбиття і заломлення сейсмічних хвиль. Інтенсивність, частотний склад, швидкості розповсюдження та інші характеристики сейсмічних хвиль також залежать від речовинного складу гірських порід, у тому числі від їх нафтогазонасичення. Це дає можливість при сприятливих умовах використовувати ці характеристики для прогнозування в надрах Землі нафтогазових покладів та інших корисних копалин (прямі пошуки).

## **РОЗДІЛ 9**

### **ФІЗИЧНІ І ГЕОЛОГІЧНІ ОСНОВИ СЕЙСМОРОЗВІДКИ**

#### **9.1. Утворення поздовжніх і проперечних сейсмічних хвиль.**

##### **Швидкість їх розповсюдження**

**Пружні деформації і напруги.** В сейсморозвідці геологічні середовища розглядають як безперервну сукупність окремих часточок, тобто у вигляді «безперервних» або «суцільних» середовищ. Якщо до будь-якого об'єму середовища прикласти силу, то частинки зміщуються. Після припинення дії сили можливі два варіанти стану середовища:



- зміщення частинок виявилось досить великим і сили взаємодії вже не можуть повернути їх в попереднє положення, тобто відбулося руйнування або ущільнення структури гірської породи;

- зміщення виявилися настільки малими, що під дією сил зчеплення частинки повернулися в попереднє положення, тобто середовище відновило свою початкову структуру.

Будь-яке зміщення частинок під дією прикладених сил, що пов'язане із зміною об'єму або його форми, називається *деформацією*. Якщо сталися незворотні порушення, то деформації називають *непружними*; в іншому випадку деформації називаються *пружними*. Сейсмічні хвилі переносять пружні деформації.

Пружні деформації розділяються на деформації розтягування або стиску і деформації зсуву. Сутність деформацій розтягування пояснює рис. 30, А. Нехай малий об'єм пружного середовища, яке має форму прямокутного бруса, по одній грані закріплений; перпендикулярно до його протилежної грані прикладена деяка сила  $F_{\perp}$ . Під дією цієї сили і сил зчеплення між частинками станеться подовження грані  $a$  на величину  $\delta a$  і витончення грані  $b$  на величину  $\delta b$ . Відношення подовження  $\delta a$  до початкової довжини грані  $a$ :  $\delta a/a = \varepsilon$ , представляє собою відносне розтягування грані  $a$  і є мірою *деформації розтягування*; співвідношення  $\delta b/b$  – відносне витончення грані  $b$ . В результаті деформацій розтягування і зтиснення змінюється початковий об'єм бруса, і тому їх також називають деформаціями об'єму.

*Деформації зсуву* виникають, коли сила  $F_{\parallel}$  діє по дотичній до зовнішньої грані (рис. 30, Б). Як і в першому випадку частинки будуть переміщуватися у напрямку дії прикладеної сили, але в результаті сил зчеплення між ними зміщення будуть передаватися сусіднім прошаркам перпендикулярно напрямку дії прикладеної сили. Причому, через внутрішнє тертя частинок зміщення будуть тим меншими, чим далі від зовнішньої грані, до якої прикладена сила, знаходиться прошарок. Зміщення під дією дотичної сили можна охарактеризувати деяким кутом  $\alpha$  перекоосу грані:  $\operatorname{tg} \alpha = \delta c/a$ , де  $\delta c$  – амплітуда зміщення. Оскільки зміщення і кут  $\alpha$  дуже малі, то можна прийняти  $\alpha \approx \delta c/a$ .

Співвідношення  $\delta c/a$  дає кількісну міру *деформації зсуву*. Так як зсув супроводжується зміною форми тіла, то деформації зсуву називають також *деформаціями форми*.

В загальному випадку, коли сила  $F$  прикладена під деяким кутом, її можна розкласти на нормальні і тангенціальні складові, які відповідно визовуть деформації розтягування (зтиснення) і деформації зсуву.

Здатність середовищ передавати деформації у вигляді пружних хвиль визначається зв'язками між пружними деформаціями і напругами, що їх викликали. *Напругою* називається сила, яка діє на одиницю деякої поверхні:

$$p = F_s / S, \quad (9.1)$$

де  $F_s$  – рівнодіюча сил, прикладених до поверхні  $S$ .

Напруги можна розкласти на нормальні  $p_n$  і тангенціальні  $p_\tau$ . *Нормальні напруги* пов'язані із деформаціями розширення і стиснення (деформаціями об'єму), а *тангенціальні напруги* – з деформаціями зсуву (деформаціями форми). Експериментально встановлено, що між пружними деформаціями і напругами існує лінійна залежність, тобто деформації прямо пропорційні напругам (*закон Гука*):

$$p_n = E\varepsilon; \quad p_\tau = \mu\alpha. \quad (9.2)$$

Коефіцієнт  $E$  характеризує опір гірської породи розширенню або стисненню і називається *модулем Юнга*. Відношення відносного потоншення  $\delta b/b$  до відносного подовження  $\delta a/a$  називається *коефіцієнтом Пуасона  $\nu$* . *Модуль зсуву  $\mu$*  характеризує опір гірської породи зміні форми.

Модулі Юнга  $E$ , зсуву  $\mu$  і коефіцієнт Пуасона  $\nu$  пов'язані наступним співвідношенням:

$$E = 2\mu(1 + \nu). \quad (9.3)$$

Модуль Юнга  $E$  для осадових порід складає  $(0,03-9) \times 10^{10}$  Н/м<sup>2</sup>, для кристалічних порід  $(3-16) \times 10^{10}$  Н/м<sup>2</sup>; коефіцієнт Пуасона  $\nu$  для осадових порід дорівнює 0,18-0,50, для кристалічних порід 0,19-0,38; модуль зсуву  $\mu$  складає приблизно половину величини модуля Юнга.

**Поздовжня і поперечна сейсмічні хвилі.** Механізм утворення сейсмічних хвиль схематично можна подати наступним чином. Безпосередньо поблизу джерела збудження відбувається руйнування гірських порід; ця область називається *областю руйнування*. Наступна область середовища, в якому напруги виявляються ще достатньо великими, а викликані ними зміщення частинок приводять до порушення структури середовища (ущільнення середовища), називається *областю залишкових деформацій*. При деякому віддаленні від джерела, напруги і деформації в середовищі стають настільки малими, що можна говорити про області *пружних деформацій*. В ній, охоплюючи все нові і нові ділянки середовища, в загальному випадку розповсюджуються сейсмічні хвилі двох типів – поздовжні і поперечні. *Поздовжня сейсмічна хвиля* розповсюджується у вигляді деформацій розширення або зтиснення, а *поперечна хвиля* – у вигляді деформацій зсуву. Поздовжні хвилі позначаються буквою P, а поперечні – буквою S. Ці позначення буди дані в сейсмології, оскільки на сейсмограмах землетрусів поздовжні хвилі реєструвалися першими (латинське слово «prima») а поперечні хвилі – за ними (другі – «secunda»).

Зміщення в поздовжній хвилі відбувається у напрямку її розповсюдження, а в поперечній хвилі – в площинах, перпендикулярних до напрямку розповсюдження хвилі. Поверхня, що розділяє область збурення (де зміщення не дорівнює 0) від області спокою (в якій зміщення дорівнює нулю), називається *фронтом хвилі*.

Вектор зміщення поперечної хвилі має певну орієнтацію. Це явище називається *поляризацією поперечної хвилі*. Якщо вектор зміщення в процесі розповсюдження поперечної хвилі не змінює своєї орієнтації, то хвиля називається *плоско- або лінійно-поляризованою*. Приклади плоско-поляризованих хвиль – поперечні відбиті хвилі. Вектор зміщення плоско-поляризованої хвилі можна розкласти на горизонтальні компоненти  $x$  і  $y$ .

Деформації зсуву, а, отже, і поперечні хвилі не виникають в газах і нев'язких рідинах; в таких середовищах розповсюджуються тільки поздовжні сейсмічні хвилі.

Швидкості  $v_p$  і  $v_s$  розповсюдження поздовжньої і поперечної хвиль виражаються через пружні параметри середовища – модуль Юнга  $E$ , коефіцієнт Пуасона  $\nu$  і щільність середовища  $\sigma$  наступними формулами:

$$v_p = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\sigma(1+\nu)(1-2\nu)}}; \quad (9.4)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{E}{2\sigma(1+\nu)}} = \sqrt{\mu/\sigma}. \quad (9.5)$$

**Поверхневі хвилі.** В нескінченному однорідному середовищі виникають тільки поздовжні і поверхневі сейсмічні хвилі. Вони розповсюджуються по всьому об'єму середовища і тому називаються *об'ємними хвилями*. Найбільш часто реєструють сейсмічні хвилі поблизу земної поверхні, з якою пов'язано виникнення *поверхневої хвилі Релея*. Хвиля Релея розповсюджується уздовж границі земля – повітря і швидко затухає з глибиною, тобто енергія цієї хвилі концентрується біля поверхні, а звідси її назва поверхнева хвиля. У хвилі Релея траєкторії руху частинок представляють собою еліпси, в яких відношення горизонтальної і вертикальної вісей близьке до 0,7. Швидкість розповсюдження поверхневої хвилі Релея  $v_R \approx 0,9v_s$ , де  $v_s$  – швидкість поперечної хвилі в пружному середовищі.

Поверхневі хвилі Релея в сейсмозвідці являються хвилями – перешкодами, які утруднюють виділення на сейсмічних записах хвиль, що відбилися від глибинних границь геологічних напластувань. Їх інтенсивність, якщо не прийняти ряд спеціальних заходів, може на багато разів перевищувати інтенсивність відбитих хвиль.

Другий тип поверхневих хвиль – *хвилі Лява*. Вони розповсюджуються в тонкому приповерхневому прошарку, швидкість  $v_{1S}$  поперечних хвиль в якому значно менша за швидкість  $v_{2S}$  підстилаючих породах. Хвилі Лява представляють собою сумарні коливання багаторазово відбитих від верхньої (земля – повітря) і нижньої границь тонкого пласта хвиль. Швидкість хвиль Лява залежить від довжини (частоти) хвилі і знаходиться в межах від  $0,9v_{1S}$  (для коротких) до  $0,9v_{2S}$  (для довгих хвиль); залежність швидкості розповсюдження хвилі від довжини (частоти) хвилі називається *дисперсією швидкості*.

На межі розділу між твердим і рідким середовищами можливе виникнення специфічних поверхневих хвиль, які називаються *хвилями Стоунлі*. Амплітуда хвилі Стоунлі убуває приблизно по експоненціальному закону, а швидкість її менша, ніж у релєєвських хвиль. Реєстрація хвиль Стоунлі може спостерігатися на сейсмічних записах, одержаних в морській сейсмозвідці і в глибоких бурових свердловинах, заповнених буровою рідиною.

### **Швидкості розповсюдження сейсмічних хвиль в гірських породах.**

Щільність різних гірських порід змінюється порівняно в невеликих межах – від 1,5-1,7 до 3,0-3,1 г/см<sup>3</sup>, і через це не має значного впливу на зміну величини швидкості  $V$  значно більших межах змінюються в гірських породах модуль Юнга  $E$  і коефіцієнт Пуасона  $\nu$ , якими і визначається діапазон зміни швидкості.

Швидкість  $v_p$  і співвідношення швидкостей  $v_s/v_p$  залежить від літологічного складу порід.

Матеріал	$v_p$ , м/с	$v_s/v_p$
Пухкі поверхневі породи	100-500	0,56-0,59
Гравій, галька пісок (сухі)	100-600	0,28-9,67
Пісок (вологий)	600-1800	0,10-0,33
Глина	900-2800	0,10-0,20
Вода	1430-1689	-
Вода морська	1460-1530	-
Пісковик	1800-4000	0,33-0,59
Вапняк	2100-6100	0,29-0,63
Сіль	4200-5200	0,53-0,62
Крейда	1800-3700	0,37-0,45
Сланці	2800-4300	0,17-0,37
Граніти	4600-5800	0,46-0,62
Метаморфічні породи	3000-7000	0,50-0,59
Лід	3100-4200	0,43-0,50

Швидкості  $v_p$  розповсюдження поздовжніх сейсмічних хвиль в гірських породах не перевищує 4000 м/с. Гідрохімічні і карбонатні породи мають більші значення швидкості – до 6000 м/с. Найбільші значення швидкості спостерігаються при розповсюдженні хвиль у вивержених і метаморфічних породах – до 7000 м/с.

Характерні різкі коливання (0,10-0,67) співвідношення  $v_s/v_p$  у порід з різним літологічним складом. Експериментально встановлено, що у породах одного і того ж літологічного складу швидкості  $v_p$  і  $v_s$  із збільшенням глибини їх залягання зростають.

Середовища, в яких постійне значення швидкості зберігається у будь-якому напрямку розповсюдження хвилі, називаються однорідними та ізотропними.

## 9.2. Форма коливань і частотний склад сейсмічних хвиль

**Профіль і запис сейсмічної хвилі.** В однорідному і ізотропному середовищі фронти являють собою сферичні поверхні, центри яких перебувають в джерелі. Подібні хвилі прийнято називати *сферичними*. Розглянемо форму коливань сферичної поздовжньої хвилі, збудженої в однорідному непоглинаючому середовищі точковим джерелом. У довільний момент часу  $t = t_i$  в середовищі виділити три напівсферичні області : I – область, де збурення вже закінчилося і внаслідок пружної деформації частинки повернулися в початкове положення; II – область, в якій в даний момент часу існують напруги і зміщення; III – область, яку збурення ще не охопило.

Поверхня, що розмежовує області I і II, називається *заднім фронтом (тилом)* хвилі, а області II і III – *переднім фронтом* або просто *фронтом* хвилі. Фронт і тил хвилі переміщуються з однаковою швидкістю  $v_p$ , яка, як це випливає із (9.4), залежить тільки від пружних властивостей середовища.

Розглянемо картину зміщень всередині області II за одним із напрямків  $r$  розповсюдження хвилі. Всередині області II є декілька різних зон напруги – наприклад, дві зони стиснення і одна зона розширення (рис. 31) і тому

зміщення частинок всередині неї принаймні один раз змінюють свій знак. Графік зміщень частинок всередині області II для певного моменту часу  $t = t_1$  називається *профілем хвилі* (рис. 32). В момент часу  $t_2 > t_1$  область II, а, отже, і профіль хвилі перемістяться далі від джерела. Оскільки середовище непоглинаюче, тобто ідеально пружне, то форма профілю хвилі для  $t = t_2$  залишається такою самою, як і для моменту часу  $t_1$ , але всі амплітуди зміщень будуть меншими внаслідок геометричної розбіжності фронту хвилі.

Розглянемо тепер зміщенні в деякій фіксованій точці  $M_1$  середовища, яке знаходиться від джерела на відстані  $r_1$ . Передній фронт хвиль підійде в цій точці в момент часу  $t_1 = r_1/v_p$ . За час  $\delta t = \delta r/v_p$  область зміщень II переміститься через точку  $M_1$  і передає їй послідовно все зміщення, яке відбувається всередині цієї області. Графік зміщень у фіксованій точці  $M_1$  середовища в різні моменти часу (рис. 32, б) називається *записом хвилі*. В іншій точці  $M_2$  середовища, яка знаходиться від джерела на відстані  $r_2$ , характер зміщень буде таким самим, як і в точці  $M_1$ , але внаслідок геометричної розбіжності амплітуди зміщень будуть меншими.

Як ми бачили вище, форма сейсмічних коливань істотно відрізняється від гармонійних. Тому до таких їх характеристик, як амплітуда, частота, фаза додають слово «видима» або «видимий»: видима амплітуда, видима частота тощо. Найбільші позитивні або негативні зміщення по графіку записи хвилі назвемо *видимими амплітудами* ( $A_B$ ); проміжок часу між сусідніми видимими амплітудами одного знаку – *видимим періодом* ( $T_B$ ); зворотну величину видимому періоду  $1/T_B = j_B$  – видимою частотою; добуток швидкості  $v_p$  на видимий період – *видимою довжиною хвилі*  $\lambda_B = v_p T_B$ . Сейсмічні коливання мають обмежену в часі тривалість. Такі коливання називаються *нестационарними* або *невстановленими*.

**Геометричне розходження і поглинання хвилі.** По мірі розповсюдження сферичної хвилі її фронт розширюється, а енергія розподіляється на все більш зростаючу поверхню. В результаті інтенсивність хвилі зменшується. Це явище називається *геометричною розбіжністю хвилі*. Для якісної оцінки зменшення інтенсивності хвилі через геометричну

розбіжність скористаємося силовою трубкою – деяким об'єктом середовища, обмеженим сейсмічними променями, які виходять із джерела  $O$ . Під сейсмічними променями будемо розуміти напрямок, за яким відбувається переміщення енергії хвилі. Згідно закону збереження енергії, зосереджена всередині силової трубки енергія хвилі (без врахування поглинання) має залишатися постійною. Оскільки із віддаленням від джерела зростає площа поперечного перетину трубки, то щільність енергії хвилі на одиницю поверхні зменшується пропорційно  $r^2$ . Амплітуда зміщень, яка дорівнює квадрату кореня із щільності енергії, зменшується пропорційно  $r$ , тобто  $A_r = A_0/r$ , де  $A_0$  – амплітуда хвилі на відстані  $r = l$  від джерела.

В реальних сейсмічних середовищах енергія сейсмічної хвилі також зменшується внаслідок незворотного переходу деякої її частини в інші види, наприклад, в теплову. Це явище називається *поглинанням сейсмічної хвилі*. Зменшення амплітуди сейсмічної хвилі внаслідок поглинання характеризується множником  $e^{-\alpha r}$ , де  $\alpha$  - амплітудний коефіцієнт поглинання, величина якого залежить від складу гірських порід і від частотного складу хвилі.

З урахуванням геометричної розбіжності і поглинання хвилі амплітуду зміщень в точці, розташованій від джерела на відстані  $r$ , можна записати наступним чином:

$$A = A_0 e^{-\alpha r/r} . \quad (9.6)$$

**Плоска сейсмічна хвилі.** На великих віддаленнях від джерела кривизна фронту сферичної хвилі невелика і на обмежених ділянках його можна вважати плоским. Таким чином, ми прийшли до поняття *плоскої сейсмічної хвилі*. Плоска хвиля – фізична абстракція, але нею зручно скористатися при розгляді деяких питань сейсмозвідки. Амплітуда зміщень в плоскій хвилі з віддаленням від джерела в непоглинаючому однорідному середовищі не змінюється. В цьому і полягає її важлива відмінність від сферичної хвилі.

**Частотний (спектральний) склад сейсмічних хвиль.** Як ми бачили вище, форма коливань сейсмічної хвилі істотно відрізняється від гармонійних коливань. Нагадаємо, що гармонійними називаються коливання синусоїдальної або косинусоїдальної форми. Вони мають нескінченну тривалість, і для їх



повної характеристики достатньо задати три параметри – амплітуду  $A$ , частоту  $f$  і початкову фазу  $\varphi$ :

$$\begin{aligned} F(t) &= A \sin(\omega t + \varphi_1) = A \cos(\omega t + \varphi_2) = \\ &= A \sin(2\pi f t + \varphi_1) = A \cos(2\pi f t + \varphi_2) = \\ &= A \sin(2\pi f t + \varphi_1) = A \cos(2\pi t/T + \varphi_2), \end{aligned} \quad (9.7)$$

де  $\omega$  - кругова частота, рад/с;  $f$  – циклічна частота, Гц;  $T$  – період коливань.

Початкова фаза виражається в радіанах і визначає амплітуду коливання в момент часу  $t = 0$ :

$$F_0 = A \sin \varphi_1 = A \cos \varphi_2, \quad (9.8)$$

де  $\varphi_2 = \varphi_1 \pm \pi/2$ .

Період коливання, циклічна і кругова частота пов'язані між собою наступними співвідношеннями:

$$\omega = 2\pi f = 2\pi/T. \quad (9.9)$$

Сейсмічна хвиля являє собою коливання, що ще не встановилося, а в математиці доведено, що з неістотними для нас обмеженнями коливання, яке не встановилося, можна подати у вигляді суми нескінченного числа гармонійних коливань (гармонік) з амплітудами  $c_1, c_2, \dots, c_k$ , частотами  $f_1, f_2, \dots, f_k$  і фазами  $\varphi_1, \varphi_2, \dots, \varphi_k$ :

$$F(t) \approx \sum_{k=1}^{\infty} c_k \cos(2\pi f_k t + \varphi_k). \quad (9.10)$$

Сукупність значень амплітуд гармонік  $c_k$  називається *амплітудним частотним спектром* сейсмічної хвилі, а сукупність початкових фаз  $\varphi_k$  – її *фазовим частотним спектром*. Амплітудний частотний спектр хвилі в системі координат  $c_k f_k$  показують у вигляді сукупності вертикальних відрізків (спектральних ліній), довжина яких пропорційна амплітудам гармонік відповідної частоти. Відстань між сусідніми спектральними лініями спектру коливань, яке не встановилося, мають нескінченно малі значення  $\Delta f \rightarrow 0$ , тобто спектр його – суцільний.

Спектр коливання, що не встановилося, в принципі представлений нескінченною сумою гармонійних складових в діапазоні частот від нуля до нескінченності. Однак, за межами деякої смуги частот  $f_{гp1} - f_{гp2}$  відповідні

гармоніки перестають відігравати істотну роль у формуванні початкового коливання і ними можна знехтувати. Таким чином, можна говорити про обмеженому частотному складу сейсмічної хвилі.

Частотний склад зареєстрованих при сейсмозвідці коливань перебуває в діапазоні від одиниць до 200 Гц і більше. В залежності від частотного діапазону сейсмічних хвиль, на використання якого орієнтовані польові роботи і наступна обробка матеріалів, сейсмозвідку умовно поділяють на декілька частотних модифікацій: низькочастотну (від 1-2 до 20 Гц), середньо частотну (20-100 Гц) і високочастотну (більш ніж 100 Гц). Відбиті хвилі володіють найбільшою енергією в частотному діапазоні 20-80 Гц, головні (заломленні) хвилі – в діапазоні 10-20 Гц. Поряд з корисними (відбитими або заломленими) хвилями відбувається реєстрація і численних хвиль-перешкод, частотний склад яких в деяких випадках відрізняється від частотного складу корисних хвиль. Відмінність частотного складу корисних хвиль і хвиль-перешкод використовують в сейсмозвідці для ослаблення хвиль-перешкод засобами частотної фільтрації (див. 10.1).

### 9.3. Засади геометричної сейсміки

Для визначення просторового положення геологічних границь при обробці матеріалів сейсмозвідки необхідно знати, яким чином час і шлях пробігу сейсмічних хвиль пов'язані між собою. Вивчення законів, які встановлюють залежності між часом і шляхами пробігу хвиль, складає зміст *геометричної сейсміки*.

**Поле часу сейсмічної хвилі. Ізохрони і сейсмічні промені.** Час пробігу хвилі від джерела в довільну точку  $M$  середовища залежить від координат  $x$ ,  $y$  та  $z$  цієї точки і швидкості розповсюдження в середовищі пружних коливань, яка в загальному випадку сама є функцією координат точок середовища, тобто  $v(x, y, z)$ . Все пружне середовище можна охарактеризувати сукупністю значень часу приходу хвилі  $t(x, y, z)$ , яку назовемо *полем часу хвилі*. Сукупність точок поля часу з однаковим часом приходу хвилі називається *ізохронами поля часу*.

Ізохрони поля часу – поверхні, з якими у відповідний момент часу співпадають фронти хвилі. Сукупність ізохрони поля часу характеризує послідовне (два різних моменти часу) переміщення фронту хвилі в середовищі.

Лінії, перпендикулярні до ізогон, називаються *сейсмічними променями*. Сейсмічні промені характеризують напрямок, по якому відбувається переміщення фронту із справжньою швидкістю. Крім кінематичного змісту сейсмічним променням вище в 9.2 було надано і динамічний зміст, а саме, вони розглядалися як траєкторії, по яких відбувається перенесення енергії сейсмічної хвилі.

**Принцип Гюйгенса-Френеля.** *Принцип Гюйгенса* дає можливість визначити положення фронту хвилі в будь-який момент часу, якщо задано в середовищі значення швидкості розповсюдження хвилі. Формулювання принципу Гюйгенса наступне: кожна точка поверхні, якої в даний момент часу досягла хвиля, є джерелом виникнення елементарної сферичної хвилі; огинаючи фронтів елементарних хвиль дає зображення фронту хвилі для наступного моменту часу.

Отже, нехай в деякий фіксований момент часу  $t_0$  фронт хвилі, яка розповсюджується із точкового джерела  $O$ , поданий поверхнею  $S_0$  (рис. 34).

РИС

Рис. 34. Визначення хвильових поверхонь за принципом Гюйгенса

Згідно принципу Гюйгенса положення фронту хвилі для близького моменту часу  $t_1 = t_0 + dt$  дає криволінійну поверхню  $S_1$ , що огинає фронти елементарних хвиль – напісфер радіусом  $dr = v dt$ , центри яких розташовуються на поверхні  $S_0$ . Якщо розглядати приріст часу  $dt$  розповсюдження фронту хвилі на відрітку нормалі  $d\vec{n}$  до двох близьких поверхонь  $S_0$  і  $S_1$  (напрямок нормалі приймають в бік розповсюдження фронту хвилі), то одержуємо наступне рівняння:

$$dt/dn = 1/v(x, y, z). \quad (9.11)$$

Як бачимо із (9.11), у випадку однорідного середовища  $v(x, y, z) = \text{const}$  час приходу хвилі із точкового джерела, яке розташоване на початку координат, в будь-яку точку середовища

$$T = \frac{r}{v} = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}. \quad (9.12)$$

Поверхні хвильового фронту для різних моментів часу представляють собою концентричні (з центрами в джерелі) півсфери. У випадку неоднорідного середовища хвильові фронти є складними криволінійними поверхнями.

Принцип Гюйгенса залишає відкритим питання про інтенсивності хвиль, які розповсюджуються по різних напрямках. Цей недолік частково усунув О. Ж. Френзель, доповнивши принцип Гюйгенса ідеєю інтерференції хвиль. Згідно Френзелю інтенсивність (амплітуда) хвилі в будь-якій точці середовища за межами її хвильового фронту визначається як результат інтерференції елементарних сферичних хвиль, джерела яких безперервно розподілені на хвильовій поверхні. Із додаванням Френзеля принцип Гюйгенса називається принципом *Гюйгенса – Френзеля*. Формування сейсмічної хвилі на підставі принципу Гюйгенса – Френзеля розглянемо нижче (див. 9.4).

**Принцип Ферма** визначає конфігурацію сейсмічних променів і часу пробігу хвиль уздовж них, якщо задані в середовищі значення швидкості розповсюдження хвилі. Згідно принципу Ферма сейсмічна хвиля із однієї точки середовища в іншу, яка віддалена від неї на відстань  $r$ , розповсюджується уздовж такого сейсмічного променя  $s$ , час пробігу хвилі вздовж якого буде найменшим. Застосування принципу Ферма, як поняття про промені у вигляді ліній, перпендикулярних ізохронам, приводить до висновку про прямолінійність сейсмічних променів в однорідному ізотропному середовищі; у випадку неоднорідного середовища, в якому швидкість змінюється, сейсмічні промені криволінійні.

**Уявна швидкість сейсмічної хвилі; її зв'язок із справжньою швидкістю.** Розглянемо падіння плоскої сейсмічної хвилі на деяку прямолінійну ділянку профілю спостережень. Для плоскої хвилі всі сейсмічні промені паралельні і напрямком приходу хвилі до ділянки профілю  $\Delta x$  можна

визначити одним кутом  $e$  (рис. 35), який називається *кутом виходу сейсмічного променя*. Додатковий кут  $\alpha = 90^\circ - e$  називається *кутом падіння променя*.

Запізнення часу приходу хвилі на ділянці  $\Delta x$  залежить від різності ходу променів хвилі і швидкості її розповсюдження в середовищі  $v$ :

$$\Delta t = \Delta n / v. \quad (9.13)$$

Спостерігачу, який знаходиться на профілі  $x$ , буде здаватися, що за проміжок часу  $\Delta t$  хвиля пробігла відстань  $\Delta x$ . Швидкість переміщення сліду фронту хвилі уздовж профілю спостережень називається уявною швидкістю  $v_k$ :

$$v_k = \Delta x / \Delta t. \quad (9.14)$$

Зв'язок між уявною і істинною швидкостями і кутом виходу (падіння) променя називається *законом Бендорфа*. Використовуючи (9.13) і (9.14), з урахуванням виразів  $\Delta x = \Delta n / \cos e$  і  $\Delta x = \Delta n / \sin \alpha$ , закон Бендорфа запишемо:

$$\begin{aligned} v_k &= \Delta n / \Delta t \cos e = v / \cos e; \\ v_k &= \Delta n / \Delta t \sin \alpha = v / \sin \alpha. \end{aligned} \quad (9.15)$$

Із виразів (9.15) випливає, що уявна швидкість в залежності від кута  $e$  або  $\alpha$  змінюється від  $v_{\text{л}} = v$  при  $e = 0$  ( $\alpha = 90^\circ$ ) до  $v_k \rightarrow \infty$  при  $e = 90^\circ$  ( $\alpha = 0$ ).

#### 9.4. Відбиття, заломлення і дифракція сейсмічних хвиль

**Відбиття і проходження сейсмічних хвиль. Монотипіві і обмінні хвилі.** Розглянемо явища, які виникають при падінні плоскої поздовжньої хвилі на розривно-різку та ідеально гладеньку (дзеркальну) границю розділу двої однорідних середовищ. Нехай верхнє середовище характеризується швидкостями розповсюдження поздовжніх і поперечних хвиль  $v_{1P}$  та  $v_{1S}$  і щільністю  $\sigma_1$ , а нижнє середовище – відповідно  $v_{2P}$  та  $v_{2S}$  і  $\sigma_2$ . Згідно принципу Гюйгенса точки на границі розділу в момент, коли до них дійде падаюча хвиля, стають джерелами вторинних хвиль, які будуть розповсюджуватися в першому середовищі у вигляді *відбитих хвиль* і в другому середовищі – у вигляді *прохідних хвиль*. При косому падінні під кутом

$\alpha$  поздовжньої хвилі на поверхню розділу двох середовищ траєкторію її коливання можна розкласти на складові, одна з яких перпендикулярна до поверхні, а інша – паралельна їй. Отже, при косому падінні поздовжньої хвилі на границі утворюються відбиті і прохідні хвилі двох типів: поздовжні відбиття  $P_{11}$  і прохідна  $P_{12}$  хвилі і поперечні відбита  $P_1S_1$  і прохідна  $P_1S_2$  хвилі.

Хвилі  $P_{11}$  і  $P_{12}$  нахиваються *монотонними*, а  $P_1S_1$  і  $P_1S_2$  – *обмінними*. На рис. 36 падаюча і чотири нові хвилі, які утворилися на границі  $RR$ , показані у вигляді променів, які складають з нормалю до границі кути:  $\alpha$  (монотипова відбита),  $\alpha_S$  (обмінна відбита) та  $\beta$  (монотипна прохідна),  $\beta_S$  (обмінна прохідна).

Встановимо зв'язок між кутами падіння, відбиття та заломлення хвилі на границі. Відбиті і прохідні хвилі утворюються в той момент, коли хвиля падіння досягає границі розділу. Отже, уявні швидкості усіх хвиль в точці  $R$  границі розділу будуть однаковими:  $(v_{P_1})_K = (v_{R_1})_K = (v_{P_1S_1})_K = (v_{R_2})_K = (v_{P_1S_2})_K$ . Із останнього рівняння, з урахуванням зв'язку між уявною й істинною швидкістю хвилі (9.15) одержуємо *закон заломлення-відбиття – закон Снелліуса*:

$$v_{1P} / \sin \alpha = v_{1S} / \sin \alpha_S = v_{2P} / \sin \beta = v_{2S} / \sin \beta_S = p, \quad (9.16)$$

$p$  називається *параметром променя*.

Для монотипної відбитої хвилі, тобто коли хвиля, яка падає, і відбита хвиля – поздовжні, із (9.16) можна одержати відомий в геометричній оптиці закон відбиття: кут падіння дорівнює куту відбиття. Промені хвиль, що падають, відбитих і прохідних лежать в одній площині.

Сейсмічні властивості границь можна характеризувати амплітудними коефіцієнтами відбиття і проходження, які виражають співвідношення амплітуд зміщень відбитої або прохідної хвилі до амплітуди зміщення хвилі, яка падає. При косому падіння на границі хвилі амплітудні коефіцієнти складно залежать від фізичних властивостей на границі і кута падіння. При нормальному падіння хвилі, коли утворюються тільки монотипні хвилі (в розглянутому випадку тільки поздовжні), амплітудні коефіцієнти відбиття  $k_{11}$  і проходження  $k_{12}$  дорівнюють:

$$k_{11} = (\sigma_2 v_2 - \sigma_1 v_1) / (\sigma_1 v_1 + \sigma_2 v_2); \quad (9.17)$$

$$k_{12} = 2\sigma_1 v_1 / (\sigma_1 v_1 + \sigma_2 v_2) \quad (9.18)$$

Добуток швидкості на щільність називається *хвильовим опором середовища*. Як бачимо із (9.17), відбиті хвилі утворюються тільки на таких границях, на яких стрибкоподібно змінється хвильовий опір, тобто коли  $\sigma_2 v_2 \neq \sigma_1 v_1$ . Абсолютна величина амплітуди зміщень відбитої хвилі залежить від відмінності хвильових опорів на протилежних сторонах границі середовищ і не залежить від сторони, з якої хвиля на неї падає. Границі з коефіцієнтами відбиття більше 0,2-0,3 називаються *сильними границями відбиття*. При невеликих відмінностях хвильових опорів відбиті хвилі мають невелику інтенсивність і відповідні границі називаються *слабкими*.

**Дифракція сейсмічних хвиль.** При падінні сейсмічної хвилі на малу порівняно з її довжиною область середовища із істотно відмінними від іншого середовища пружними властивостями ця область згідно принципу Гюйгенса – Френзеля сама стає джерелом вторинних хвиль, які наче відбиваються від неї (розсіюються) у всіх можливих напрямках.

Область середовища, яка розсіює хвилю, що падає на неї, в усіх напрямках, називаються областю дифракції, а відповідні хвилі називаються *розсіяними або дифракційними*. Поле зміщення дифракційної хвилі на великому віддаленні від області дифракції  $D$  буде таким самим, як і поле від точкового джерела, суміщеного з цією областю. Дифракційні хвилі реєструються в зонах тектонічних порушень, місцях вклинювання окремих горизонтів, від границь із складною геометрією тощо. В результаті складання коливань хвиль, дифрагованих дрібними нерівностями (шорсткістями) границі, утворюються *сумарно-дифракційні хвилі*. Механізм виникнення сумарно-дифракційних хвиль подібний до відбиття світла від дифракційної решітки в оптиці. В деяких випадках і гладенькі границі відбиття зручно представляти у вигляді сукупності безперервно розташованих на ній точок дифракції, а відбиту хвилю розглядати як суперпозицію (накладання) коливань дифракційних хвиль від точок дифракції, які знаходяться в межах першої зони Френзеля.

**Утворення головної (заломленої) хвилі.** Головна (заломлена) хвиля утворюється на границі розділу двох середовищ, коли у другому середовищі

швидкість розповсюдження пружних коливань більша, ніж у першому середовищі, тобто  $v_2 > v_1$  (рис. 38). У цьому випадку на границі заломлення  $RR$  є точка  $R_H$ , в яку хвиля падає під таким кутом  $\alpha = i$ , при якому кут заломлення  $\beta$  дорівнює  $90^\circ$ . Кут падіння  $i$  променя називається *критичним* або *кутом повного внутрішнього відбиття*.

Як впливає із (9.16), критичний кут

$$i = \arcsin v_1 / v_2. \quad (9.19)$$

Починаючи з критичної точки  $R_H$ , фронт прохідної хвилі обганяє фронт хвилі, яка падає, збуджуючи згідно принципу Гюйгенса у верхньому середовищі вторинну хвилю. Фронт цієї хвилі нахилений до плоскої границі  $RR$  під постійним кутом  $i$ , а промені – паралельні між собою і складають з нормаллю до заломленої границі кут  $i$ . Хвиля, яка розповсюджується по шляху  $OR_HRS$ , називається *головною (заломленою) хвилею*. Шлях головної хвилі складається із трьох ділянок:  $OR_H$ , на яких вона розповсюджується із швидкістю  $v_1$ ,  $R_HR$  – із швидкістю  $v_2$  і  $RS$  – зносу зі швидкістю  $v_1$ ; тому головну поздовжню хвилю позначають як  $P_{121}$ .

Головні хвилі, як бачимо із схеми їх утворення, не спостерігаються поблизу джерела збудження.

## 9.5. Хвилі в шаруватих середовищах

Реальні геологічні середовища, як правило, складаються із великої сукупності тонких прошарків, які утворилися в результаті мінливих умов осадо накопичення. В тонкошаруватих середовищах пружні властивості (швидкості і щільності) майже безперервно змінюються з глибиною. Певну сукупність тонких прошарків, в яких швидкості і щільності незначно варіюють біля деякого середнього значення, можна об'єднати в одну пачку – *сейсмічний прошарок*. Характеристиками цього прошарку будуть деякі значення потужності  $h$ , швидкості  $v$  і щільності  $\sigma$ . Таким чином ми приходимо до поняття *шаруватого* розрізу у вигляді сукупності сейсмічних прошарків, в кожному з яких швидкості й щільності приймаються постійними. Границі між



прошарками виділяють з урахуванням літологічних і стратиграфічних поверхонь, з якими вони можуть співпадати. Це має дуже велике значення для обґрунтування застосування сейсмозв'язки як методу підземного картування геологічних структур.

### **Горизонтально-шарувате середовище. Середня швидкість.**

Середовище із горизонтальними границями розділу прошарків називається *горизонтально-шаруватим*. Стосовно такого середовища в сейсмозв'язці уведено поняття *середньої швидкості*  $v_{\text{серед.}}$ , яка визначається як частка від поділу шляху впробігу хвилі  $s$  на час її розповсюдження  $t$ :

$$v_{\text{серед.}} = s / t. \quad (9.20)$$

Середню швидкість вираховують з припущення, що хвиля розповсюджується по прямолінійному променю, який нормальний до границь горизонтально-шаруватого розрізу. Такий промінь називається *вертикальним*. Час пробігу хвилі уздовж вертикального променя складається із суми часу пробігу в кожному із окремих пластів:

$$t_B = h_1 / v_1 + h_2 / v_2 + h_N / v_N = \sum_{i=1}^N (h_i / v_i). \quad (9.21)$$

Якщо шарувате середовище замінити однорідним тієї ж потужності, то згідно (9.21) одержуємо:

$$v_{\text{серед.}} = \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_N}{h_1 / v_1 + h_2 / v_2 + \dots + h_N / v_N} = \sum_{i=1}^N h_i \left| \sum_{i=1}^N (h_i / v_i) \right|. \quad (9.22)$$

Із (9.22) випливає, що середня швидкість змінюється з глибиною і тільки до підшови першого пласта ( $z = h_1$ ) вона постійна і дорівнює  $v_1$ .

В районах з похилими границями пластів середню швидкість розраховують в припущенні горизонтального залягання пластів. Це виправдано тим, що середню швидкість визначають по матеріалах сейсмічних спостережень в свердловинах (див. 11.2). Середня швидкість являє собою деяку розрахункову величину, яку потім використовують при побудові глибинних сейсмічних розрізів (див. 11.4).

**Анізотропна швидкості.** При розгляданні хвильових явищ в пружному середовищі припускалося, що середовища ізотропне, тобто властивості його не

змінюються у будь-якому напрямку. В реальних середовищах пружні властивості можуть змінюватися в різних напрямках. Подібні середовища називаються *анізотропними*. Найпростіша модель анізотропного середовища – **поперечно-ізотропне середовище**, в якому пружні властивості не змінюються в якійсь одній площині (наприклад, горизонтальній площині  $xOy$ ), але різні уздовж нормалі до цієї площини. Прикладом поперечно-ізотропного середовища може служити пачка паралельних тонких пластів, кожен із яких ізотропний і має відмінні від інших пластів пружні властивості. Швидкості розповсюдження сейсмічної хвилі в поперечно-ізотропному середовищі в різних напрямках виявляються неоднаковими. Це явище називається *анізотропією швидкості*. Відношення швидкості розповсюдження хвилі паралельно і перпендикулярно  $v_1$  шаруватості називається *коефіцієнтом інізотропії*:

$$\chi = v_{\parallel} / v_{\perp}. \quad (9.23)$$

Графік швидкості по різних напрямках (індикатриса швидкості) приблизно має вигляд еліпса з на півосями, відповідно,  $v_1$  і  $v_2$ .

**Багаторазові сейсмічні хвилі.** При розповсюдженні хвилі в неоднорідному середовищі відбиття відбувається на будь-якій границі зміни хвильового опору. При цьому поряд з одноразовими відбитими хвилями численні і різноманітні багаторазові хвилі: повно разові, частково-разові, хвилі-супутники, реверберації (при морській сейсморозвідці) та ін. *Одноразовою* називається хвиля, яка при своєму розповсюдженні від джерела до приймача відбилася тільки один раз. *Багаторазовою* називається хвиля, яка при своєму розповсюдженні від джерела до приймача зазнала більше ніж одне відбиття на одній і тій же границі – повноразова хвиля (рис. 39, а) або на різних границях – *частково разова* хвиля (рис. 39, б).

Особливий вигляд частково-кратних хвиль мають хвилі-супутники. Хвиля-супутник запізнюється відносно одноразової відбитої хвилі на подвійний час пробігу в тій частині розрізу, з якою пов'язане утворення хвилі-супутника. Інша її особливість – зворотна полярність коливань по відношенню до коливань

одноразової хвилі (коливання в протифазі). Це використовується при заданні глибини джерела (10.2).

Найбільш інтенсивні багаторазові хвилі реєструються при морській сейсмозвідці, так як поверхня води майже ідеальний відбивач. Багаторазові хвилі у водному прошарку називаються *реверберацією* (рис. 39, г), їх придушення представляє одну з найбільш складних проблем сучасної морської сейсмозвідки.

Якщо границя відбиття водночас є і границею заломлення, то на ній виникають багаторазові відбито-головні (заломлені) хвилі (рис. 40, д).

Багаторазові хвилі – це перешкоди, які сильно ускладнюють хвильову картину і тим самим перешкоджають слідуванню одноразових відбитих хвиль при вивченні глибоких сейсмічних горизонтів; приймаються спеціальні заходи для їх послаблення (10.5).

**Модель сейсмічного запису.** Більш глибоко розглянемо тепер роль шаруватості розрізу у формуванні реєстрованих сейсмічних записів. За модель середовища візьмемо горизонтально-шарувате середовище, яке складається із  $N$  прошарків, розділених між собою границями, на яких стрибкоподібно змінюється хвильовий опір  $\sigma_j \nu_j$  ( $j$  – номер прошарку).

Корисну частину сейсмічного запису (траси), зареєстрованого в деякій точці  $x$  профілю спостережень, будемо подавати як сума записів одноразових відбитих хвиль від послідовності відбиваючих границь  $1, 2, \dots, N$

$$F(t) = \sum_{j=1}^N A_j(t_j) G(t - t_j), \quad (9.24)$$

де  $A_j$  – амплітуда падаючої хвилі;  $G(t)$  – функція, яка визначає форму коливань;  $t_j$  – час приходщу кожної із хвиль.

З точністю до постійного множника амплітуди відбитих хвиль можна виразити через добуток послідовності коефіцієнтів відбиття  $k(t)$  на деяку функцію  $c(t)$ , яка враховує сумарний вплив розбіжності фронту хвилі, непружне поглинання і втрати енергії хвилі на розташованих вище границях:

$$A(t) = c(t) k(t) = \frac{A_0}{t} e^{-\beta(t)} k(t), \quad (9.25)$$

де  $A_0$  – амплітуда падаючої хвилі;  $\beta$  - коефіцієнт затухання амплітуд хвиль.

Послідовність коефіцієнтів відбиття як функції часу  $k(t)$  називається *імпульсною сейсмограмою*.

В різні точки профілю спостережень відбита хвиля від однієї і тієї ж границі приходить із запізненням у часу – кінематичним зсувом хвилі  $\Delta t_{\text{кін.}}$  (див. 11.4). З урахуванням вище сказаного вираз (9.25) слід переписати наступним чином:

$$F(t) = \sum_{j=1}^N \frac{A_0}{t} e^{\beta(t)} k_j(t_j) G[t - (t_j + \Delta t_{\text{кін.}})]. \quad (9.26)$$

Багатоканальний (багато трасовий) сейсмічний запис МОВ (див. 10.1) представляє собою сукупність окремих сейсмічних записів (трас), зареєстрованих при різному взаємному розташуванні джерел і приймачів. Розраховані для даного розподілу коефіцієнта відбиття  $k(t)$ , багаторазові сейсмічні записи називаються *модельними* або *синтетичними сейсмограмами*.

Розглянемо принцип одержання синтетичної сейсмограми. Геологічний розріз (рис. 40, а) поданий сукупністю прошарків, кожен з яких має постійні пружні параметри  $\nu_n \sigma_n$ , але вони можуть відрізнятися від прошарку до прошарку. Для кожного прошарку вираховані значення акустичної жорсткості  $\gamma$ , подані у вигляді графіків (рис. 40, б). На їх підставі вираховані коефіцієнти відбиття  $k$ , які зображені відрізками вертикальних прямих. Сейсмічна хвиля, що розповсюджується вниз, відбивається на кожній поверхні, на якій стрибкоподібно змінюється акустична жорсткість; амплітуда відбитої хвилі пропорційна коефіцієнту відбиття.

Процес комбінування коефіцієнтів відбиття з імпульсом падіння називається *згорткою* або *консоляцією*. Він полягає в заміні кожного елемента коефіцієнта відбиття імпульсом з амплітудою, пропорційною коефіцієнту відбиття, і в сумуванні результатів.

Синтетичні сейсмограми (рис. 40, в) використовують для встановлення зв'язку польових сейсмічних записів з границями розділу геологічного розрізу.

**Особливості утворення в шаруватому розрізі головних (заломлених) хвиль.** В середовищі з однією границею розділу головна хвиля, як це показано вище, виникає тільки у випадку, якщо  $\nu_2 > \nu_1$ . В горизонтально-шаруватому

середовищі для виникнення заломленої хвилі на границі необхідно, щоб швидкість в заломлюючому пласті була вищою, ніж швидкість в кожному із пластів, що залягають вище, тобто

$$v_N > v_j, \quad (9.27)$$

де  $j = 1, 2, 3, \dots, N-1$ .

Пояснимо цю вимогу на наступному прикладі. Нехай границя заломлення перекрита тришаровим середовищем, причому  $v_4 > v_3$ , але  $v_4 > v_2$ . Обмежимося розглядом тільки поздовжніх хвиль і візьмемо до уваги, що при виникненні головної хвилі промінь, що проходить, ковзає уздовж границі заломлення, тобто кут заломлення дорівнює  $90^\circ$ , закон заломлення (9.16) для даної моделі середовища можна записати:

$$\sin \alpha / v_1 = \sin \beta / v_2 = \sin i / v_3 = I / v_4. \quad (9.28)$$

При  $v_1 < v_2$ , згідно (9.29),  $\sin \beta = v_2 / v_4 > 1$ , а це неможливо. Фізично це означає, що при заданому розподілу швидкостей промінь падаючої хвилі не може впасти на границю заломлення під критичним кутом і головна хвиля на даній границі утворитися не може. Випадок, подібний до розглянутого вище, називається *екрануванням пласта заломлення*.

**Поняття про градієнтні середовища, рефраговані хвилі.** Якщо потужність пластів в багатшаровому розрізі порівняно з видимою довжиною хвилі дуже мала, то можна говорити про безперервну зміну швидкості з глибиною. Такі середовища називаються *градієнтними*. В градієнтних середовищах відбувається викривлення (рефракція) сейсмічних променів і тому хвилі, що розповсюджуються в них, одержали назву *рефраговані хвилі*.

Найбільш важливим для сейсморозвідки є випадок, коли в середовищі швидкість зростає з глибиною, внаслідок чого сейсмічні промені увігнуті в бік ліній спостереження. Рефраговані хвилі, досягнувши певної глибини, на якій заломлений сейсмічний промінь стає горизонтальним, будуть збуджувати хвилю, що розповсюджується у зворотному напрямку до лінії спостережень .

Така хвиля називається *рефрагованою заломленою*. В сейсморозвідці розроблені спеціальні методичні прийоми виявлення і врахування рефракції заломлених хвиль.

**Корисні хвилі і хвилі-перешкоди.** Як ми бачили вище, при збудженні пружних коливань в неоднорідному середовищі виникають і розповсюджуються різноманітні сейсмічні хвилі: поздовжні, поперечні та обмінні, відбиті, головні (заломлені) і дифраговані, поверхневі та багато інших. Ці хвилі можуть приходити в точку прийому з близьким часом в результаті відбувається їх складання – інтерференція.

При обробці даних сейсмозвідки з метою одержання зображень сейсмічних границь, на яких хвилі утворилися, зазвичай використовуються не всі хвилі. Хвилі, на використання яких розрахована дана обробка польових матеріалів, називаються *корисними*. Інші хвилі, що реєструються в тому ж інтервалі часу, що і корисні хвилі, будуть створювати заважаючий фон і їх називають *хвилями-перешкодами*. Наприклад, в методах, розрахованих на використання поздовжніх відбитих хвиль до корисних хвиль слід віднести монотипні одноразово відбиті хвилі, тоді як обмінні і багаторазово відбиті, головні (заломлені) та інші хвилі будуть перешкодами. Природно, що поділ хвиль на корисні і перешкоди носить дещо умовний характер. Так, наприклад, в методі заломлених хвиль корисними виявляться головні (заломлені) хвилі, а заважаючий фон будуть створювати відбиті та інші хвилі. На раніше розглянутих в якості перешкод – дифрагованих хвилях в даний час заснований один із способів одержання зображення сейсмічних границь – спосіб дифракційного перетворення (див. 11.7) і т.д. По мірі подальшого розвитку сейсмозвідки будуть створюватися умови для розширення типу і класу сейсмічні хвилі, які використовуються для вирішення геологічних задач. Так сьогодні все більше застосування одержує новий метод сейсмозвідки, заснований на спільному використанні поздовжніх, поперечних та обмінних хвиль – багатовильова сейсмозвідка.

## **9.6. Методи сейсмозвідки**

Методи сейсмозвідки класифікуються за різними ознаками: типах реєстрованих хвиль (поздовжні, поперечні, обмінні), класах хвиль (відбиті,

головні, прохідні, дифраговані, рефраговані тощо), сукупності методичних прийомів польових спостережень і обробки польових матеріалів, середовищах (поверхні) вимірювань (наземні, морські, в свердловинах тощо), стадіях виконання робіт (глибинні сейсмічні зондування, регіональні, пошукові, морські), об'єктах розвідки (пошук антиклінальних скл`адок і інших структурних пасток нафти і газу – структурна сейсморозвідка, прогнозування геологічного розрізу (ПГР), прямі пошуки покладів нафти і газу тощо) та ін.

Основні методи сейсморозвідки – метод поздовжніх відбитих хвиль (МПХ) і метод поздовжніх головних (заломлених) хвиль (ПЗХ). Застосовуються також методи *поперечних і обмінних відбитих хвиль, метод обмінних прохідних хвиль* і т.д. В середині основних методів сейсморозвідки виділяють різні модифікації, які часто в літературі називають методами, і серед них: в МПХ – метод загальної глибинної точки відбиття (метод ЗГТ), метод регульованого спрямованого прийому сейсмічних хвиль (метод РНП) та ін.; при сейсмічних дослідженнях в глибоких свердловинах, в яких реєструють прохідні, відбиті та інші хвилі, виділяють метод свердловинної сейсморозвідки (МСС), метод вертикального сейсмічного профілювання (метод ВСП), метод обернених голографів (МОГ) тощо.

### **Контрольні питання**

1. В чому полягає найбільш характерна відмінність подовжніх и поперечних хвиль? Який порядок швидкості розповсюдження поздовжніх і поперечних хвиль?
2. В чому полягає різниця графіків профілю і запису сейсмічної хвилі? Намалуйте графіки профілю і запису хвилі.
3. На які характеристики сейсмічної хвилі і як впливають геометрична розбіжність і поглинання?
4. В яких частотних діапазонах розташовані амплітудні частотні спектри зареєстрованих в сейсморозвідці хвиль? Які існують частотні модифікації сейсморозвідки?

5. Які кінематичні характеристики сейсмічних хвиль вивчає геометрична сейсміка?
6. Дайте пояснення фізичної сутності принципу Гюйгенса – Френзеля в сейсморозвідці? Де він застосовується.
7. Як уявна швидкість пов'язана з напрямком приходу хвилі і істинною швидкістю?
8. Які умови повинні виконуватися на границі між двома середовищами, щоб на ньому утворилася відбита хвиля? Головна (заломлена) хвиля.
9. Запишіть вираз коефіцієнта відбиття (проходження) у випадку нормального падіння хвилі на границю. Який фізичний зміст можна надати від'ємному значенню коефіцієнта відбиття?
10. Які сейсмічні хвилі називаються повно і частково відбитими? Нарисуйте схеми променів повно (частково) відбитих хвиль у випадку тришарового розрізу.