

# ***ГЕОФІЗИКА***

Навчальний посібник

## Вступ

Геофізика досліджує геофізичні поля й фізичні характеристики гірських порід і деяких інших природних об'єктів, шляхи й способи їхнього використання при вирішенні геологічних завдань, пошуках і розвідці корисних копалин, контролі за розробкою родовищ корисних копалин, вирішенні завдань гідрогеології, інженерної геології та геоєкології.

На сучасному етапі геофізика поділяється на регіональну, розвідувальну, інженерну, промислову геофізику і петрофізику, які можна розглядати певною мірою як самостійні наукові дисципліни. Водночас спостерігається спільність їхніх зв'язків з низкою геологічних наук, єдиний фізико-математичний апарат розв'язання багатьох прямих і обернених задач, ряд принципів, покладених в основу конструювання апаратури та здійснення нею вимірювань.

Дисципліни геофізичного циклу є тією основою, на якій в інженерній геофізиці ґрунтуються методи проведення спостережень, апаратура, способи розв'язання прямих і обернених задач, відомості про розподіл фізичних властивостей і фізичних полів у геологічному середовищі. Найтісніше геофізика пов'язана з розвідувальною геофізикою, частиною якої до недавнього часу вона вважалася. З багатого арсеналу методів розвідувальної геофізики запозичена більшість широко використовуваних на практиці методів досліджень. Однак вони в багатьох випадках зазнали значної перебудови як щодо просторової й часової систем спостережень, так і способів обробки результатів, включаючи фізичний і математичний апарат.

Геофізика в процесі формування як самостійної науково-прикладної дисципліни збагачувала розділи геофізичного циклу своєю методологією підходу до вивчення літосферного простору, поповнювала відомості про фізичні властивості й стан гірських порід і підземних вод верхньої частини геологічного розрізу (ВЧР).

Призначення геофізики дає підставу розглядати її як науку, покликану вивчати верхню частину літосфери – середовища проживання людини. При цьому йдеться про з'ясування

особливостей залягання геологічних тіл і визначення їхніх властивостей, а також властивостей і стану масивів гірських порід і ґрунтових горизонтів з усіма притаманними їм неоднорідностями. Одночасно вивчаються різноманітні фізичні поля, характерні для обстежуваних ділянок, виконується аналіз короткочасних і довготривалих змін геологічного середовища, які в подальшому можуть відбуватися під впливом як природних, так і техногенних факторів.

На сучасному етапі виділяються такі основні напрями застосування методів геофізики:

1. Вивчення геологічної будови масивів гірських порід (визначення просторового положення поверхонь поділу між гірськими породами, що мають різні фізичні властивості, з'ясування стану наявних розривних порушень тощо).

2. Вивчення властивостей і стану масивів гірських порід (вивчення фізико-механічних властивостей, ступеня неоднорідності, тріщинуватості, напруженого стану та ін.).

3. Вивчення фізико-геологічних явищ.

4. Виявлення умов залягання та руху підземних вод, їхніх хімічних властивостей.

У кожному з цих напрямів виділяють значну кількість окремих сфер застосування геофізичних методів.

# **Загальна характеристика геофізичних методів досліджень**

Геофізика – це наука, яка за допомогою геофізичних методів вивчає будову земної кори з метою пошуків і розвідки родовищ корисних копалини, а також застосовується для вирішення різноманітних завдань у процесі гірничоексплуатаційних, гідрогеологічних, інженерно-геологічних і геоекологічних досліджень.

Сучасна геофізика має у своєму арсеналі значну кількість різноманітних методів, яка продовжує безперервно зростати. При вирішенні будь-якого практичного завдання разом із застосуванням геофізичних методів велике значення мають геологічні й геохімічні дослідження, а також механічні методи, що використовують новітню техніку буріння й проходки гірничих виробок.

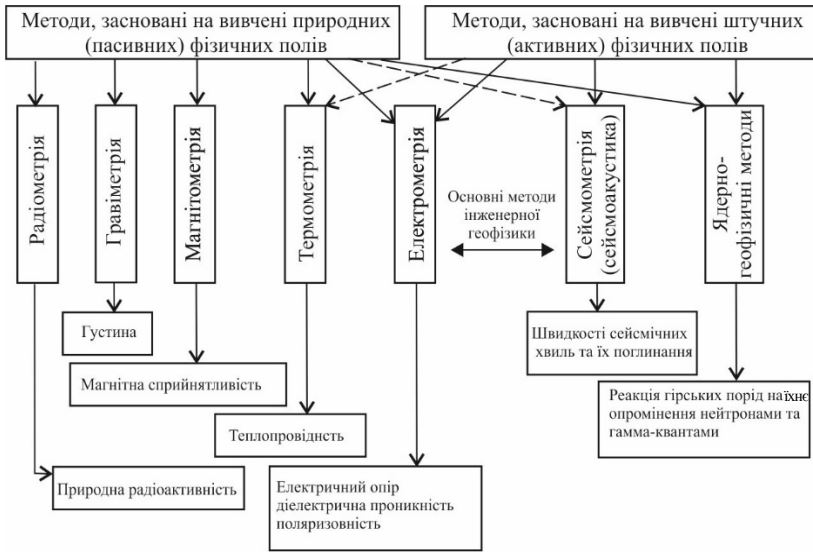
## **1.1. Класифікація геофізичних методів**

Застосування геофізичних методів для вирішення геологічних завдань засновано на відмінності досліджуваних геологічних утворень за фізичними властивостями вмісних (вмішувальних) порід. Це спричиняє зміни геофізичних полів довкола цих утворень, які називаються геофізичними аномаліями. Аномалії зазвичай виділяються на фоні нормальних полів. Між будовою земної кори й геофізичними полями існує відповідність, тобто конкретній геологічній будові відповідають конкретні геофізичні поля.

Класифікація методів геофізичних досліджень, заснована на фізичних властивостях гірських порід і відповідних їм фізичних полях, наведена на рис. 1.1.

Залежно від досліджуваного фізичного поля в геофізиці використовуються такі геофізичні методи: магніторозвідка, гравірозвідка, електророзвідка, сейсморозвідка, ядерна геофізика та терморозвідка. Геофізичні методи дослідження свердловин (каротаж) слід розглядати як особливий технологічний комплекс, що включає геофізичні методи, які застосовуються у све-

рдловинних умовах, а також методи дослідження технічного стану свердловин (інклінометрію, кавернометрію, торпедування та ін.). Петрофізика об'єднує комплекс лабораторних методів вивчення фізичних властивостей гірських порід і ґрунтів.



**Рис. 1.1. Класифікація геофізичних методів відповідно до фізичних властивостей гірських порід**

Геофізичні методи поділяються на дві групи – методи, що вивчають природні фізичні поля нашої планети і штучно створювані. До першої групи належать такі методи, як магніторозвідка, гравірознавдя, терморозвідка, електророзвідка методами природного електричного та магнітотелуричного полів, радіометричні методи, засновані на реєстрації випромінювання природних радіоактивних елементів і космічного випромінювання. До групи геофізичних методів, заснованих на вивченні штучно створюваних фізичних полів, належать методи електророзвідки на постійному і змінному струмах, метод викликаної поляризації, метод штучного підмагнічування, сейсморознавдя, більшість видів каротажу та методів ядерної геофізики.

У кожному геофізичному методі вимірюються певні параметри відповідних фізичних полів, характеристики яких визначаються конкретною будовою і фізичними властивостями порід даної ділянки земної кори. Зокрема, гравітаційне поле залежить від розподілу у просторі густини порід; магнітне поле – від магнітної сприйнятливості й залишкового намагнічення; електричне – від питомого електричного опору; електромагнітне – від питомого електричного опору, діелектричної та магнітної проникності; сейсмічне (пружне) – від швидкості поширення поздовжніх і поперечних хвиль у гірських породах, які залежать від розподілу густини і пружних констант порід (модуля Юнга, коефіцієнта Пуассона); термічне поле – від теплопровідності й теплоємності порід; ядерно-геофізичне – від розподілу радіоактивних елементів у породах та їхніх ядерно-фізичних властивостей.

Залежно від сфери застосування (вирішуваних завдань) розвідувальну геофізику поділяють на регіональну, нафтогазову, рудну, інженерну, гідрогеофізику та екогеофізику. Перші два види нерідко об'єднуються під загальною назвою "структурна геофізика".

Геофізичні методи можна також класифікувати за місцем проведення та умовами робіт: польові (наземні), аеросупутникові, морські, підземна геофізика та геофізичні дослідження свердловин (каротаж). Основним технологічним комплексом геофізичних досліджень є польові методи, які служили основою для створення всіх інших технологічних геофізичних комплексів.

У геофізиці виділяють пряму й обернену задачі. Розрахунок геофізичних полів, що відповідають геологічній будові земної кори, становить зміст так званої *прямої задачі* геофізики. При цьому послідовно будується ряд моделей. На першому етапі реальне середовище замінюється геологічною моделлю, яка враховує найбільш суттєві елементи геологічної будови тієї чи іншої ділянки земної кори. На другому етапі геологічна модель замінюється геолого-геофізичною, наділеною лише тими властивостями середовища, які відповідальні за формування даного геофізичного поля. Геолого-геофізична модель може бути відображена ще більш простою математичною моделлю за допомогою рівнянь і математичних залежностей, що описують дане

геофізичне поле. Слід відмітити, що вичерпна інформація про характеристики гірських порід і геологічну будову апріорі невідома. Тому розв'язки прямих задач геофізики для реальних об'єктів є, як правило, наближені.

На відміну від математичної моделі, що виражає, як правило, досить абстрактну фізичну ситуацію, геолого-геофізичні моделі характеризують досить конкретну будову й фізичні властивості порід даної ділянки земної кори.

Основне завдання геофізичних досліджень полягає у визначенні геологічної будови ділянки земної кори за відповідним спостереженим геофізичним полем. Це завдання є суттю *оберненої задачі геофізики*. Її розв'язання здійснюється за допомогою тих же моделей, що й прямої задачі, але в оберненій послідовності, тобто спочатку за спостереженим геофізичним полем і відомою математичною моделлю знаходять геолого-геофізичну модель геологічного середовища, надалі від неї переходять до геологічної будови досліджуваної ділянки земної кори. Розв'язок оберненої задачі геофізики загалом неоднозначний, тобто спостереженому геофізичному полю можуть відповідати різні варіанти геологічної будови. Для правильного вибору виду математичної моделі й наступного адекватного перетворення геолого-геофізичної моделі в геологічну необхідно мати конкретну апріорну геологічну інформацію про геологічну будову ділянки, основні типи геологічних тіл та основні фізичні властивості гірських порід на досліджуваній території.

Геофізичні поля поділяються на об'ємні й поля розподілу властивостей у просторі вздовж заданого розрізу. Під об'ємним полем розуміють простір, у якому виявляється дія певних сил. Окремим видом об'ємних полів є потенціальні поля. Під потенціалом зазвичай розуміють роботу, яку необхідно затратити для переміщення одиничної маси (чи заряду) у даному полі з нескінченності в задану точку. До потенціальних полів відносять постійні електричні, гравітаційні, магнітні й теплові. Під полем розподілу ознак розуміють простір, у якому спостерігається розподіл відповідних незалежних одна від одної ознак. Для геологічного простору – це розподіл ознак, що характеризують склад і фізичні властивості розміщених у його межах геологіч-

них тіл. До подібних ознак відносять компоненти складу й структурно-текстурні особливості порід, їхню радіоактивність, питому й об'ємну маси, пористість тощо. Згідно із цим до полів розподілу відносять ядерно-геофізичні, геохімічні поля, поля напружень тощо.

Методи розвідувальної геофізики, які вивчають об'ємні поля, дозволяють отримати узагальнені уявлення про склад, фізичні характеристики та структуру геологічних тіл, що впливають на просторову структуру вимірюваних полів. Основною перевагою геофізичних методів є їхня дистанційність – вивчення геологічних об'єктів на деякій відстані від них. До таких методів відносять гравірознавку, магніторозвідку, більшість методів електророзвідки, сейморозвідку, терморозвідку та ін.

Методи, що вивчають поля розподілу властивостей, на відміну від об'ємних, дозволяють отримати безпосередню інформацію про склад, фізичні властивості, структурно-текстурні особливості досліджуваних геологічних тіл. Вони мають порівняно невелику глибинність. Основна перевага цих методів – можливість однозначного чи близького до нього вирішення цілої низки геологічних завдань. До методів вивчення полів розподілу належать методи ядерної геофізики і радіометрії, петрофізичні методи, за деяких умов конкретні модифікації сейморозвідки, електророзвідки та ряд методів свердловинної геофізики. Особливо це стосується методів ядерної геофізики, оскільки для них основним об'єктом дослідження є хімічний елемент.

Перевагами геофізичних методів, які об'єктивно забезпечують їхнє широке використання як у практиці геологорозвідувальних робіт, так і в інших видах господарської діяльності є:

- 1) об'ємність геофізичної інформації;
- 2) можливість опосередкованого вивчення геологічних об'єктів, що не виходять на денну поверхню;
- 3) об'єктивність інформації про геофізичні поля;
- 4) відносно низька вартість і висока продуктивність геофізичних робіт.

До особливостей геофізичних досліджень, що обмежують можливості будь-якого окремо взятого геофізичного методу, слід віднести багатозначність розв'язку оберненої задачі, а та-



кож та обставина, що часто окремі геофізичні методи при пошуках багатьох родовищ корисних копалин і розв'язанні інших задач є непрямими.

Кожний з методів розвідувальної геофізики вивчає розподіл фізичного параметра, на якому він заснований, тим самим характеризуючи геофізичну ситуацію досліджуваного району за цим параметром. Чим більшою кількістю параметрів будуть охарактеризовані досліджувані геологічні об'єкти, тим повніше буде наше уявлення про особливості цих об'єктів. Тому для вирішення геологічних, інженерно-геологічних, гідрогеологічних та інших завдань часто застосовують не один, а ряд геофізичних методів дослідження, тобто їхній комплекс. Вони часто об'єднуються з іншими методами – геохімічними, геолого-знімальними тощо.

У результаті таких комплексних геофізичних досліджень проводиться всебічна інтерпретація матеріалів кожного методу окремо, після чого здійснюється кореляція результатів інтерпретації з урахуванням даних, отриманих іншими методами. Комплексне використання всіх геофізичних, геохімічних та інших даних дозволяє глибше й різнобічніше оцінити геологічну ситуацію, ніж це вдається зробити окремими методами. Це досягається в тих випадках, коли різні методи комплексу є незалежними і доповнюють один одного в процесі інтерпретації.

Нижче наводиться коротка характеристика основних методів, що застосовуються в інженерній геофізиці.

## **1.2. Сейсморозвідка**

Сейсморозвідка – це комплекс методів дослідження геологічної будови земної кори та пошуків родовищ корисних копалин, заснованих на вивченні розповсюдження пружних хвиль, що збуджуються штучно (вибухами, ударами). На межах, які розділяють гірські породи різного складу, пружні хвилі відбиваються та заломлюються. Пружні хвилі поширюються в гірських породах з різними швидкостями. За допомогою сейсморозвідки вивчають час і швидкості поширення пружних хвиль, їхню амплітуду, форму сигналу. У результаті математичної обробки

отриманих даних визначають глибину залягання і форму меж, кут їхнього падіння, напрямок простягання і ряд інших характеристик геологічного середовища. Поряд з електророзвідкою сейсмічні методи є основними в геофізичному комплексі при вирішенні завдань інженерної геології та гідрогеології.

За призначенням виділяють глибинне сейсмічне зондування (ГСЗ), структурну (нафтогазову), рудну й інженерну сейсморозвідку. За умовами спостереження – наземну, акваторіальну, підземну та свердловинну сейсморозвідку. При сейсмометричних дослідженнях використовуються різні частотні діапазони коливань пружних хвиль. За цим параметром розрізняють високочастотну (більше 100 Гц), середньочастотну (від 15 Гц до 100 Гц) і низькочастотну (нижче 15 Гц) сейсморозвідку.

### 1.2.1. Фізико-геологічні основи сейсморозвідки

**Фізичні основи сейсморозвідки.** Характерними параметрами сейсмічних хвильових процесів є: частота коливань  $f$ , Гц; швидкість поширення сейсмічних хвиль  $V$ , м/с; період коливань  $T = 1/f$ , с; довжина хвиль  $\lambda = V \cdot T$ , м. Зазначені параметри визначають роздільну здатність сейсморозвідки по вертикалі та горизонталі, а також числові характеристики поширення пружних хвиль у неоднорідних і шаруватих середовищах.

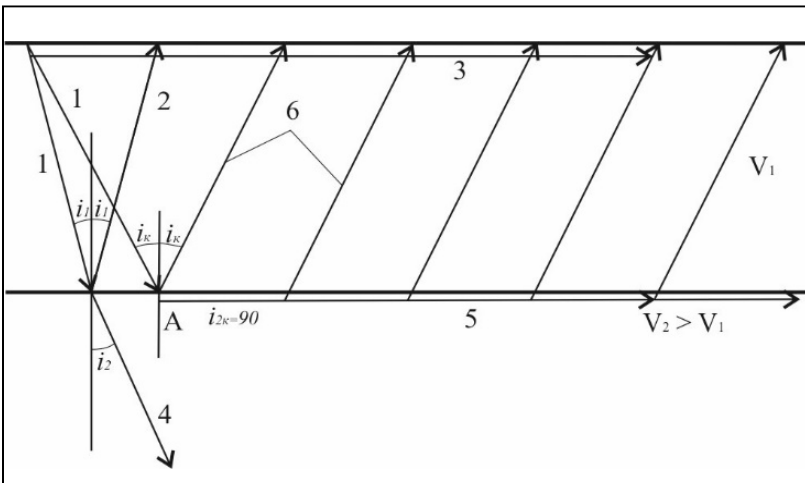
В однорідному ізотропному ідеально пружному середовищі, як відомо, можуть виникати два типи об'ємних хвиль – поздовжні  $P$  і поперечні  $S$ , що розрізняються за швидкостями й характером зміщення частинок середовища під час поширення пружних хвиль. У поздовжньої хвилі зміщення частинок середовища відбуваються в напрямку її поширення, тобто вздовж променя. У поперечної хвилі зміщення (зсуви) відбуваються в площині, нормальній до променя. Отже, поздовжні хвилі поширюються зі зміною елементарних об'ємів середовища, поперечні – зі зміною їхньої форми.

Швидкості поздовжньої  $P$ - і поперечної  $S$ -хвиль пов'язані з пружними характеристиками середовища такими співвідношеннями:

$$V_P = \sqrt{\frac{E(1-\mu)}{\delta(1+\mu)(1-2\mu)}}; \quad V_S = \sqrt{\frac{E}{2\delta(1+\mu)}}; \quad \frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{2(1-\mu)}{1-2\mu}},$$

де  $\mu$  – коефіцієнт Пуассона;  $E$  – модуль поздовжньої пружності, або модуль Юнга;  $\delta$  – густина середовища. Поздовжні, або хвилі стиснення у більшості типів гірських порід поширюються приблизно у два рази швидше поперечних або зсувних хвиль.

У межах зсувів і напруг, що мають місце при поширенні сейсмічних та ультразвукових хвиль у реальних геологічних середовищах, практично всі гірські породи, навіть такі, як піски і глини, поводять себе як пружні тіла. Тому до опису поширення в них пружних хвиль застосовуються закони лінійної теорії пружності. Відповідно до цієї теорії поширення сейсмічних хвиль у гірських породах і відкладах відбувається за законами геометричної оптики, згідно з якими на межах поділу середовищ з різними пружними властивостями й обмежувальних неоднорідності поверхнях хвилі можуть відбиватися, заломлюватися й розсіюватися подібно до того, як це відбувається зі світловими хвилями на поверхнях поділу середовищ із різною оптичною щільністю (повітря – вода, повітря – скло тощо). За цим принципом розрізняють хвилі прямі, набіжні, відбиті, заломлені прохідні, заломлені ковзні, рефраговані (рис. 1.2).



**Рис. 1.2. Схема ходу променів сейсмічних хвиль різних типів:**  
хвилі: 1 – набіжна; 2 – відбита; 3 – пряма; 4 – заломлена прохідна;  
5 – заломлена ковзна; 6 – заломлена головна

Найчастіше при сейсмометричних дослідженнях вивчаються поздовжні й поперечні хвилі, які поширюються по всьому об'єму геологічного середовища. У зв'язку із цим вони називаються об'ємними. Процес поширення пружних коливань у твердих середовищах ускладнюється явищем трансформації хвиль, яке полягає в тому, що при падінні, наприклад поздовжніх хвиль ( $P$ ), на межі геологічних шарів у загальному випадку на кожній з них виникає по чотири хвилі: дві відбиті – поздовжня ( $P$ ) і поперечна ( $S$ ), а також дві прохідні ( $P$  і  $S$ ). Неоднорідність з відмінними від вмісного середовища властивостями й розміром, близьким до довжини хвилі, викликає збурення у вигляді дифрагованої хвилі.

Слід зазначити, що земна кора досить неоднорідна, містить велику кількість геологічних об'єктів з різними пружними характеристиками. У точках сейсмічних меж поділу пружна хвиля падає на них під різними кутами й утворює вторинні відбиті та прохідні в інше середовище заломлені хвилі. Якщо вторинні хвилі, які утворюються на межі поділу, належать до того ж типу, що й набіжна хвиля, то вони називаються монотипними – поздовжніми  $PP$  й поперечними  $SS$ , а якщо до різних типів – то обмінними, відповідно  $PS$  і  $SP$ .

Для інженерної сейсморозвідки характерне використання, крім поздовжніх і поперечних типів пружних хвиль, також поверхневих хвиль. Поверхневі хвилі пов'язані з вільною поверхнею, уздовж якої відбувається їхнє поширення. У поверхневих хвиль релієвського типу  $R$ , з якими зазвичай мають справу в інженерній сейсморозвідці, швидкість  $V_r$  може набувати значення від  $0,874 V_s$  до  $0,956 V_s$ , а частки середовища під час проходження хвилі рухаються по траєкторіях, близьких до еліптичних. Амплітуда зміщень у релієвської хвилі, досягаючи максимуму на деякій невеликій глибині від вільної поверхні, надалі зменшується із глибиною за експоненціальним законом. Цим і пояснюється той факт, що хвилі такого типу можуть бути зареєстровані лише на вільній поверхні.

Як свідчить практика, строго однорідних середовищ у природі не зустрічається. Масиви гірських порід тією чи іншою мірою є неоднорідними. В анізотропних середовищах,

які мають упорядковану неоднорідність, може існувати не один, а два типи поперечних хвиль, що розрізняються за орієнтацією зміщень частинок середовища відносно шаруватості (сланцюватості). Хвиля, поляризована перпендикулярно до шаруватості, називається квазіпоперечною або *SV*-хвилею, а поляризована паралельно шаруватості – чисто поперечною, або *SH*-хвилею. Для їхнього збудження потрібні різні типи сейсмічних джерел.

Незважаючи на те, що для опису поширення хвиль у гірських породах використовується апарат лінійної теорії пружності, відміна реальних середовищ від ідеально пружних обумовлює наявність згасання хвиль з відстанню. Величина згасання може бути охарактеризована коефіцієнтом згасання  $\alpha$ .

Переважає застосування в інженерній сейсморозвідці отри-мав метод заломлених хвиль (МЗХ), що пояснюється, з одного боку, практичною неможливістю реєстрації відбитих хвиль з глибин, вимірюваних одиницями і першими десятками метрів, з іншого – більшою інформативністю методу заломлених хвиль для вирішення завдань інженерної геології. Інколи цей метод ще називають кореляційним методом заломлених хвиль (КМЗХ). Зупинимось коротко на його суті.

На швидкісній межі поділу, яка поділяє півпростір на два середовища – верхнє зі швидкістю поширення пружних хвиль  $V_1$  і нижнє зі швидкістю поширення  $V_2$ , набіжна на цю межу поділу з боку верхнього середовища хвиля заломлюється. Заломлення променів на межі поділу відбувається за законом синусів:  $V_1/V_2 = \sin i_1/\sin i_2$ , де  $i_1, i_2$  – кути падіння й заломлення відповідно набіжного й заломленого променів (кути між нормаллю до межі поділу й відповідними променями (рис. 1.2)). У разі  $V_2 > V_1$  завжди зберігається умова  $i_2 > i_1$ , а тому на межі поділу завжди знайдеться точка падіння набіжного променя під таким кутом  $i_1$ , за якого кут заломлення  $i_2 = 90^\circ$ . Цей кут падіння набіжної хвилі в даній точці називається *критичним* ( $i_1 = i_k$ ) і відповідно до закону синусів він визначається:  $\sin i_k = V_1/V_2$ . Отже, у результаті падіння на межу поділу набіжної хвилі під критичним кутом  $i_k$  у підстильному середовищі

виникає ковзна вздовж межі поділу пружна хвиля, яка поширюється вздовж межі зі швидкістю  $V_2$  (рис. 1.2). Ковзна хвиля під час свого поширення збуджує у верхньому середовищі пружну хвилю, яка поширюється на денну поверхню зі швидкістю  $V_1$  під критичним кутом  $i_k$  (це явище подібне виникненню бокових хвиль під час руху катера по водній поверхні). Поширювана в напрямку денної поверхні хвиля називається *головною заломленою хвилею* (часто її називають просто *головною*, інколи просто *заломленою*). Головна заломлена хвиля, що виникає в точці критичного падіння набіжної хвилі, збігається з відбитою хвилею. Суть методу заломлених хвиль полягає в реєстрації часу приходу головних заломлених хвиль у точки денної поверхні, розташовані на різних відстанях від випромінювача. Цілком очевидно, що головна заломлена хвиля, поширювана від плоскої межі поділу, надходить на денну поверхню, починаючи лише з певної відстані від випромінювача. Це пов'язано з тим, що точка критичного падіння набіжної хвилі зміщена відносно глибинної осі точки розташування випромінювача. Просторову зону навколо випромінювача, у якій відсутня головна хвиля, називають "мертвою зоною".

Підсумовуючи розгляд суті методу заломлених хвиль, варто наголосити, що метод МЗХ дозволяє досліджувати ті межі поділу шарів, на яких швидкість поширення пружних хвиль у нижньому шарі вища за швидкість у верхньому шарі ( $V_2 > V_1$ ). Лише за такої умови виникають ковзні, а отже й головні заломлені хвилі, на реєстрації яких заснований цей метод.

Метод заломлених хвиль дозволяє, крім геометрії меж поділу і потужностей окремих шарів, визначати також швидкості сейсмічних хвиль, що поширюються вздовж виділених меж (ковзних хвиль). Оскільки, як встановлено на практиці, швидкості сейсмічних хвиль уздовж і поперек нашарування можуть істотно відрізнятись за величиною, то перші в сейсморозвідці отримали назву межових ( $V_r$ ), а другі – пластових швидкостей ( $V_n$ ). Під час відбиття й заломлення хвиль на межах поділу крім монотипних поздовжніх і поперечних хвиль можуть утворюватися й обмінні хвилі різних типів.

Як уже зазначалось, в інженерній сейсморозвідці використовуються також особливі хвилі, які називаються рефрагованими. Ці хвилі виникають у неоднорідному (градієнтному) середовищі, характерною ознакою якого є поступове зростання швидкості із глибиною. У градієнтному середовищі промені хвиль криволінійні. Форма траєкторії променю залежить від закону зміни швидкості із глибиною. У разі неперервного зростання швидкості, властивого деяким типам порід верхньої частини розрізу, промені випроміненої джерелом хвилі, що виходять від нього під будь-якими кутами до денної поверхні, відмінними від прямого, повертаються назад на денну поверхню. Залежно від початкового кута змінюється глибина проникнення й абсциса точки їхнього виходу на денну поверхню. Уздовж поверхні градієнтних середовищ, так само як і уздовж поверхні однорідних і шаруватих, поширюються також поверхневі хвилі.

Фронтом хвилі, збудженій точковим джерелом в однорідному середовищі, є сферична поверхня, яка із часом розширюється. Лінія або поверхня, збіжна із фронтом хвилі в будь-який фіксований момент часу, називається ізохроною. Ізохрони хвилі, випроміненої точковим джерелом в однорідному середовищі, являють собою на плоскій денній поверхні сімейство кіл із загальним центром.

Поширення хвиль у сейсморозвідці спостерігають на земній поверхні уздовж заданої лінії профілю або в межах певної площі. При цьому визначають час прибуття хвилі в кожную точку профілю (площі) і будують графіки (поверхні) часу прибуття хвилі в різні точки профілю (площі) спостережень.

Графік залежності часу приходу хвилі  $t$  від відстані до джерела коливань  $x$  називається сейсмічним годографом. Годограф будь-якої хвилі, побудований за спостереженнями в точках, розташованих уздовж профілю, називається лінійним. При цьому, якщо джерело коливань знаходиться на лінії спостережень, годограф називається поздовжнім, у разі його зміщення відносно лінії спостережень – непоздовжнім. Годографи, побудовані за результатами спостережень у точках,

розташованих на певній обмеженій ділянці земної поверхні, називаються поверхневими. Математичний вираз залежності  $t = f(x)$  є рівнянням годографа. Сейсмічні годографи використовуються як вихідні експериментальні дані для розв'язання оберненої задачі сейсморозвідки – визначення у просторі положення і форми меж поділу та швидкостей поширення пружних хвиль у пластах.

Якщо розташувати джерело коливань на поверхні однорідного півпростору, а приймачі вздовж лінії спостережень, що проходить через випромінювач, то рівнянням годографа прямої хвилі, поширюваній уздовж профілю, буде простий вираз  $t = x/V$ , у якому  $x$  – відстань до випромінювача,  $V$  – швидкість поширення хвилі. Отже, лінійним годографом прямої хвилі є пряма лінія, що виходить з початку координат (точки розташування джерела), а поверхневим – поверхня конуса з вершиною на початку координат. Для головної заломленої хвилі, яка утворилася на плоскій межі поділу, паралельній денній поверхні, рівняння лінійного годографа має такий вигляд:

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h \cdot \cos i}{V_1},$$

де  $x$  – відстань від джерела,  $h$  – товщина першого шару порід,  $V_1, V_2$  – відповідно швидкості хвиль у першому і другому шарі порід,  $i$  – критичний кут падіння хвилі на межу поділу. Годограф також є прямою лінією, що починається в початковій

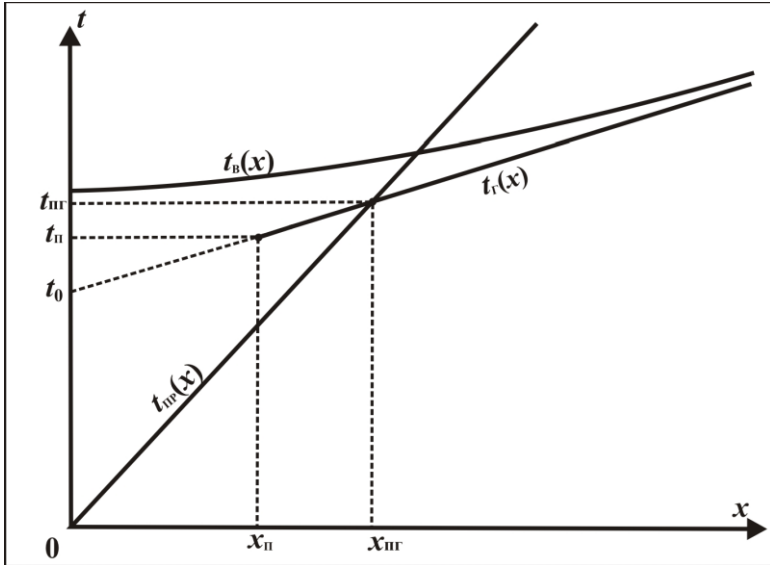
точці з координатами  $x_{\text{п}} = 2h \cdot \operatorname{tg} i$  й  $t_{\text{п}} = \frac{2h}{V_1 \cdot \cos i}$ . Координата

$x_{\text{п}}$  є "мертвою зоною" для головної хвилі – відстанню від випромінювача, у межах якої головна хвиля відсутня. Продов-

ження годографа відсікає на осі ординат час  $t_0$ :  $t_0 = \frac{2h \cdot \cos i}{V_1}$ .

Параметри  $t_0$  та  $x_{\text{п}}, t_{\text{п}}$ , що визначають на площині годографа положення його початкової точки, необхідні для обчислення глибин залягання заломлювальних меж.





**Рис. 1.3. Типи годографів сейсмічних хвиль:**

годографи:  $t_{\text{пр}}(x)$  – прямої хвилі;  $t_{\text{р}}(x)$  – заломленої головної хвилі;  
 $t_{\text{в}}(x)$  – відбитої хвилі

Як видно з рис. 1.3, головна заломлена хвиля спочатку приходить у точки профілю пізніше прямої, а потім, починаючи з деякої відстані, випереджає пряму хвилю. Це пов'язано з тим, що заломлена хвиля поширюється в нижньому шарі вздовж межі поділу зі швидкістю, вищою, ніж у верхньому шарі ( $V_2 > V_1$ ). Нескладні розрахунки показують, що в разі плоскої горизонтальної межі поділу відстань однакового часу приходу прямої й головної заломленої хвиль виражається

$$x_{\text{пр}} = 2h \frac{V_2}{V_2 - V_1} \cos i = 2h \sqrt{\frac{1 + \sin i}{1 - \sin i}} = 2h \cdot \sqrt{\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1}}.$$

За наявності декількох заломлювальних меж послідовно ре-  
 струються головні хвилі від усе більш глибоких меж поділу.  
 При цьому нахил відповідних відрізків годографа може зміню-  
 ватися залежно від швидкості хвиль, ковзних уздовж заломлю-  
 вальних меж.

Для випадку плоскої межі поділу, нахиленої відносно денної поверхні під кутом  $\phi$ , рівняння лінійного годографа має вигляд

$$t = \frac{x \cdot \sin(i \pm \phi)}{V_1} + \frac{2h \cdot \cos i}{V_1},$$

де кут  $\phi$  має знак "+", коли головна хвиля поширюється в бік падіння пласта, а знак "-" – у бік підняття пласта.

Загальний вираз для рівняння годографа в багат шаровому середовищі з плоскими горизонтальними межами поділу має такий вигляд:

$$t = \frac{x}{V_m} + 2 \sum_{k=1}^{m-1} \frac{h_k \cos i_{km}}{V_k},$$

де  $V_m$  – швидкість хвилі в нижньому ( $m$ -му) заломлювальному шарі;  $V_k$  – швидкість сейсмічної хвилі в  $k$ -му шарі;  $h_k$  – товщина  $k$ -го шару;  $i_{km}$  – кут між променем набіжної хвилі в  $k$ -му шарі й нормаллю до меж поділу.

Швидкість поширення хвилі вздовж профілю визначається за нахилом годографа. Ця швидкість називається уявною, оскільки величина її в разі похилої заломлювальної межі буде залежати від того, у який бік (падіння або підняття) отримано годограф.

Як уже зазначалося, у природі зустрічається також особливий випадок зміни швидкостей – плавне зростання їх із глибиною. Такі середовища називаються градієнтними, а відповідні їм годографи характеризуються плавною зміною нахилу з віддаленням від джерела коливань.

Швидкість пружних хвиль є основним параметром у сейсмо-розвідці, об'єктивною характеристикою гірської породи і залежить від її мінерального складу, ступеня вивітрювання, тріщинуватості, обводнення й напруженого стану. В однорідно-ізотропному середовищі швидкість не залежить від напрямку. Шаруваті або сланцюваті породи пружно анізотропні: швидкості поширення пружних хвиль уздовж нашарування, як правило, більші, ніж упоперек нашарування.

У сейсмічному методі існує ряд понять швидкості, причому кожному з них відповідає свій конкретний зміст. Нижче даються визначення швидкостей, з якими можна зустрітися в літературі із сейсморозвідки.

*Істинна швидкість*  $V$  – швидкість хвилі в однорідному ізо-тропному середовищі, яким можна вважати його достатньо малий об'єм. Вона може бути визначена за годографом перших вступів як  $V = \partial x / \partial t$ .

*Фазова швидкість*  $V_\phi$  – швидкість, з якою поширюється певний екстремум (фаза) хвилі. У разі зміни періоду з відстанню ця швидкість не дорівнює швидкості, визначеної за годографом перших вступів.

*Межова швидкість*  $V_r$  – швидкість, з якою заломлена хвиля поширюється вздовж заломлювальної межі. Ця швидкість визначається в результаті обробки спостережених годографів.

*Середня швидкість*  $V_{\text{сеп}}$  – параметр, який характеризує поширення хвиль у шаруватих середовищах. Це середня швидкість, виміряна в напрямку променя, перпендикулярного шаруватості. Вона дорівнює відношенню довжини відрізка променя, нормального шаруватості, до часу пробігу хвилі вздовж цього відрізка. Визначається за даними каротажу.

*Пластова швидкість*  $V_p$  – середня швидкість у пласті по вертикалі:  $V_p = h / \Delta t$ , де  $h$  – товщина пласта,  $\Delta t$  – час пробігу хвилею пласта у вертикальному напрямку. Визначається за матеріалами каротажу. Зазвичай  $V_p < V_r$ , що є наслідком анізотропії порід у пластах.

*Інтервальна швидкість*  $V_{\text{інт}}$  – середня швидкість у межах заданого інтервалу глибин  $\Delta z$ :  $V_{\text{інт}} = \Delta z / \Delta t$ .

*Променева швидкість*  $V_{\text{пр}}$  – середня швидкість у напрямку похилого променя в припущенні, що він прямолінійний. Ця швидкість залежить від кута між напрямком променя і нормалі до шаруватості – зі збільшенням кута вона зростає. Вона може бути визначена за даними каротажу або акустичного просвічування.

*Ефективна швидкість*  $V_{\text{еф}}$  – наближене значення середньої швидкості, визначене за сейсмічними даними (за спостереженими годографами відбитих чи заломлених хвиль).

**Геологічні основи сейсморовідки.** Застосування сейсмічних методів досліджень для вирішення різноманітних завдань інженерної геології обумовлені сприятливими геологічними передумовами:

1. Для верхньої частини геологічного розрізу характерна неоднорідність гірських порід за пружними властивостями, що обумовлює можливість реєстрації заломлених, відбитих і рефрактованих хвиль, пов'язаних з цими неоднорідностями. Це дозволяє використовувати сейсморовідку для просторового виділення неоднорідностей, що відображають особливості геологічної будови середовища.

2. Наявність зв'язку між сейсмічними характеристиками гірських порід та їхнім складом, що дозволяє використовувати сейсморовідку для літологічної прив'язки виділених неоднорідностей.

3. Наявність зв'язку між сейсмічними характеристиками гірських порід, з одного боку, та їхнім станом і фізико-механічними показниками – з іншого, що дозволяє використовувати сейсморовідку для оцінки стану і фізико-механічних показників гірських порід в їхньому природному заляганні.

Як уже зазначалось, важливим фактором широкого використання сейсмічних методів для вирішення завдань інженерної геології є залежність значень швидкостей від властивостей і стану порід. До числа параметрів, які успішно визначаються за допомогою сейсморовідувальних і ультразвукових методів, належать пружні й деформаційні характеристики порід – модулі пружності, зсуву і деформації, коефіцієнт Пуассона тощо; характеристики міцності – межа міцності на стиск і зчеплення; фізичні характеристики – густина, пористість і тріщинна пустотність.

Залежність швидкостей від стану породи дозволяє оцінювати ступінь вивітрювання, порушення та тріщинуватості породи, ефект штучної цементації скельних і закріплення пухких порід, природний напружений стан порід, а також вирішувати низку інших важливих завдань.

Швидкість пружних хвиль є функцією мінерального (петрографічного) складу гірських порід. Найбільш високими швидкостями, що досягають 6500–7500 м/с, характеризуються основні й

ультраосновні кристалічні породи, дещо меншими – кислі породи. Серед осадочних порід досить високими швидкостями характеризуються вапняки, у найбільш монолітних різновидах яких швидкості поздовжніх хвиль можуть досягати 6000–7600 м/с. Далі, у порядку зменшення швидкостей слідує пісковики, алевроліти, аргіліти, корінні глини.

Швидкісний ряд на основі прийнятої в інженерній геології будівельної класифікації ґрунтів і порід (у порядку зростання швидкостей) такий: пухкі – напівскельні – скельні породи.

Швидкість пружних хвиль для кожного окремого типу породи теж не зберігає постійного значення, а змінюється в широких межах залежно від її пористості, тріщинуватості, глибини залягання й віку. У пухких породах суттєво впливає на швидкість поширення пружних хвиль обводнення цих порід. Причому в незв'язних відкладах (пісок, гравій, галечник, уламкові ґрунти та їхні суміші) швидкість, залишаючись приблизно постійною в широкому діапазоні вологості, різко зростає після досягнення повного водонасичення. У глинах і глинистих відкладах швидкість поздовжніх хвиль, навпаки, дуже чутливо реагує на зміну вологості, істотно змінюючи свою величину відповідно до її флуктуацій.

Природно, що під впливом перелічених вище факторів змінюються і різні інженерно-геологічні характеристики породи. Так, з ростом пористості породи зменшується її густина, міцність на стиск, пружність, деформаційні показники тощо. Зростання тріщинуватості масиву породи призводить до відповідної зміни відмічених показників у масивах гірських порід. Досить істотно те, що зростанню пористості й тріщинуватості на одиниці відсотків відповідає значно більше відносне зменшення швидкості – на десятки відсотків.

Якщо відома зміна будь-якого інженерно-геологічного показника породи й відповідної швидкості пружних хвиль, то можна встановити кількісний зв'язок між значеннями цих величин. Установлений зв'язок можна використовувати для визначення інженерно-геологічної характеристики породи за швидкістю пружних хвиль.

На величинах швидкостей пружних хвиль та інженерно-геологічних характеристиках позначається також будь-яка зміна стану породи: ступеня її порушення або роздрібнення, вивітрювання, обводнення, напруженого стану тощо. Відповідно сейсмічний метод дає можливість здійснювати оцінку стану породи у масиві.

Слід відзначити, що у верхній частині розрізу спостерігається значна неоднорідність гірських порід. При вивченні геологічної будови верхньої частини розрізу сейсмічний метод заломлених хвиль дозволяє досліджувати будь-які глибини від декількох сантиметрів і десятків до одиниць метрів. Він менш вимогливий до умов поверхневого рельєфу і розмірів досліджуваних площ: спостереження можна виконувати на крутих схилах, відслоненнях гірських порід, стінках укосів, у штольнях, шурфах, свердловинах тощо. Можливість вивчати малі глибини, не застосовуючи вибухи, за допомогою безпечних і простих ударних джерел коливань також сприяє широкому застосуванню методу. Основна вимога методу заломлених хвиль – зростання швидкостей на глибину в межах верхніх 10–30 м розрізу (виконується в переважній більшості випадків). У скельних породах і пухких відкладах, що їх покривають, швидкості, як правило, розрізняються в 3–10 разів. Якщо скельні або напівскельні породи виходять на денну поверхню, то зростання швидкостей на глибину буває обумовлено наявністю поверхневої зони вивітрювання, а також зменшенням природних напружень породи поблизу вільної поверхні.

У межах зони поверхневого вивітрювання швидкості завжди менші, ніж у незміненій породі в 2–5 разів, причому швидкість на глибину може зростати як плавно (корінні глини, аргіліти), так і поступово, із приблизно постійними значеннями швидкості в межах окремих пластів (вапняки, пісковики та інші скельні й напівскельні породи).

Поверхні поділу відкладів різного складу або поверхні зсувів різних вікових генерацій також можуть бути швидкісними межами, причому нижні шари, як правило, характеризуються більш високими швидкостями. У товщах відкладів, навіть однорідних за складом, причиною зростання швидкостей на глибину є ущільнення порід під дією власної ваги: зростає кількість і

жорсткість контактів, що призводить до швидкого зростання пружності матеріалу й відповідно швидкостей поширення в ньому пружних хвиль. Особливо помітний вплив глибини на швидкості хвиль в уламково-суглинкових відкладах. Наприклад, швидкість поздовжніх хвиль у зсувних утвореннях такого складу при значеннях 250–500 м/с біля денної поверхні може досягати 1200–1500 м/с на глибинах 20–30 м.

У наведених випадках при спостереженнях на денній поверхні можуть бути зареєстровані заломлені або рефраговані хвилі, що несуть інформацію про будову і властивості геологічного розрізу.

Безвідносно до типу породи найінтенсивніше зростання швидкості відбувається в межах перших 5–10 м розрізу, після чого істотно сповільнюється. У свіжих відслоненнях природного або штучного походження (схили кар'єрів, котлованів гребель, водосховищ, доріг тощо) також практично завжди спостерігається збільшення швидкості від вільної поверхні вглиб масиву. У цьому випадку причиною збільшення швидкості є розвантаження породи від природних напруг і, як наслідок, зниження її міцності. Зниження міцності частини масиву, що прилягає до вільної поверхні, відбувається також у результаті видобутку та розробки породи механізмами або вибуховим способом.

### **Особливості сейсмічних меж у верхній частині розрізу.**

Верхня частина розрізу з позицій сейсморозвідки є складно побудованим неоднорідним середовищем з великою кількістю меж поділу, що мають різну природу.

За своїм характером сейсмічні межі у верхній частині розрізу можуть бути відповідно до прийнятої в сейсморозвідці класифікації розділені на сильні, тобто з перепадом швидкостей  $V_2/V_1 > 1,33$ , і слабкі ( $V_2/V_1 < 1,33$ ). Характер меж може бути неоднаковим для поздовжніх і поперечних хвиль, тобто одні межі можуть бути сильними як для поздовжніх, так і для поперечних хвиль (наприклад, покрівля скельних порід під пухкими відкладами), інші є сильними тільки для поздовжніх хвиль (поверхня рівня ґрунтових вод у пухких відкладах). Літологічні межі в товщі пухких порід (у зоні аерації), як правило, є слабкими і для поздовжніх, і для поперечних хвиль. Ті ж межі нижче рівня

грунтових вод можна простежити тільки за допомогою поперечних хвиль. Обумовлено це тим, що поперечні хвилі в рідині не виникають і не поширюються і тому водонасичення породи практично не впливає на величину перепаду швидкостей поперечних хвиль на межах поділу нижче рівня ґрунтових вод.

Обводнення порід і відкладів – не єдина причина перетворення межі із сильної на слабку. Наприклад, мерзлі алювіальні галькові або уламкові відклади можуть мати швидкості, близькі до швидкостей у скельних породах. Промерзання порід нівелює швидкісні відмінності як поздовжніх, так і поперечних хвиль.

Причиною перетворення сильної межі на слабку також може бути наявність у скельних порід поверхневої зони вивітрювання. Якщо при цьому покривна товща має достатню потужність і представлена уламковими або валунно-гальковими відкладами із суглинковим заповнювачем, то швидкість у нижній частині пухких відкладів може досягати високих значень (близько 1200–1400 м/с), тобто бути сумірною за величиною зі швидкістю у зоні вивітрювання скельних порід.

При вивченні скельних порід сейсмічні межі можуть збігатися з геологічними, наприклад покрівля скельних порід під пухким чохлам, літологічні межі між комплексами порід різних типів, межі інтрузивних тіл тощо. Слід відзначити, що не менше поширення мають також сейсмічні межі, зумовлені зміною стану порід. У першу чергу до меж такого роду слід віднести підодшву зони вивітрювання й межі всередині неї. Поділ зони вивітрювання на окремі горизонти, властивості в межах яких зберігаються приблизно постійними, часто підтверджується сейсмічними даними. Перепад швидкостей на підодшві зони вивітрювання в більшості скельних порід досить значний і в середньому близький до 2 ( $V_2/V_1 \approx 2$ ).

Сейсмічні межі, що утворюються поблизу вільної поверхні скельних масивів, досить близькі за своєю фізичною сутністю. Вони викликаються розвантаженням породи від діючих у масиві напружень. Така зона розвантаження, у межах якої швидкість може бути на 30–50 % нижча від швидкості в незміненій частині масиву, зазвичай обрамляє виходи скельних порід на денну по-



верхню (схили і днища котлованів, виїмок залізниць і автодоріг тощо, а також порожнини гірничих виробок).

Шаруватість у разі горизонтального або слабопохилого залягання шарів (у рівнинних районах) є характерною особливістю будови розрізів, складених пухкими породами. При цьому на значення швидкостей переважно впливає тиск розміщеної вище товщі порід і структурне зміцнення ущільнення порід з глибиною, яке зазвичай переважає над впливом літології. Тому в більшості випадків літологічні межі є заломлювальними, а у зв'язку зі слабкою диференціацією розрізів пухких порід за швидкостями – слабкими сейсмічними межами.

Сейсмічними межами в пухких породах, як правило, слабкими, також можуть бути контури похованих русел давніх річок.

На гірських схилах подошва схилового делювію може бути досить сильною сейсмічною межею. Але за рахунок значного зниження швидкості у верхній частині зони вивітрювання межа між поверхнею корінних порід і схиловим делювієм може бути і слабкою.

Подошва зсувних накопичень у більшості випадків є сейсмічною межею, яка за співвідношенням швидкостей  $V_2/V_1$  ближче наближається до сильних. При цьому чим більша потужність зсувних утворень, тим вища швидкість у нижній частині зсувної маси і тим слабкіша швидкісна межа "корінний схил – зсувна маса". У товщі зсувних тіл у деяких випадках виділяються проміжні межі, які, імовірно, пов'язані з різними генераціями зсувних переміщень.

Сильною сейсмічною межею для поздовжніх хвиль є рівень ґрунтових вод у пухких незв'язних ґрунтах – піщано-гравійно-галькових або уламково-щебенистих відкладах. Перепад швидкостей у даному випадку може досягати  $V_2/V_1 = 2-5$ .

Як уже зазначалося, градієнтні середовища, у яких швидкість плавно, без стрибків зростає із глибиною, є особливим випадком з точки зору сейсморозвідки. Така зміна швидкості може спостерігатися в масивах, складених корінними глинами, аргілітами, сланцями. Найчастіше градієнтна зміна швидкості спостерігається на відслоненнях порід.

## 1.2.2. Апаратура інженерної сейсмозвідки

**Сейсмозвідувальна апаратура.** Призначення сейсмозвідувальної апаратури й обладнання полягає в забезпеченні реєстрації сейсмічного хвильового поля в межах заданої на поверхні спостережень ділянки або профілю, отже, отримати вихідну інформацію, інтерпретація якої дозволяє розв'язати обернену задачу сейсмозвідки. Для цього необхідно зафіксувати зміщення ґрунту під дією пружних хвиль, виділити корисні хвилі на тлі хвиль-завад і зареєструвати їх.

Для запису сейсмічних коливань застосовується сейсмічний реєструвальний канал, який являє собою сукупність послідовно з'єднаних сейсмоприймачів, що здійснюють фіксацію механічних коливань ґрунту, їхнє перетворення в електричні коливання, підсилення і запис на носіїв інформації. Сейсмічний реєструвальний канал складається із сейсмоприймачів і сейсмозвідувальних станцій. За кількістю каналів розрізняють одноканальні сейсмічні установки і багатоканальні сейсмозвідувальні станції з числом каналів від 3 до 500 і більше. Крім того, існує інша класифікація сейсмічної апаратури згідно з якою виділяють: портативні (одно-, двоканальні сейсмічні установки), малоканальні (3–12 каналів) і багатоканальні (від 24 і більше каналів) сеймостанції. Звісно, що розподіл сейсмічної апаратури на одно-, двоканальні портативні установки й багатоканальні сеймостанції природніший, оскільки ці дві групи мають принципові відмінності у своїй будові. За допомогою багатоканальної станції можна реєструвати сейсмічні коливання одночасно у великій кількості точок за одного акту збудження пружних коливань. Для виконання сейсмічних спостережень поряд із сейсмічними станціями використовується також інше обладнання: бурові станки, змотувальні машини, автоцистерни, вибух-пункти для проведення вибухових робіт з метою збудження сейсмічних коливань. На сучасному етапі для збудження пружних коливань досить широко застосовують невибухові джерела ударного або вібраційного типу.

В інженерній сейсморозвідці переважно застосовуються багатоканальні сейсмостанції з цифровим записом і одноканальні сейсмічні установки.

Специфіка умов робіт в інженерній сейсморозвідці висуває особливі вимоги до сейсморозвідувальної апаратури. У зв'язку з необхідністю вивчення малих (у межах перших десятків метрів) глибин апаратура має бути високочастотною. При спостереженнях на денній поверхні апаратура повинна забезпечувати можливість ресстрації пружних хвиль у діапазоні частот 30–150 Гц, а при спостереженнях у гірських виробках – до декількох сотень герц.

**Акустична апаратура** працює на частотах у декілька кілогерц і призначена для проведення досліджень у діапазоні довжин хвиль, проміжному між сейсмічним і ультразвуковим методами.

При інженерно-геологічних вишукуваннях розвиток акустичного методу зі створенням відповідної апаратури відбувався в основному у двох напрямках. Перший з них пов'язаний з вивченням мілководних акваторій, необхідність в якому виникає при вишукуваннях під будівництво споруд типу гребель, мостів, портів тощо. Другий напрямок належить до вивчення будови і стану внутрішніх частин масивів або блоків порід на ділянках промислового й гідротехнічного будівництва на суші. Як відомо, для подібних досліджень використовуються свердловини й гірничі виробки. Застосування сейсмічного методу для прозвучування міжсвердловинного простору обмежується різким зниженням точності досліджень в умовах зменшених баз вимірювань (при відстанях між свердловинами менше 20 м). Ультразвуковий метод у таких випадках непридатний внаслідок малої потужності випромінювачів.

Основною відмінністю акустичної апаратури від сейсмічної, крім використовуваного діапазону частот, є спосіб збудження пружних коливань. Для цієї мети застосовується так званий електрогідравлічний ефект, у результаті якого при високовольтному електричному розряді в рідині виникає ударна хвиля.

**Ультразвукова апаратура** призначена для вимірювання швидкостей пружних хвиль на малих базах або в зразках гірських порід. Використовуються частоти пружних коливань у деся-

тки й сотні кілогерц. Довжини пробігу ультразвукових хвиль у породі становлять одиниці сантиметрів.

Слід зазначити, що на сучасному етапі завдяки широкому застосуванню мікроелектроніки й цифрової техніки відбувається бурхливий розвиток високоавтоматизованої сейсмічної апаратури різних напрямів. Тому в даному підрозділі не наводиться опис конкретних типів сейсмостанцій, акустичної та ультразвукової апаратури, який детально викладений у відповідних технічних інструкціях.

### **1.2.3. Методика і техніка сейсморозвідувальних спостережень**

Методика застосування сейсморозвідки для вивчення геологічних структур, що залягають на значних глибинах (напр., у нафтогазовій геології, у гідрогеології при дослідженні артезіанських басейнів), добре розроблена й загальновідома.

Загалом ефективність застосування сейсморозвідки для вирішення геологічних завдань визначається сейсмогеологічними умовами (поверхневими і глибинними). Найважливішими факторами, які визначають поверхневі сейсмологічні умови, є: рельєф денної поверхні, зона малих швидкостей (ЗМШ), водоносні горизонти у верхній частині розрізу, наявність сильно відбивних і сильно заломлювальних меж, на яких може відбуватися різке послаблення хвиль і утворення хвиль-завад. Значний вплив має поверхневий рельєф Землі й зона малих швидкостей, зумовлена гетерогенним середовищем, утвореним у результаті дії на породи процесів вивітрювання й денудації. ЗМШ значно впливає на швидкість поширення хвиль як у вертикальному, так і в горизонтальному напрямках. Глибинні сейсмогеологічні умови також мають істотний вплив на ефективність сейсморозвідувальних досліджень. До них належать: ступінь збігу сейсмічних меж із стратиграфічними горизонтами та рудоконтролюючими зонами, якість сейсмічних меж (форма, витриманість у межах території робіт, ступінь зміни пружних характеристик), інтенсивність хвиль-завад різних типів тощо.

Реєстрація сейсмограм у сейсморозвідці проводиться вздовж профілів, положення яких залежить від конкретних сейсмогеологічних умов району робіт. У разі площової реєстрації коливань сейсмоприймачі розташовуються на пікетах системи профілів, що покривають площу ділянки, у межах якої здійснюється реєстрація коливань. Схема розташування джерел і сейсмоприймачів на профілі або площині називається *системою спостережень*. Якщо положення джерел і сейсмоприймачів забезпечує неперервність простеження сейсмічної межі, то говорять про неперервне профілювання. Система спостережень, яка складається з одного чи декількох коротких поздовжніх профілів і призначена для визначення положення сейсмічної межі (оцінка її глибини, кута падіння, азимута падіння) в одній точці, називається сейсмосондуванням.

Основними в сейсморозвідці є методи відбитих (МВХ) і заломлених (МЗХ) хвиль. Іноді застосовується метод прохідних хвиль (метод просвічування) за умови робіт у шахтах і штольнях. Дослідження у свердловинах виконуються методами сейсмокаротажу й вертикального сейсмічного профілювання (ВСП). При цьому вивчаються пружні хвилі, які проходять крізь досліджувані товщі порід. Застосовуються також методи сейсморозвідки, у яких вивчаються обмінні, поздовжні й поперчені хвилі. Установлено, що інтенсивність поздовжніх обмінних хвиль вища, ніж поперечних. Саме вони в основному застосовуються в сейсморозвідці. Але в деяких випадках, зокрема в інженерній сейсморозвідці й при прогнозуванні геологічного розрізу, для збільшення роздільної здатності дослідження й визначення пружних модулів порід використовують поперчені хвилі в комплексі з поздовжніми хвилями. Залежно від глибини залягання досліджуваних меж використовують сейсмічні коливання різних частотних діапазонів (низько-, середньо- і високочастотні). У районах з високим рівнем завад застосовується методика багатократного профілювання (МБП), яка забезпечує багатократне простеження відбивних меж, тобто отримання інформації про розріз у режимі накопичення сигналу. Багатократне профілювання є досить універсальним засобом отримання якісних сейсмічних даних. На основі цієї методики реалізуються сейсмічні

методи плоского й керованого плоского фронту (МПФ і КПФ), методи регульованого направленої прийому (РНП) і спільної глибинної точки (СГТ), метод сейсмічної міграції тощо.

Сейсморозвідувальні дослідження залежно від геологічних завдань поділяються на рекогносцирувальні маршрутні, площові пошукові й детальні зйомки. Ці зйомки відрізняються густотою мережі й системами спостережень. Незалежно від виду зйомок напрямок основних профілів завжди обирається вхрест простягання структур. Ділянки робіт мають бути доступними для проїзду автомашин із сейсморозвідувальним обладнанням.

Рекогносцирувальні маршрутні зйомки застосовуються з метою вирішення регіональних завдань: вивчення сейсмічного розрізу відповідної території, виявлення перспективних ділянок для подальшої розвідки. Спостереження виконуються за лінійними маршрутами методами відбитих і заломлених хвиль. Однак перевага надається методу заломлених хвиль, що дозволяє оцінити ефективні та межові швидкості для різних інтервалів розрізу й пов'язати їх з геологічними межами.

Пошукові площові роботи застосовуються для пошуків окремих структур, тектонічних зон і родовищ. Дослідження виконуються вздовж профілів з відстанню між ними у 2 ÷ 3 рази меншою від розміру пошукових структур.

Детальні площові роботи виконуються для детального вивчення особливостей геологічної будови виявлених за результатами пошукових робіт структур. Густота мережі профілів при цьому зростає. Системи спостережень при детальних і пошукових роботах зазвичай обирають однаковими.

На сучасному етапі активно розвивається новий напрям сейсморозвідки – просторова сейсмічна розвідка (тривимірна або 3D сейсміка) на основі суцільних регулярних площових систем спостережень. Роботи 3D дають густе і рівномірне "заповнення" досліджуваної площі даними сейсморозвідки, тоді як роботи 2D (звичайна двовимірна сейсморозвідка) мають високу густоту даних лише по лініях профілів і "порожні" проміжки між профілями.

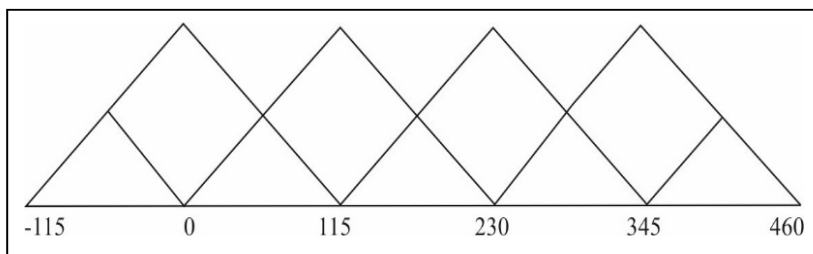
У цьому підрозділі розглядаються особливості сейсморозвідки при дослідженні невеликих глибин з метою вирішення специфічних завдань гідрогеології та інженерної геології. В інженерній

сейсморозвідці, як уже зазначалося, при спостереженнях використовуються як об'ємні поздовжні й поперечні, так і поверхневі хвилі. Різноманітність завдань обумовлює різноманітність видів спостережень – на денній поверхні або всередині середовища. Усі зазначені види спостережень зводяться до двох основних – профілювання й просвічування. На поверхні землі сейсморозвідувальні спостереження виконуються у вигляді поздовжнього неперервного профілювання й сейсмозондування.

**Поздовжнє неперервне профілювання** полягає в реєстрації вздовж протяжних, зазвичай прямолінійних профілів різних типів хвиль, що приходять до розташованих на профілях сейсмоприймачів різними шляхами, залежними від будови середовища. При профілюванні реєструються прямі й заломлені (рефраговані) хвилі.

Поздовжнє неперервне профілювання застосовується з метою вивчення сейсмічного розрізу вздовж лінії профілю. Для кожної з виявлених меж у подальшому надається геологічний сенс, а для шарів визначаються ті чи інші інженерно-геологічні характеристики.

У результаті поздовжнього неперервного профілювання отримують системи зустрічних і наганяльних взаємоув'язаних годографів. Крок спостережень становить 0,5–10 м. Сейсмоприймачі й пункти збудження пружних хвиль (вибухів чи ударів) розташовуються на одній прямій лінії – сейсмічному профілі (рис. 1.4).



**Рис. 1.4. Система спостережень у разі поздовжнього неперервного профілювання із чотирікратним перекриттям:**  
(крок сейсмоприймачів 5 м)

При кожній розстановці сейсмоприймачів записуються сейсмограми з декількох пунктів збудження (частіше із чотирьох, рідше із шести-восьми), розташованих з обох боків бази розстановки (іноді всередині) на відстанях, кратних її довжині (виносні пункти збудження).

В інженерній сейсморозвідці, у зв'язку з мінливістю швидкостей і непостійністю сейсмогеологічного розрізу, для простеження та ідентифікації хвиль особливого значення набуває критерій ідентичності форми наганяльних годографів. Тому під час спостережень як з багатоканальними станціями, так і з одноканальними установками, менш ніж чотириточкові системи спостережень не застосовуються. Це рівною мірою стосується як профілювання, так і сейсмосондування.

При виборі систем спостережень урахується складність сейсмогеологічного розрізу – чим більше меж поділу і чим менше витриманий розріз за швидкостями, тим більшої кратності має бути система спостережень.

У зв'язку з наявністю у верхній частині розрізу, як правило, декількох меж поділу отримання для кожної з них повних систем годографів вимагає значного обсягу робіт і відповідно високої їхньої вартості. Тому в інженерній сейсморозвідці зазвичай обмежуються отриманням повної системи годографів лише для однієї опорної, зазвичай найбільш глибокої межі поділу.

Площова зйомка застосовується для детального вивчення невеликих ділянок з метою складання карт межових швидкостей, значень пружних характеристик порід або для виділення й трасування ліній тектонічних порушень у скельних породах, похованих під наносами. Густина мережі профілів визначається залежно від конкретної геологічної обстановки. Спостереження виконуються за системами паралельних профілів. У цьому випадку відстані між профілями можуть варіювати в межах 20–100 м залежно від площі досліджень і детальності розвідки.

У деяких випадках за необхідності простеження ліній розломів, що імовірно утворюють систему пересічних ліній, сейсмічні профілі також можуть розташовуватися на місцевості за системою пересічних ліній, непаралельних одна одній і орієнтованих в різних напрямках, але приблизно вхрест очікуваного простягання порушень.



**Непоздовжнє профілювання** виконується з метою детального вивчення хвильової картини або динамічних особливостей запису (його амплітуди, періоду) над певними геологічними об'єктами (геологічними порушеннями, контактами крутопохилих пластів). При непоздовжньому профілюванні джерело коливань зміщено від лінії профілю на деяку відстань, що забезпечує простежування перших вступів головної хвилі від досліджуваної заломлювальної межі. Проводиться кількісна обробка спостережуваних годографів з побудовою рельєфу заломлювальної межі й визначенням межових швидкостей. Доречно відмітити, що точність побудов при непоздовжньому профілюванні поступається тій, яка може бути досягнута в разі обробки повних систем поздовжнього профілювання. Тому в інженерній сейсморозвідці непоздовжнє профілювання застосовується, як правило, з метою виділення та трасування ліній розломів і зон тектонічних порушень за результатами аналізу динамічних особливостей запису хвильової картини. При цьому профілі орієнтуються вхрест очікуваного простягання тектонічних порушень. Відстань між сусідніми профілями вибирається такою, щоб забезпечити надійне виділення й простеження тектонічного порушення від профілю до профілю, а отже, залежить від конкретної сейсмогеологічної обстановки.

Відстані між сусідніми сейсмоприймачами з позицій кореляції хвиль визначаються тими ж міркуваннями, що й при поздовжньому профілюванні, а саме – зсув по фазі корельованої хвилі на сусідніх трасах сейсмограми не повинен перевершувати чверті періоду хвилі  $T$ . У зв'язку з тим, що променеві відстані вздовж ліній "джерело коливань – сейсмоприймач" при непоздовжньому профілюванні змінюються значно повільніше, ніж при поздовжньому, межові відстані між сейсмоприймачами в даному випадку можуть бути значно більшими. Водночас, при виборі відстані між сейсмоприймачами необхідно зважати на те, що в межах зони підвищеної тріщинуватості, обумовленої порушенням, мають бути два-три прилади.

**Сейсмопрофілювання з фіксованою відстанню пункту збудження** являє собою аналог методу електропрофілювання, виконується з метою швидкої оцінки ступеня неоднорідності покривних відкладів. Сутність його полягає у вимірюванні вздовж прямолінійних профілів часів поширення пружних хвиль на двох постійних базах вимірювань. Точки вимірювань розміщуються вздовж профілю на постійній відстані одна від одної (крок профілювання). Для зручності вимірювань крок профілювання краще взяти рівним меншій базі вимірів  $l_1$ . На кожній точці вимірюються часи приходу перших вступів сейсмічних хвиль  $t_1$  і  $t_2$  при двох постійних для даного профілю відстанях "пункт збудження – сеймоприймач"  $l_1$  і  $l_2$ . За результатами вимірювань обчислюються величини уявних швидкостей:

$$V_1^* = \frac{l_1}{t_1} \quad \text{та} \quad V_2^* = \frac{l_2 - l_1}{t_2 - t_1}.$$

Відстані  $l_1$  і  $l_2$  вибираються на основі аналізу спостережених на даній ділянці годографів так, щоб величина  $V_1^*$  характеризувала поверхневий шар відкладів, а величина  $V_2^*$  – шар, розташований дещо глибше. Матеріали спостережень оформляються у вигляді графіків  $V_1^* = f_1(x)$  і  $V_2^* = f_2(x)$ , які якісно відображають зміну потужностей окремих шарів і швидкостей поширення в них сейсмічних хвиль. Сумісний аналіз форми графіків дозволяє з'ясувати, який з названих параметрів переважає, і дати геологічне пояснення отриманим результатам.

**Сейсмічне зондування** є модифікацією, яка застосовується у разі досліджень малої детальності й зводиться до поздовжнього профілювання вздовж коротких профілів на окремих ізольованих ділянках. Профілі складаються з одного-двох, а іноді й трьох-чотирьох однакових збуджувальних інтервалів (збуджувальний інтервал  $d$  – відстань між сусідніми точками збудження). Уздовж профілю мають бути отримані повні ув'язані у взаємних точках системи зустрічних годографів для декількох заломлювальних меж. Довжина збуджувального інтервалу визначається положенням у розрізі найбільш глибокої заломлювальної межі. Для неї

мають бути отримані гілки годографів як у межах збуджувального інтервалу, так і в певних межах сусідніх збуджувальних інтервалів (або повністю в їх межах), достатніх для перекриття їхніх годографів. Таке перекриття необхідне для отримання способом наганяльних годографів повного прямого годографа головної хвилі вздовж усього профілю.

Сейсмозондування дозволяє отримати лінії  $t_0$  й визначити межові швидкості вздовж кожного заломлювального горизонту в межах усього профілю-сейсмозондування або інтервалу, відповідного розстановці сейсмоприймачів. Це дає можливість у подальшому визначити просторове положення кожної із заломлювальних меж, тобто їхню форму й глибину в кожній точці профілю-сейсмозондування.

У сейсмозондуванні використовується лінійна система спостережень – пункти збудження й розстановки сейсмоприймачів розміщені на одній лінії. Бажано лінію спостережень орієнтувати в напрямку найбільш витриманого рельєфу й найменшої зміни потужності й складу покривних відкладів. За такої орієнтації системи спостережень негативний вплив поверхневого і похованого рельєфів буде мінімальним.

**Симетричне сейсмозондування (ССЗ)** може застосовуватися в рівнинній місцевості за умови слабкої горизонтальної неоднорідності геологічного розрізу і необхідності швидкого дослідження якомога більшої території. Методика відрізняється простотою і забезпечує більш високу продуктивність порівняно зі звичайним сейсмічним профілюванням і зондуванням. Відмінність методики ССЗ полягає в тому, що пункт збудження (ПЗ) і сейсмоприймач (СП) послідовно й одночасно переміщуються на все більші й рівні відстані від центра установки профілю. Отже, якщо СП і ПЗ переміщуються кожен у свій бік із кроком  $dx$ , то ефективний крок приладів дорівнює  $\Delta x = 2dx$ . За даними вимірів будується звичайний годограф, початок координат якого умовно відноситься до центра установки.

Особливість цієї методики полягає в тому, що в результаті спостережень отримують годограф, виправлений за можливий нахил заломлювальної межі. Отже, за нахилом гілки спостереженого годографа можна відразу визначити межову швидкість у

підстильному середовищі без проведення будь-яких додаткових графічних побудов. Виконується цей вид спостережень з одно-канальними установками.

**Кругове сейсмічне зондування (КСЗ)** – особливий вид спостережень, що застосовується лише в інженерній сейсморозвідці з метою отримання відомостей про анізотропію швидкостей у досліджуваних породах в умовах природного залягання.

Сутність методики полягає в сейсмічних спостереженнях вздовж чотирьох пересічних в одній точці ліній, розташованих під кутом  $45^\circ$  одна від одної. На відміну від відомих у сейсморозвідці методом заломлених хвиль систем спостережень одержуваний по кожному з азимутів розріз належить тільки одній точці, якою є загальний центр установки. Спостереження вздовж кожного із чотирьох азимутів виконуються за методикою симетричного сейсмозондування. Специфіка методики змушує віддавати перевагу одноканальним установкам, забезпеченим спеціальною сейсмокосою, сеймоприймачі якої за допомогою перемикача по черзі подаються на вхід установки.

При роботах на місцевості через центр КСЗ розтягується сейсмічна коса так, щоб її середина або кінець (залежно від максимальних відстаней "пункт збудження – сеймоприймач") знаходилися на цій точці. Після цього проводиться реєстрація часів поширення сейсмічних коливань при взаємному розташуванні ПЗ і сеймоприймачів симетрично від центра установки. Кількість розносів у межах кожного з азимутів залежить від ступеня однорідності розрізу та рельєфу місцевості й вибирається з урахуванням одиночного годографа, отриманого попередньо в даній точці або поблизу неї.

Сейсмічні спостереження на денній поверхні часто не дозволяють детально вивчити властивості й стан внутрішніх частин масивів порід. Із цією метою застосовуються дослідження в гірничих виробках і свердловинах.

**Поздовжнє профілювання в гірничих виробках** (штольнях, штреках) виконуються з метою детального розчленування порід за значеннями швидкостей пружних хвиль. Основною методикою при спостереженнях у штольнях є поздовжнє профілювання

з отриманням зустрічних і наганяльних годографів з подвійним перекриттям кожного збуджувального інтервалу. Лінію спостережень доцільно розміщувати на стінках гірничих виробок на рівні 1–1,5 м від дна виробки. Спостереження на стінках, як правило, дозволяють отримувати більш якісний матеріал, ніж спостереження на дні виробки. Лінія спостережень розміщується в середній за висотою частині стінки для того, щоб мати можливість зміщувати прилад угору і вниз під час вибору найкращого його положення (при роботах з одноканальними установками).

Відстань між пунктами удару при роботі з одноканальною апаратурою доцільно взяти рівною 1 м за довжини годографа 20 м. Досвід робіт показує, що така система спостережень у більшості випадків забезпечує отримання неперервних зведених годографів для всієї довжини розвідувальної виробки з перекриттям годографів на відстані в середньому 10 м.

Для вивчення виробок великого діаметра зазначена довжина годографа і відстань між сусідніми ПЗ (збуджувальний інтервал) можуть виявитися недостатніми, що залежить від більшої потужності ослабленої зони й відповідно більшої довжини непаралельних ділянок годографів. Відстань між ПЗ і довжина годографа вибираються в таких випадках дослідним шляхом, крок приладів становить 1 м. Вибираючи системи спостережень, необхідно враховувати, що паралельні ділянки годографів мають перекриватися на інтервалі не менше 8–10 м.

Під час спостережень з багатоканальною апаратурою або з одноканальною, але з використанням сейсмокоси, прилади кріпляться до стінки штольні в'язкою глиною або алебастром. Це необхідно для поліпшення умов прийому корисних хвиль. Крім того, при спостереженнях на поверхні жорстких кристалічних порід система "порода – сеймоприймач" є фільтром низьких частот.

**Виділення поперечних хвиль.** Збудження і простеження поперечних хвиль при роботах у гірничих виробках є досить складним завданням. Це викликано як особливостями поширення поперечних хвиль у тріщинуватих породах, так і складністю порушення збудження чисто поперечних хвиль SH. Тому для ви-

значення швидкості поперечних хвиль використовують або поверхневі хвилі релеївського типу, або обмінні заломлені хвилі типу PSP. Однозначно вирішити питання про належність реєстрованої в умовах гірничої виробки хвилі до одного з названих типів зазвичай буває важко, але для вирішення поставленого завдання й необов'язково, оскільки фазова швидкість поверхневої хвилі, розповсюджуваної вздовж циліндричного отвору в жорсткому середовищі, близька до швидкості поперечних хвиль у тому ж середовищі. Передбачається, що довжина хвилі має той же порядок, що і довжина периметра отвору. Як показує практика, при спостереженнях уздовж розвідувальних штолень малого перерізу названа умова виконується в більшості випадків.

Виміри з багатоканальними станціями виконують уздовж лінії спостережень, яку розміщують по осьовій частині підосви або стінки виробки. На відміну від розглянутого вище випадку для виділення поперечних (поверхневих) хвиль спостереження проводяться за системою ZZ, згідно з якою удар, і сейсмоприймач орієнтуються нормально до вільної поверхні виробки. Під час спостережень на підосві для стабілізації умов удару використовується дерев'яна підкладка, що являє собою відрізок стовбура дерева твердих порід. Підставку прикопують у щєбінку на підосві виробки, після чого по ній наносять удари. Система спостережень передбачає отримання зустрічних і наганяльних годографів з подвійним перекриттям кожного інтервалу збудження. Крок приладів складає 1 м, інтервал збудження (відстань між ПЗ) 10 м, довжина годографа 20 м.

### **Сейсмокаротаж і вертикальне сейсмічне профілювання.**

Для виконання сейсмокаротажу в інженерній сейморозвідці застосовують різні методики, що залежать від глибини досліджуваної свердловини й необхідної детальності розчленування розрізу за швидкостями.

Мета сейсмокаротажу – детальне вивчення будови середовища з визначенням величин швидкостей у виділених при цьому пластах. Малі глибини інженерно-геологічних свердловин і невеликі потужності пластів ставлять високі вимоги до точності досліджень. У зв'язку із цим в інженерній сейморозвідці набули поширення спостереження у свердловинах з багатоканальними зон-

дами. Такі спостереження з багатоканальною апаратурою є однією з модифікацій вертикального сейсмічного профілювання.

Для сейсмічного профілювання у свердловинах може використовуватися звичайна сейсмокоса, на якій кріпляться сеймоприймачі типу СПЭД або СМВ. Кількість сеймоприймачів визначається глибинами досліджуваних свердловин і необхідною точністю визначення швидкостей. Крок приладів, як і у звичайному сейсмічному профілюванні, залежить також від швидкості пружних хвиль у досліджуваній породі – чим більша швидкість, тим більший крок. У свердловинах, глибини яких 100–300 м, крок приладів становить 5–10 м, в окремих випадках 1–2 м. Спостереження проводяться з одним джерелом коливань, розташованим біля гирла або на забої свердловини.

Сейсмокаротаж за описаною схемою виконується у свердловинах, заповнених водою або буровим розчином. Сухі свердловини досліджуються за допомогою так званого оберненого сейсмокаротажу, коли сеймоприймачі розташовуються на поверхні землі вздовж короткого профілю, що проходить через гирло свердловини, а серія вибухів виконується у свердловині, починаючи від її забою, через постійний інтервал, рівний 5–10 м. Дослідження сухих свердловин трудомістке й веде зазвичай до їхнього руйнування, але дозволяє отримати більше інформації про швидкісні характеристики пластів за рахунок реєстрації прохідних хвиль, що поширюються від точок вибухів до сеймоприймачів різними шляхами.

У зв'язку з необхідністю під час виконання ВСП реєструвати як перші вступи, так і наступну частину запису, для спостережень необхідна багатоканальна апаратура, якою можуть служити сеймостанції, що мають 12 і більше каналів. Свердловинний зонд зазвичай має від 6 до 12 каналів. У складних сейсмогеологічних умовах, коли можливі зміни швидкостей в горизонтальному напрямку, проводять дві серії спостережень з розташуванням ПЗ на взаємно пересічних напрямках.

**Сейсмічне просвічування.** Наведені вище методи сейсмічних досліджень дозволяють вивчати властивості порід уздовж певних ліній – профілів. У результаті отримують характеристику пружних властивостей порід, що безпосередньо

прилягають до профілю або порід пласта, розташованого під профілем на деякій глибині.

Сейсмічне просвічування на основі дослідження процесу проходження пружної хвилі через певний масив породи дозволяє визначити середню швидкість поширення хвилі у межах певної бази. Під час просвічування реєструються тільки прямі хвилі, хоча з принципових позицій у неоднорідному середовищі сейсмічні промені можуть зазнавати на своєму шляху заломлення на межах неоднорідностей або викривлення (рефракцію) у разі плавної зміни властивостей середовища. Отже, за допомогою сейсмічного просвічування визначаються усереднені показники пружних властивостей і стану внутрішніх частин великих блоків породи.

Сейсмічне просвічування може бути здійснено за допомогою як багатоканальних сейсмостанцій, так і одноканальних установок. Матеріали сеймопросвічування використовуються для вирішення таких завдань: 1) вивчення швидкісних параметрів порід з метою визначення їхнього стану всередині досліджуваних блоків; 2) оцінка швидкісної анізотропії порід; 3) оцінка тріщинуватості й внутрішніх напружень усередині досліджуваного блока порід; 4) виділення в межах блоків порід ослаблених зон.

Для виконання сеймопросвічування придатні близько розташовані паралельні чи близькі до них виробки, або їхні кутові частини. Джерело збудження пружних хвиль і реєструвальний прилад розташовують з протилежних боків досліджуваного блока (цілика) породи.

Сеймопросвічування з одноканальними установками зазвичай виконуються на базах, значно менших, ніж при роботах з багатоканальними станціями. Розмір бази загалом визначається частотною характеристикою апаратури, від якої залежить її роздільна здатність (мінімальні бази просвічування), та потужністю джерела збудження пружних хвиль (великі бази просвічування). Роботи з багатоканальними станціями зазвичай виконуються із застосуванням баз просвічування розмірами від 30–40 м до 50–100 м. Використання великих баз просвічування недоцільно внаслідок суттєвого усереднення отримуваних пружних властивостей породи і можливого відхилення



траєкторії променя від прямої. Просвічування великих баз здійснюється зазвичай за допомогою вибухових джерел збудження пружних хвиль. Величина зарядів у цьому разі нерідко досягає декількох кілограмів вибухівки.

Широке коло інженерно-геологічних завдань вирішується із застосуванням сейсмічного просвічування між свердловинами. У даному випадку спостереження виконуються з багатоканальними сейсмостанціями, забезпеченими спеціально підготовленою сейсмічною косою, на якій з кроком 1–10 м постійно закріплені й ретельно гідроізольовані сейсмодатчики. Мінімальне значення бази просвічування визначається заданою точністю вимірів, а максимальне – відстанню, на якій можна отримати чіткі перші вступу.

**Виділення поперечних хвиль при просвічуванні.** Під час спостережень, виконуваних згідно з методикою просвічування, яка використовується для вивчення внутрішніх частин блоків порід розмірами 10–40 м, можливе виділення поперечних хвиль уздовж напрямків, що становлять кути, близькі до  $45^\circ$  відносно осі максимальної чутливості приладу і напрямку збудження хвилі. Методика просвічування під косим кутом широко застосовується як у сейсмічному, так і в ультразвуковому методах. Можливість виділення в цьому випадку поперечних хвиль обумовлена формою характеристики спрямованості по поперечних хвилях джерела типу зосередженої сили.

**Ультразвукові дослідження.** Ультразвуковий метод застосовують для вимірювання швидкостей пружних хвиль у скельних і напівскельних породах у лабораторних (на зразках порід) і природних умовах (на відслоненнях, стінках гірничих виробок, у розвідувальних шпурах і свердловинах).

Під час ультразвукового профілювання в природних умовах випромінювач залишається нерухомим, а приймач послідовно переміщується з постійним кроком  $\Delta x$  у точки спостережень, розташовані вздовж прямої лінії, що з'єднує датчик і центр випромінювача. У результаті вимірів реєструються пряма поздовжня хвиля Р і поверхнева релеївська хвиля R. Інтенсивності цих хвиль істотно різні: у монолітних скельних породах реле-

ївська хвиля може мати інтенсивність (максимальну амплітуду) майже на порядок більшу, ніж у хвилі Р.

У лабораторних умовах як зразки для ультразвукових спостережень найчастіше використовуються керни щільної породи, відібрані з розвідувальних свердловин. Лінію спостережень розташовують по твірній керна, заздалегідь розмічають її з кроком 1–2 см залежно від розмірів зразка, датчиків і величини швидкості пружних хвиль у породі. Оскільки лінія профілю являє собою пряму, а швидкість залишається майже незмінною як уздовж профілю, так і всередині зразка, то обмежуються отриманням одиночного годографа з вимірами в 10–12 точках лінії спостережень.

Методика ультразвукового просвічування дозволяє вимірювати швидкості поздовжніх і поперечних хвиль у лабораторних умовах. У разі просвічування циліндричних зразків-кернів, відібраних із свердловин, датчик і приймач розташовуються з протилежних боків керна – по лініях діаметра або осі. Під час вимірів слід дотримуватись таких вимог: 1) зразки повинні мати однакові паралельні одна одній поверхні; 2) датчики мають прикладатися строго навпроти, щоб вісь одного була продовженням осі іншого; 3) вступ реєстрованого імпульсу має бути чітким (момент приходу хвилі повинен відзначатися стрімким зростанням амплітуди). На сучасному етапі для ультразвукових досліджень виготовляються спеціальні лабораторні зразки у вигляді циліндрів або кубів.

Якість хвильової картини залежить від надійності контакту датчиків з поверхнею зразків. Тому для поліпшення контактів поверхню датчиків злегка змащують вазеліном. Дані вимірювань швидкості у взаємно перпендикулярних напрямках дозволяють оцінити швидкісну анізотропію породи.

Для вимірювання швидкості поперечних хвиль способом ультразвукового просвічування необхідна пара п'єзодатчиків SH-хвиль, якими в більшості випадків служать пластини спеціальної кераміки. Залишаючись загалом такою ж, як і для поздовжніх хвиль, методика просвічування з використанням спеціальних датчиків поперечних хвиль має свої особливості. Оскільки

датчики створюють зсувні коливання, то для їхньої надійної передачі як із датчика в породу, так і з породи на датчик необхідним є досить жорсткий контакт зі зразком, і змащення контактної поверхні вазеліном уже не може забезпечити бажаного ефекту. Тому для поліпшення контакту використовується епоксидна смола без затверджувача. Ця змазка має велику в'язкість і добре передає пружні коливання. Крім того, для досягнення надійного прийому зсувних коливань датчики мають бути відповідним чином орієнтовані. Обертаючи один із датчиків навколо осі, домагаються колінеарності векторів зсувів. У цей момент амплітуда поперечної хвилі досягає максимуму, а амплітуда поздовжньої хвилі, навпаки, стає мінімальною.

**Ультразвуковий каротаж (УЗК)** або ультразвукове профілювання в розвідувальних свердловинах є спеціальним видом спостережень. На відміну від спостережень на кернах, монолітах і відслоненнях в УЗК отримують зустрічні системи годографів. УЗК проводиться тільки в заповнених водою свердловинах за допомогою спеціальних зондів з надійною гідроізоляцією датчиків.

Під час УЗК на кожній стоянці зонда фіксується система зустрічних годографів. Після відпрацювання всієї свердловини із кроком зонда 1 м реєструється неперервна система зустрічних і наганяльних годографів із взаємними точками й перекриттями. Спостереження за такою системою називається кореляційним каротажем, оскільки в цьому випадку здійснюється кореляційне простежування хвиль як за першими, так і наступними вступами. Такі дослідження дозволяють одночасне простежування поздовжніх і поперечних (поверхневих R) хвиль, що істотно підвищує інформативність досліджень. Висока трудомісткість польових досліджень і складність подальшої обробки даних спостережень є недоліком кореляційного каротажу. Тому більше поширення отримав автоматичний ультразвуковий каротаж, що називається акустичним. У цьому варіанті каротажу запис часу поширення пружної хвилі від датчика до приймача проводиться безперервно під час підйому зонда.

### 1.2.4. Обробка та інтерпретація експериментальних даних

Обробка та інтерпретація даних сейсморозвідки здійснюється за допомогою комп'ютерів і пакетів спеціальних програм. Обробка даних має два етапи: попередній польовий і камеральний. Під час комп'ютерної обробки сейсмічних даних в період польового етапу здійснюють підготовку вихідних даних – сейсмограм, статичних поправок й іншої інформації, необхідної для камеральної обробки. Спочатку виконується так звана оперативна обробка, завданням якої є побудова часових розрізів (залежно від методики спостережень), частотна фільтрація, визначення швидкостей поширення сейсмічних хвиль у середовищі, корекція статичних поправок тощо.

Процес обробки матеріалів інженерної сейсморозвідки в камеральний період зводиться до визначення двох основних величин – глибин залягання сейсмічних меж (або визначення товщин пластів) і швидкостей поширення в пластах сейсмічних хвиль. Матеріали обробки подаються у вигляді сейсмічних розрізів.

Процес інтерпретації сейсмічних даних поділяється на геофізичну та геологічну інтерпретацію. Основним результатом геофізичної інтерпретації є сейсмічні розрізи вздовж сейсморозвідувальних профілів і серія карт:  $t_0$  (подвійного часу пробігу хвилі в пункті збудження), ізогіпс і в деяких випадках карти ізопахіт. Сейсмічні розрізи, структурні карти і швидкісні характеристики розрізу з їхнім геологічним тлумаченням є кінцевими результатами інтерпретації даних. Матеріали інтерпретації мають бути узгоджені з усіма наявними геолого-геофізичними даними про район досліджень.

Геологічна інтерпретація сейсмічних розрізів полягає в геологічній ідентифікації виділених та простежених заломлювальних (відбивних) меж на території ділянки робіт. Відбиття (заломлення) здебільшого приурочені до межі поділу порід, які помітно розрізняються за літологічним складом. Водночас така межа не завжди точно збігається з хроностратиграфічною межею, наприклад з подошвою або покрівлею системи, серії або пласта порід, вона може бути просто сейсмічним маркувальним горизонтом,

розташованим поблизу геологічної межі. Геологічна ідентифікація сейсмічних меж вирішується на основі кореляції даних наземних сейсмічних спостережень зі свердловинними даними.

Наступним етапом інтерпретації є перетворення сейсмічного розрізу в інженерно-геологічний, на якому виділеним пластам надається конкретний геологічний зміст з визначеними для порід показниками тих чи інших інженерно-геологічних характеристик.

**Обробка годографів поздовжнього сейсмічного профілювання.** Обробка спостережених годографів в інженерній сейсморозвідці, на відміну від звичайної сейсморозвідки, стикається зі значними труднощами, які пов'язані з визначенням точок зміни хвиль. Застосування звичайних критеріїв зміни хвиль до сейсмограм, що відповідають верхній частині розрізу, часто не гарантує отримання надійних результатів. Найбільш універсальною ознакою зміни хвиль є зміна нахилу годографа перших вступів зі зміною заломлювальної межі. Але у випадках, коли форма спостереженого годографа суттєво спотворена за рахунок поверхневих неоднорідностей і рельєфу місцевості, цей критерій може виявитися недостатнім.

Широке застосування в інженерній сейсморозвідці отримав спосіб корекції форми спостережених годографів за допомогою графіка різниці часів між парою наганяльних годографів. Спосіб заснований на припущенні, що в спільному інтервалі перекриття наганяльних годографів швидкість у верхньому шарі та його потужність зберігаються приблизно постійними. Зміну нахилу за різницею годографом видно набагато краще. Крім координат точок перетину, за виправленим годографом можна визначити і швидкості в пластах.

Глибини залягання заломлювальних меж, що відповідають тим чи іншим геологічним межам, отримують на підставі обробки спостережених сейсмічних годографів.

Обробка одиночних годографів дозволяє надійно визначити глибини до відповідних меж поділу лише в разі плоскопаралельного залягання пластів. В іншому випадку можна виконувати наближене обчислення глибини. Отриманий розріз належить (просторово прив'язаний) до пункту розташування джерела збудження пружних хвиль. Для визначення положення меж уздовж

протяжного профілю необхідно мати системи зустрічних годографів на всьому інтервалі профілю. Якщо зустрічні годографи для даної межі поділу отримані не на всьому профілі, то положення цієї межі може бути визначено лише на ділянці їхнього взаємного перекриття.

Обробку окремих годографів можна виконати двома способами. Перший, який широко застосовується, відомий як *спосіб  $t_0$* . Він може бути використаний також для обробки зустрічних систем годографів. Другий спосіб – координат точок перетину годографів – застосовується лише для обробки окремих годографів. Спосіб  $t_0$  дає точніші результати, коли швидкісні межі досить контрастні, а спосіб координат точок перетину годографів – у разі незначних змін швидкостей. Залежно від конкретних умов використовують той чи інший спосіб.

У разі двошарового розрізу з горизонтальним заляганням заломлювальної межі поділу обчислення глибини до неї способом  $t_0$  виконується згідно з такою формулою:

$$h = \frac{t_0 V_1}{2 \cos i_{12}} = \frac{t_0 V_1 V_2}{2 \sqrt{V_2^2 - V_1^2}},$$

де  $t_0$  – часова відмітка на осі часу в точці перетину цієї осі продовженою лінією годографа;  $V_1$ ,  $V_2$  – швидкості пружних хвиль у верхньому і нижньому шарах відповідно; кут  $i_{12} = \arcsin(V_1/V_2)$  – критичний кут падіння променя набіжної хвилі на межу поділу. Для розрахунку  $h$  необхідно знати швидкості  $V_1$  і  $V_2$ . Швидкість у верхньому і нижньому шарах визначається за годографами відповідно до прямої й головної заломленої хвилі ( $V_{1,2} = \Delta x_{1,2} / \Delta t_{1,2}$ ), які реєструються під час виконання польових робіт.

Обчислення глибин сейсмічних меж багатошарових розрізів виконується за допомогою двох модифікацій способу  $t_0$  – середніх і пластових швидкостей.

*Модифікація середніх швидкостей* простіша в реалізації, проте може давати значні похибки у визначенні глибин. Її суть полягає в заміні багатошарового середовища двошаровим. Верхня частина розрізу, що залягає на заломлювальній межі поділу, замінюється одним еквівалентним однорідним пластом такої ж

товщини із середньою швидкістю поширення в ньому пружних хвиль ( $V_{\text{сеп}}$ ). Середня швидкість визначається за часом пробігу пружною хвилею у вертикальному напрямку всієї верхньої шаруватої товщі розрізу:

$$V_{\text{сеп}} = \frac{\sum_{k=1}^n h_k}{\sum_{k=1}^n h_k / V_k},$$

де  $n$  – кількість шарів у верхній, перекиривній заломлювальну межу товщі порід;  $h_k$ ,  $V_k$  – відповідно товщини шарів і швидкості поширення в них сейсмічних хвиль.

На практиці середня швидкість може бути визначена за даними вертикального сейсмічного профілювання на свердловинах. Крім цього, середню швидкість можна наближено визначити за координатами  $x_n$ ,  $t_n$  точки перетину двох годографів заломлених хвиль – годографа досліджуваної заломлювальної межі й годографа попередньої межі. За координатами цієї точки визначається ефективна швидкість  $V_{\text{еф}} = x_n / t_n$ . У багатьох випадках, особливо коли в покривній товщі відсутні пласти з різко підвищеними значеннями межевої швидкості, визначена таким способом ефективна швидкість досить близько відповідає середній швидкості ( $V_{\text{еф}} \approx V_{\text{сеп}}$ ).

Для визначення середньої швидкості  $V_{\text{сеп}}$  можна також використати наявні на профілі розвідувальні свердловини. За годографом заломленої хвилі, отриманим із пункту збудження, розташованого поблизу свердловини, середня швидкість  $V_{\text{сеп}}$  визначиться згідно з формулою

$$V_{\text{сеп}} = \frac{2hV_{\Gamma}}{\sqrt{t_0^2 V_{\Gamma}^2 + 4h^2}},$$

де  $h$  – глибина до заломлювальної межі за даними буріння;  $V_{\Gamma}$  – межева швидкість хвилі, що поширюється вздовж заломлювальної межі (визначається за годографом);  $t_0$  – часова відмітка на осі часу в точці перетину цієї осі продовженою лінією годографа.

За відомою середньою швидкістю, визначеною розглянутими способами, обчислення глибин до заломлювальної межі здійснюється згідно з формулою

$$h = \frac{t_0 V_{\text{сеп}}}{2 \cos i_{12}} = \frac{t_0 V_{\text{сеп}} V_r}{2 \sqrt{V_r^2 - V_{\text{сеп}}^2}},$$

де  $i_{12} = \arcsin(V_{\text{сеп}}/V_r)$ .

*Спосіб пластових швидкостей* більш точний, і тому в інженерній сейсморозвідці обчислення глибин доцільно проводити цим способом. На відміну від способу середніх швидкостей тут обчислюють товщини пластів, а не сумарну глибину залягання заломлювальної межі. Формули для розрахунку товщин пластів впливають із загального рівняння годографа головної заломленої хвилі від  $m$ -го заломлювального шару багат шарового розрізу із плоско-паралельними межами поділу (див. п. 1.2.1).

Розглянемо такий приклад. Припустимо на годографі чітко простежуються чотири лінійні відрізки, причому перший лінійний відрізок є годографом прямої хвилі, а три інші – відповідають годографам головних хвиль від заломлювальних меж між першим і другим, другим і третім і третім і четвертим шарами. Тоді за годографом прямої хвилі визначається швидкість поширення хвиль у першому шарі:  $V_1 = \Delta x/\Delta t$ , а за нахилом інших лінійних відрізків годографа – швидкості в другому ( $V_2$ ), третьому ( $V_3$ ) і четвертому ( $V_4$ ) шарах. Продовжуючи лінійні годографи головних заломлених хвиль до перетину їх з віссю часу, визначають параметри  $t_{01}$ ,  $t_{02}$ ,  $t_{03}$ . Товщини заломлювальних шарів розраховуються згідно з формулами

$$h_1 = \frac{V_1 t_{01}}{2 \cos i_{12}}, \quad h_2 = \frac{V_2}{2 \cos i_{23}} \left[ t_{02} - t_{01} \frac{\cos i_{13}}{\cos i_{12}} \right],$$

$$h_3 = \frac{V_3}{2 \cos i_{34}} \left[ t_{03} - t_{02} \frac{\cos i_{24}}{\cos i_{23}} - t_{01} \left( \frac{\cos i_{14}}{\cos i_{12}} - \frac{\cos i_{13} \cos i_{24}}{\cos i_{12} \cos i_{23}} \right) \right],$$

де  $i_{nm} = \arcsin(V_n/V_m)$  або  $\cos i_{nm} = \sqrt{1 - (V_n/V_m)^2}$ .



У разі п'ятишарового розрізу (чотири заломлювальні межі) вираз для визначення  $h_4$  стає ще більш громіздким.

Швидкості, що входять до цих виразів, мають сенс пластових швидкостей ( $V_{\Pi}$ ), але оскільки безпосереднє їхнє визначення неможливе, їх замінюють під час обчислень на межові ( $V_T$ ). У зв'язку з тим, що межові швидкості дещо вищі за пластові, унаслідок такої заміни товщини пластів можуть бути завищеними. Цю похибку можна знизити, якщо є місця, де сейсмічні профілі проходять через розвідувальні свердловини. Зіставляючи в цих точках обчислені й справжні товщини, можна значення швидкостей помножити на відповідні поправочні коефіцієнти, рівні відношенню справжньої й обчисленої глибин, і в подальших розрахунках використовувати вже виправлені значення швидкостей.

Під час обчислень способом пластових швидкостей помилки у визначенні кожної наступної межі накопичуються, тому застосовувати спосіб для більш ніж чотиришарового середовища недоцільно.

На практиці часто для обчислення товщини третього й наступних шарів застосовують комбінований спосіб, за якого багатшарове середовище замінюється тришаровим, що складається із шару, товщина якого визначається, товщі, що залягає на ньому, об'єднаної в один пласт із середньою швидкістю  $V_{\text{сеп}}$ , і підстильного пласта. Положення покрівлі шуканого пласта знаходиться способом середніх швидкостей, а його товщина – способом пластових швидкостей.

*Спосіб визначення глибин за абсцисою точок перетину годографів.* Цей спосіб доцільно застосовувати для обчислення глибин за умови невеликих перепадів швидкостей на заломлювальній межі або, точніше, за умови  $0,5 < V_1/V_2 < 1$ .

Загальну формулу, згідно з якою можна розрахувати товщину  $k$ -го шару ( $h_k$ ), що залягає на відповідній заломлювальній межі, за абсцисою  $x_k$  точки перетину годографів заломлених хвиль від  $(k-1)$ -ї та  $k$ -ї меж, можна записати в такому рекурентному вигляді:

$$h_k = \frac{x_k}{2} \sqrt{\frac{V_{k+1} - V_k}{V_{k+1} + V_k}} - \sum_{i=1}^{k-1} h_i \frac{\sqrt{1 - (V_i/V_{k+1})^2} - \sqrt{1 - (V_i/V_k)^2}}{\sqrt{(V_i/V_k)^2 - (V_i/V_{k+1})^2}},$$

де  $V_n$  – межові швидкості пружних хвиль в  $n$ -му шарі (визначаються за відповідними лінійними відрізками годографів заломлених хвиль, при цьому швидкість у першому шарі  $V_1$  визначається за годографом прямої хвилі). Так, відповідно до загальної формули товщину першого шару знаходять із виразу

$$h_1 = \frac{x_1}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}},$$

де  $x_1$  – абсциса першої точки перетину (точки перетину годографів прямої й заломленої хвиль). Товщина другого пласта розраховується за таким співвідношенням:

$$h_2 = \frac{x_2}{2} \sqrt{\frac{V_3 - V_2}{V_3 + V_2}} - h_1 \frac{\sqrt{1 - (V_1/V_3)^2} - \sqrt{1 - (V_1/V_2)^2}}{\sqrt{(V_1/V_2)^2 - (V_1/V_3)^2}},$$

де  $x_2$  – абсциса другої точки перетину;  $h_1$  – попередньо визначена товщина першого шару за абсцисою  $x_1$ . Відповідно товщина третього пласта визначається згідно з виразом

$$h_3 = \frac{x_3}{2} \sqrt{\frac{V_4 - V_3}{V_4 + V_3}} - h_1 \frac{\sqrt{1 - (V_1/V_4)^2} - \sqrt{1 - (V_1/V_3)^2}}{\sqrt{(V_1/V_3)^2 - (V_1/V_4)^2}} - h_2 \frac{\sqrt{1 - (V_2/V_4)^2} - \sqrt{1 - (V_2/V_3)^2}}{\sqrt{(V_2/V_3)^2 - (V_2/V_4)^2}},$$

де  $x_3$  – абсциса третьої точки перетину;  $h_1, h_2$  – товщини першого і другого шарів, визначені за абсцисами попередніх точок перетину  $x_1$  і  $x_2$ . За наявності більшої кількості точок перетину аналогічні визначення можна продовжувати, виконуючи розрахунки товщин відповідно до загального рекурентного виразу.

**Побудова заломлювальних меж.** Щоб визначити просторове положення заломлювальної межі за будь-якої її форми, необхідно вздовж усієї лінії профілю мати два зустрічні годографи, ув'язані за взаємними точками – точками розташування двох

крайніх пунктів збудження. Наявність зустрічних годографів дозволяє на інтервалі їхнього взаємного перекриття розрахувати значення часу  $t_0$  (отримати лінію  $t_0$ ) згідно з алгоритмом

$$t_0(x) = t_1(x) + t_2(x) - T,$$

де  $t_1(x)$  і  $t_2(x)$  – час приходу прямої й зворотної заломлених хвиль у точку  $x$  інтервалу перекриття, визначений за зустрічними годографами;  $T$  – взаємний час (час приходу прямої й зворотної заломлених хвиль у пункти збудження коливань). Після цього ехо-глибина до заломлювальної межі в кожній точці  $x$  може бути записана у вигляді

$$h(x) = \frac{t_0(x) \cdot V_{\text{сер}} \cdot V_{\text{г}}}{2\sqrt{V_{\text{г}}^2 - V_{\text{сер}}^2}},$$

де  $V_{\text{сер}}$ ,  $V_{\text{г}}$  – відповідно середня швидкість поширення сейсмічних хвиль у верхній покривній товщі й межова швидкість у нижній заломлювальній товщі.

Як впливає з наведеного співвідношення, для розрахунку ехо-глибини  $h$  необхідно попередньо визначити межу швидкість  $V_{\text{г}}$ . Для цього спочатку складають різницевий годограф  $\theta(x)$ :

$$\theta(x) = t_1(x) - t_2(x) + T.$$

Надалі межова швидкість визначається через його кутовий коефіцієнт  $\Delta\theta/\Delta x$

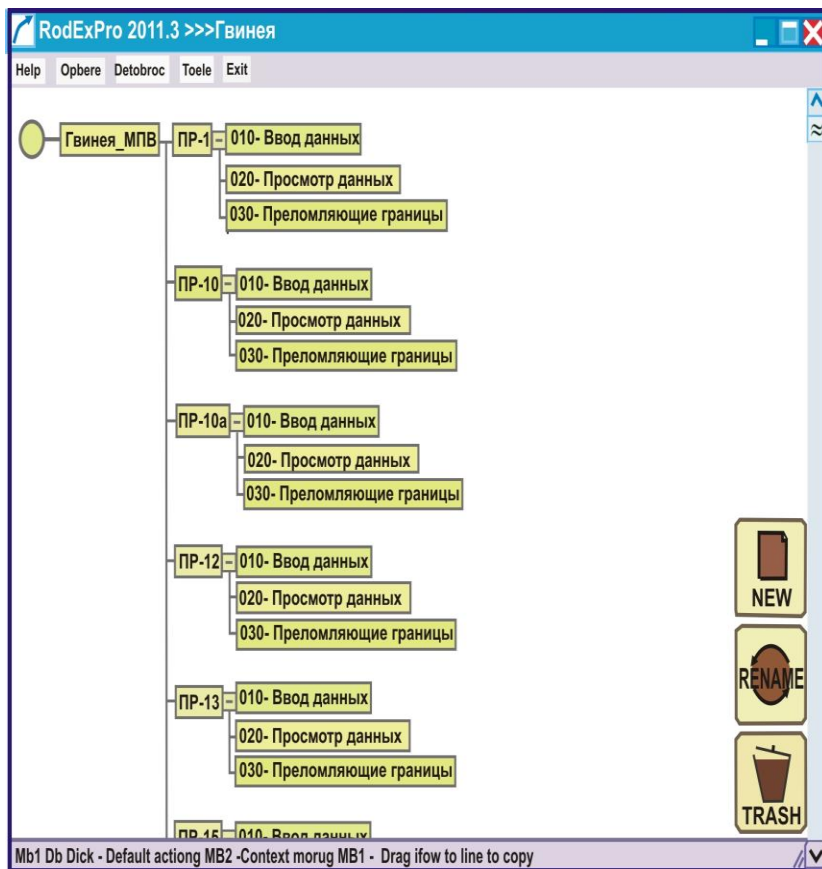
$$V_{\text{г}} = 2 \cos \phi / (\Delta\theta/\Delta x).$$

На практиці здебільшого користуються наближеною формулою розрахунку  $V_{\text{г}}$  для випадку відносно пологих заломлювальних меж, коли кут їхнього нахилу  $\phi$  не перевищує  $20^\circ$ ,

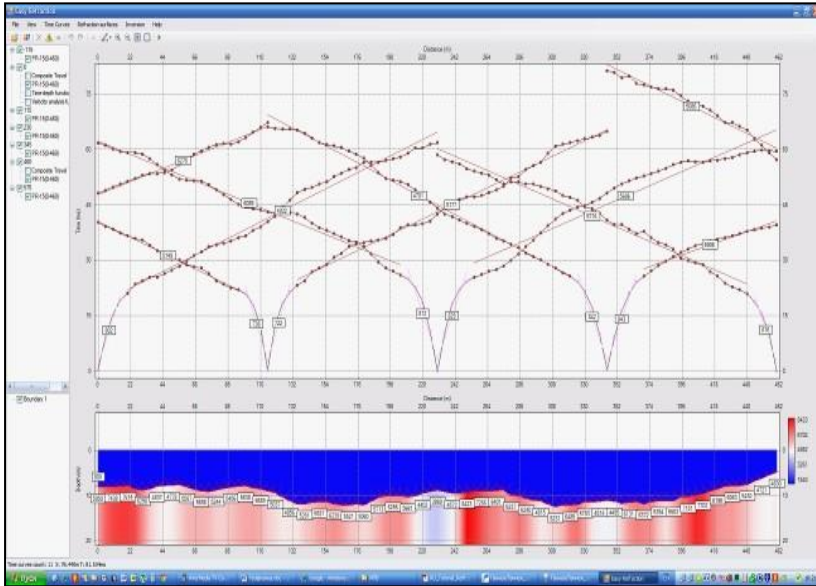
$$V_{\text{г}} \approx 2 \frac{\Delta x}{\Delta\theta}.$$

Спосіб побудови заломлювальних меж за лінією  $t_0$  тим точніший, чим більший перепад швидкостей на заломлювальній межі.

Як уже зазначалося, на сучасному етапі обробка сейсмічних спостережень виконується за допомогою спеціалізованих комп'ютерних програм. На рис. 1.5, 1.6 наведено приклади обробки та інтерпретації даних поздовжнього сейсмічного профілювання за допомогою спеціалізованої комп'ютерної програми RadExPro.



**Рис. 1.5. Вид графа обробки в програмі RadExPro**



**Рис. 1.6. Приклад інтерпретації даних сейсмічного профілювання в програмі RadExPro**

**Обробка годографів симетричного сейсмічного зондування.** Важлива особливість годографів симетричного зондування полягає в тому, що за ними безпосередньо, без будь-яких додаткових побудов, можна визначити швидкість поширення сейсмічних хвиль у підстильному середовищі й глибину залягання заломлювальної межі в центрі зондування.

Рівняння годографа головної заломленої хвилі від плоскої межі, нахиленої під кутом  $\phi$  до денної поверхні, записується у вигляді

$$t(x) = \frac{x \cos \phi}{V_r} + \frac{2h}{V_1} \sqrt{1 - \left( \frac{V_1}{V_r} \right)^2},$$

де  $V_1$  і  $V_r$  – відповідно швидкість у покривному середовищі й швидкість хвилі, поширюваній вздовж межі поділу в підстильному середовищі (в однорідному підстильному середови-

щі  $V_{\Gamma} = V_2$ );  $h$  – ехо-глибина до заломлювальної межі в центрі установки. Із наведеного рівняння виходить, що швидкість ковзної заломленої хвилі  $V_{\Gamma}$  зв'язана з уявною швидкістю  $V^* = dx/dt$  таким співвідношенням:

$$V_{\Gamma} = V^* \cos \phi.$$

Аналіз даного співвідношення свідчить, якщо на інтервалі розносів симетричного зондування нахил заломлювальної межі не перевищує  $15^\circ$ , то межева швидкість  $V_{\Gamma}$  відрізняється від уявної  $V^*$  не більше ніж на 3,5 %, а якщо  $\phi = 10^\circ$ , то на 1,5 %. Це дає змогу в умовах відносно пологого залягання заломлювальної межі визначати із прийнятною точністю межеву швидкість ковзної хвилі за нахилом лінії годографа  $V_{\Gamma} \approx V^* = \Delta x / \Delta t$ .

Порівняно із стандартною методикою поздовжнього профілювання в разі виконання симетричного сейсозондування відпадає необхідність отримання зустрічних годографів. Зрозуміло, що це справедливо за умови однорідності верхнього і нижнього середовищ.

Величина  $t_0$  годографів симетричного сейсозондування тожжно рівна визначуваній за звичайним годографом профілювання з нерухомим пунктом збудження:

$$t_0 = \frac{2h}{V_1} \sqrt{1 - \left( \frac{V_1}{V_2} \right)^2}.$$

Цей параметр не залежить від кута  $\phi$ . Звідси ехо-глибина визначається

$$h = \frac{t_0 V_1}{2} \sqrt{1 - \left( \frac{V_1}{V_{\Gamma}} \right)^2},$$

де  $V_1$  – швидкість у покривній товщі (визначається за відрізком годографа, що відповідає прямій хвилі);  $V_{\Gamma}$  – швидкість заломленої хвилі, поширюваній вздовж межі поділу (визначається за лінійною частиною годографа головної заломленої хвилі).

### **Обробка матеріалів профілювання в гірничих виробках.**

Оскільки в гірничих виробках система спостережень вибирається так, щоб забезпечити неперервне простежування хвилі, яка відповідає незмінній частині масиву, для визначення швидкості використовуються зведені, ув'язані за взаємними точками годографи в межах усієї розвідувальної виробки або її значної частини.

Визначення швидкостей здійснюється способом "різницевого годографа". Застосовуються два способи обробки – інтегральний та диференціальний.

*Інтегральний спосіб* широко відомий у практиці сейсморозвідки і полягає в розбивці "різницевого годографа" на окремі інтервали, у межах яких годограф апроксимується відрізками прямих. При цьому вважається, що впродовж кожного прямолінійного відрізка межова швидкість зберігає деяке постійне значення. Точність методу тим вища, чим більша довжина прямолінійного відрізка годографа і чим менші відхилення від нього окремих точок.

*Диференціальний спосіб* полягає в обчисленні швидкості для кожного інтервалу між сейсмоприймачами. Вихідним матеріалом також служить різницевий годограф, з якого знімається різниця часу приходу хвилі між сусідніми приладами.

**Побудова розрізів і карт.** Першим етапом обробки матеріалів інженерної сейсморозвідки є побудова сейсмічного розрізу, на якому наносять положення і форму заломлювальних меж і значення межових швидкостей. Техніка побудови заломлювальних меж не відрізняється від використовуваної практики у звичайній сейсморозвідці.

У результаті комплексної геологічної інтерпретації сейсмічному розрізу надається інженерно-геологічний зміст, тобто сейсмічні межі ототожнюються з певними геологічними межами, а кожному пласту приписуються відповідні інженерно-геологічні характеристики, установлені за допомогою сейсмічного методу.

Сейсмогеологічний розріз в інженерній сейсморозвідці будується від лінії рельєфу, у представницькому масштабі, який вибирають, виходячи з протяжності профілю й детальності досліджень.

На сейсмогеологічному розрізі мають бути зображені:

1. Межі поділу, побудовані за зустрічними, ув'язаними у взаємних точках годографами й нанесені суцільною лінією. Крім цього, в інтервалах між пунктами збудження мають бути нанесені пунктирними лініями наближені положення заломлювальних меж, побудовані за результатами визначення їхніх глибин лише безпосередньо в точках збудження. Такі побудови виконують, виходячи із загальних геологічних міркувань подібно до того, як проводять геологічні межі між свердловинами.

2. Межові швидкості, записані безпосередньо під відповідною заломлювальною межею, і пластові – у середній частині пласта.

3. Геологічна основа розрізів, яку наносять залежно від геологічної вивченості об'єкта досліджень.

4. Відповідно до геологічного завдання на розріз можуть бути нанесені додаткові відомості про ті чи інші інженерно-геологічні показники: пружні й деформаційні параметри, анізотропію, густину тощо.

**Побудова карт межових швидкостей.** Результати площевої сейсмічної зйомки з метою простеження покрівлі корінних порід, похованих під чохлом пухких відкладів, оформляються у вигляді карт межових швидкостей або модуля пружності. Такі карти виражають собою районування території досліджень за рівнем показників цих параметрів згідно з розробленою шкалою рівня показників. Під час побудови таких карт необхідно зважати на можливий вплив на результати районування швидкісної анізотропії порід. Крім того, необхідно також ураховувати геологічну будову території досліджень.

Подібні карти, побудовані для однотипних порід, можуть характеризувати ступінь монолітності (збереженості) порід. Ділянки зі зниженими значеннями швидкостей зазвичай мають підвищену тріщинуватість, обумовлену тектонічними причинами, або більш інтенсивним вивітрянням. За присутності в межах території досліджень вертикального або крутопохилого контакту порід різних типів або віку побудовані карти межових швидкостей дозволяють простежити його планове положення.



**Обробка матеріалів ультразвукових досліджень.** Обробка даних ультразвукового профілювання й просвічування на зразках принципово не відрізняється від обробки аналогічних систем спостережень у сейсмічному методі. Суттєво більш висока ступінь однорідності зразків порівняно з масивами порід дозволяє під час профілювання обмежуватися одиничним годографом. Обробка даних просвічування також більш проста і надійна, оскільки вимірювання відстаней або баз просвічування в даному випадку виконується з більш високою точністю.

Більш складною й трудомісткою в ультразвуковому методі є інтерпретація даних кореляційного каротажу з багатоканальним зондом. Обробка отриманих сейсмограм починається з виділення й кореляції пружних хвиль способами, відомими в сейсмозвідці. На сейсмограмах простежуються перші екстремуми поздовжніх P-, поперечних S- і поверхневих R-хвиль, за якими і будуються фазові годографи у вигляді неперервної системи вздовж усього стовбура свердловини.

Найбільш обґрунтованим способом обчислення інтервальних швидкостей для кожного інтервалу між сусідніми приймачами є визначення швидкостей за середнім приростом часу між двома однойменними фазами P-, S- або R-хвиль, зареєстрованими на сусідніх трасах сейсмограм по прямому і зворотному годографам. За обчисленими вздовж усієї свердловини інтервальними швидкостями P-, S- і R-хвиль поряд з геологічним розрізом свердловини будуються графіки  $V_P(z)$ ,  $V_S(z)$ ,  $V_R(z)$ . Отримані графіки часто характеризуються значними флуктуаціями, що пояснюється як дрібною шаруватістю порід розрізу, так і точністю визначення швидкостей за різницею часу приходу хвиль  $\Delta t$  у двох сусідніх точках. Для більш об'єктивного подання результатів обчислення інтервальних швидкостей виконується аналітичне усереднення їхніх первинних графіків методом змінного середнього на різних базах.

Заключним етапом обробки результатів ультразвукового кореляційного каротажу є апроксимація графіків  $V_P(z)$ ,  $V_S(z)$  і  $V_R(z)$  пластами скінченної потужності з постійними значеннями цих швидкостей. Така апроксимація проводиться графічним методом з урахуванням геологічної доцільності виділення тих чи інших пластів.

Під час аналізу графіків швидкостей особлива увага приділяється глибинним інтервалам різких знижень швидкості й амплітуд реєстрованих хвиль. Такі інтервали зазвичай ототожнюються з наявністю великих тріщин, зон розломів і підвищеної тріщинуватості порід.

Схема обробки матеріалів ультразвукового кореляційного каротажу така:

1. Виділення і кореляція на сейсмограмах перших вступів і фаз поздовжніх P-, поперечних S- і поверхневих R-хвиль.

2. Визначення часового зсуву  $\Delta t$  відповідних фаз P-, S- і R-хвиль між сусідніми датчиками і розрахунок на цій основі інтервальних швидкостей  $V_P$ ,  $V_S$  та  $V_R$ .

3. Аналітичне усереднення первинних графіків  $V_P(z)$ ,  $V_S(z)$ ,  $V_R(z)$  і побудова графіків усереднених значень цих параметрів по свердловині.

4. Апроксимація графіків  $V_P(z)$ ,  $V_S(z)$ ,  $V_R(z)$  пластами скінченної товщини з постійними значеннями пластових швидкостей (графічне усереднення).

Сьогодні використовуються програми автоматизованої обробки даних ультразвукового каротажу, які дозволяють проводити усереднення часів  $\Delta t(z)$  або швидкостей на різних базах, а також обчислювати відповідні інженерно-геологічні характеристики порід.

Графіки пластових швидкостей  $V_P$ ,  $V_S$ , і  $V_R$  по розрізу свердловини є вихідним матеріалом для подальших обчислень необхідних інженерно-геологічних характеристик: модуля пружності  $E$ , коефіцієнта Пуассона  $\mu$  і тріщинної пустотності  $K_{тн}$ . Обчислення коефіцієнта Пуассона і модуля пружності виконується звичайними методами на основі формул теорії пружності:

$$\mu = \frac{V^2 - 2V^2}{2(V_P^2 - V_S^2)}, \quad E = 2V_S^2 \delta(1 + \mu) = \frac{V_P^2 \delta(1 + \mu)(1 - 2\mu)}{1 - \mu},$$

де  $\delta$  – густина порід.

Під час обчислення коефіцієнта Пуассона за значеннями швидкостей, визначеними у свердловині, необхідно враховувати співвідношення переважної довжини R-хвилі ( $\lambda_R$ ) і радіуса свер-

дловини  $r_0$ . Урахування впливу цього фактора на величину коефіцієнта Пуассона здійснюється за допомогою спеціальної номограми, на якій нанесено ряд кривих  $\mu = f(V_p, V_R)$ , параметром яких є величина відношення  $\lambda_R/2\pi r_0$ .

### **1.2.5. Взаємозв'язок сейсмічних та інженерно-геологічних параметрів порід**

Оцінка різного роду інженерно-геологічних параметрів порід за допомогою сейсмічних методів базується на взаємозв'язку і взаємозалежності більшості інженерно-геологічних характеристик як між собою, так і із сейсмічними характеристиками. У загальному випадку конкретні значення тих чи інших характеристик є функціями стану породи. Під станом породи розуміють її вивітрілість, пористість, тріщинуватість, величини діючих у масиві напружень, вологість або обводнення, а також склад і кількість заповнювача пор і тріщин. Основними чинниками пухких порід, що визначають їхній стан, є ступінь ущільнення, вологість, кількість циклів зволоження і висушування.

Характеристики, що визначають стан породи, можуть бути виражені також кількісно. Їх можна поділити на три групи.

I. Пористість ( $n$ ); тріщинна пустотність ( $K_{тп}$ ); тип заповнювача пор і тріщин (повітря, вода, суглинок тощо); напружений стан ( $\sigma$ ) – величини діючих у масиві напружень; вологість (водонасичення,  $W$ ).

II. Густина ( $\delta$ ); статичний модуль пружності ( $E_c$ ); модуль деформації ( $E_{деф}$ ); коефіцієнт Пуассона ( $\mu$ ); межа міцності на стиск ( $\sigma_{ст}$ ); зчеплення ( $C$ ).

III. Швидкість поширення поздовжніх хвиль ( $V_p$ ); швидкість поширення поперечних хвиль ( $V_s$ ); швидкість поширення поверхневих хвиль ( $V_R$ ); динамічний модуль пружності ( $E_d$ ); динамічний коефіцієнт Пуассона ( $\mu_d$ ); коефіцієнти поглинання поздовжньої ( $\alpha_p$ ) і поперечної ( $\alpha_s$ ) хвиль.

Відповідно до зміни значень характеристик, об'єднаних в групу I, змінюються всі характеристики групи II, що визначають властивості породи, а також усі сейсмічні параметри, об'єднані в групу III. Можна стверджувати, що для даного типу породи, яка

характеризується постійним мінеральним складом, типом і складом цементу, кожному конкретному стану відповідає свій, цілком певний ряд значень інженерно-геологічних характеристик і сейсмічних параметрів.

Аналогічно змінюватимуться показники інженерно-геологічних властивостей і сейсмічні параметри в разі зміни будь-якого з факторів, що описують стан породи. Отже, з наведеного випливають два важливі висновки: 1) основною причиною, що викликає як зміну показників інженерно-геологічних властивостей гірських порід, так і сейсмічних параметрів пружних хвиль, поширюваних у масиві породи, є стан гірської породи; 2) неможливо змінити будь-яку одну характеристику, одночасно не змінивши всіх інших. Це означає, що всі характеристики, які описують властивості породи, так само як і сейсмічні параметри пружних хвиль, що поширюються в масиві порід, взаємозалежні. Тому, якщо вдалося виявити вид зв'язку будь-яких двох характеристик, то за значенням однієї, яку легше вимірювати, можна оцінити чисельне значення іншої, безпосередні вимірювання якої в умовах природного залягання гірських порід пов'язані з великими труднощами або витратами матеріальних засобів.

Досягненням інженерної сейсморозвідки є можливість виконувати непряму оцінку низки важливих показників інженерно-геологічних параметрів. До числа таких показників можна віднести значення статичного модуля пружності й модуля деформації, коефіцієнта Пуассона, коефіцієнта тріщинної пустотності  $K_{тп}$  масивів порід в умовах природного залягання та деяких інших.

У реальних умовах практично не зустрічаються випадки, коли змінюється тільки одна із характеристик стану порід. Найчастіше зустрічаються випадки, коли зміна напруженого стану породи призводить до зміни її тріщинуватості, складу і кількості заповнювача тріщин тощо. Загалом зміна інженерно-геологічних параметрів і сейсмічних характеристик може відбуватися під одночасним впливом декількох факторів, і виділити зв'язок двох будь-яких величин у чистому вигляді складно. Але в більшості випадків завжди можна поставити експеримент так, щоб за можливості простежити взаємозв'язок параметрів, які нас цікавлять, без впливу інших небажаних факторів.

Оскільки теоретичне розв'язання поставленої задачі вкрай складне, то зазвичай для відшукування виду зв'язку між будь-якими двома характеристиками застосовують прийоми теорії кореляції. З цією метою використовують результати парних визначень двох характеристик – прямим методом, з одного боку, і непрямим сейсмічним методом – з іншого. Набираючи пари таких визначень з намаганням охоплювати якомога ширший діапазон зміни кожної із характеристик, визначають математичний вираз кореляційного рівняння зв'язку. Для визначення положення графіка й усереднення експериментальних точок зазвичай використовують метод найменших квадратів. Спосіб, заснований на визначенні кореляційних співвідношень, є провідним в інженерній сейсморозвідці, з його допомогою отримано більшість застосовуваних на практиці кореляційних рівнянь.

**Оцінка густини пухких і зв'язних порід.** Одна з важливих інженерно-геологічних характеристик порід – густина. Безпосереднє її визначення в гравійно-галькових і тим більше в грубоуламкових ґрунтах пов'язано з відомими труднощами, які значно зростають у разі робіт на гірських схилах. Тому в таких умовах особливу цінність набувають непрямі методи, що дозволяють оцінити величину досліджуваного параметра, нехай навіть з меншою точністю, ніж прямим методом, проте без відбору проб. Для оцінки густини використовуються кореляційні залежності.

Відповідно до теорії пружності в однорідному середовищі густина  $\delta$  і швидкість пружних хвиль  $V$  пов'язані між собою такими залежностями

$$V_P = \sqrt{E/\delta} \cdot f(\mu); \quad V_S = \sqrt{G/\delta},$$

де  $E$  – модуль поздовжньої пружності (модуль Юнга);  $G$  – модуль зсуву;  $f(\mu) = \sqrt{\frac{(1-\mu)}{(1+\mu)(1-2\mu)}}$  – функція коефіцієнта Пуассона  $\mu$ .

На сучасному етапі накопичено досить значний матеріал про співвідношення між густиною  $\delta$  і швидкостями пружних

хвиль  $V_p$  в пухких грунтах різних типів. Установлена загальна тенденція: у породах глинисто-суглинкового складу малій зміні густини відповідають значні зміни швидкості  $V_p$ . Це пояснюється малою стисливістю глин і зміною характеру структурних зв'язків при їхньому ущільненні. Найбільш тісний зв'язок  $V_p$  з густиною  $\delta$  характерний для сумішей різнофракційних уламкових грунтів і залежить від зміни в них співвідношення грубо- і дрібноуламкових складових.

На основі досвіду досліджень залежності  $\delta = f(V_p)$  слід зазначити таке:

1. Для пухких грунтів, що являють собою суміш грубоуламкової та суглинкової складових, існує зв'язок між швидкостями пружних хвиль і густиною, який може бути описаний степеневою функцією.

2. У породах з невеликою природною вологістю, що властиво умовам аридного клімату, для оцінки густини можна використувати швидкості поздовжніх хвиль  $V_p$ , у всіх інших випадках доцільніше встановлювати зв'язок між густиною і швидкістю поперечних хвиль, величина якої практично не залежить від вологості.

3. Залежно від типу уламково-суглинкової породи чисельне вираження зв'язку може істотно змінюватися. Особливо суттєво відрізняються рівняння зв'язку  $\delta = f(V_p)$  для чистих і пухких грунтів. Тому застосування єдиного рівняння зв'язку  $\delta = f(V_p)$  або  $\delta = f(V_s)$  для всіх типів грунтів може призвести до значних помилок.

Для широкого класу пухких грунтів статистично встановлений аналітичний зв'язок між густиною і швидкостями пружних хвиль має вигляд  $\delta = aV_p^n$  і для різних за літологічним складом порід відрізняється лише значеннями коефіцієнта  $a$  й показника ступеня  $n$ . У цьому разі процедура пошуку кореляційного співвідношення такого виду для конкретного літологічного горизонту може бути істотно спрощена. Для цього необхідно мати лише кілька пар значень  $\delta$  і  $V_p$ , вимірених з достатнім ступенем точності. Бажано, щоб ці значення відповідали, за можливості, різному стану породи. Нанісши їх на

білогарифмічний бланк і провівши через них лінію апроксимації, можна отримати графічним способом шукане кореляційне рівняння, яке може бути використано для попередньої оцінки густини за сейсмічними даними. Сьогодні визначення кореляційних залежностей не становить проблеми, оскільки комп'ютерні засоби мають відповідне програмне забезпечення, яке дозволяє цей процес повністю автоматизувати. Визначений кореляційний зв'язок дозволяє оцінити густину порід на всій площі сейсмічних досліджень і для всіх виділених сейсморозвідкою глибинних горизонтів. У подальшому з накопиченням даних спільних визначень  $\delta$  і  $V_p$  кореляційний зв'язок може бути уточнений.

**Визначення пористості й тріщинуватості.** Загальна пористість або пустотність породи  $n$  складається із власне пористості  $n_p$  й тріщинуватості, або тріщинної пустотності  $n_{тр}$ :  $n = n_p + n_{тр}$ . Під тріщинною пустотністю розуміють відношення об'єму порожнин, зайнятих тріщинами, до загального об'єму породи.

Пористість або пустотність (відношення загального об'єму пустот до загального об'єму зразка породи) виражається у відсотках або в частках одиниці й є характеристикою малих за розміром монолітних об'ємів породи. Тріщинна пустотність є інтегральною характеристикою значних за розміром об'ємів порід в їх природному заляганні.

Пористість може бути відносно просто визначена в лабораторних умовах на відібраних зразках породи. Значно складніше визначити тріщинну пустотність, хоча саме вона в деяких випадках становить найбільший інтерес для інженерної геології. В інженерній геології є класичні методи, що дозволяють визначити величину площового поверхневого коефіцієнта тріщинної пустотності, які досить трудомісткі й не позбавлені суб'єктивних помилок.

Визначення як пористості, так і тріщинної пустотності, так само як і загальної пустотності масиву може бути здійснено сейсмічним і ультразвуковим методами або їхнім комплексом. Фізичною основою вирішення цього завдання є залежність середніх значень вимірюваних швидкостей від пористості й тріщинної пустотності масиву.

Сьогодні відомі теоретичні співвідношення, що описують зв'язки виду  $V_p = f(n)$  для деяких найбільш простих моделей середовища. Усі вони громіздкі й у ряді випадків виявляють істотні розбіжності з експериментальними даними. Водночас за результатами експериментальних досліджень встановлено, що значно кращий зв'язок між швидкістю й пористістю забезпечує співвідношення, відоме як формула середнього часу:

$$\frac{1}{V_B} = \frac{n}{V_3} + \frac{1-n}{V_{CK}},$$

де  $V_{CK}$ ,  $V_3$ ,  $V_B$  – відповідно швидкості пружних хвиль у скелеті породи, у заповнювачі пор і виміряна середня швидкість. Отже, згідно з наведеним рівнянням співвідношення для визначення пористості за вимірними швидкостями пружних хвиль має вигляд:

$$n = \frac{(V_{CK}/V_B) - 1}{(V_{CK}/V_3) - 1}.$$

**Визначення пружних характеристик гірських порід.** Вирішення задач інженерної геології часто вимагає знання залежності пружних або деформаційних характеристик порід від діючого на них навантаження й від перебігу в них природних або штучних коливань (вібрації від роботи механізмів, сейсмічні хвилі землетрусів тощо). Сейсмічні та ультразвукові методи дають можливість визначати динамічні пружні параметри як на зразках гірських порід, так і в умовах їхнього природного залягання для будь-яких об'ємів породи – від десятків і сотень кубічних сантиметрів до одиниць, десятків, сотень і навіть тисяч кубічних метрів. Такої можливості не має жоден з прямих методів.

Значення динамічного  $E_d$  і статичного  $E_c$  модулів пружності різняться між собою. В ідеально пружних тілах величини  $E_d$  і  $E_c$  постійні, а відмінність між ними обумовлена в основному термодинамікою процесу деформації.

У реальних гірських породах, які є складними полімінеральними агрегатами з більш-менш розвиненою мікро- і макротріщинуватістю, пружні характеристики не є постійними (констан-



тами). Значення цих параметрів залежать від об'єму досліджуваної породи, величини напруги, за якої вони визначалися, тривалості дії напруги і деяких інших менш важливих факторів. Практика свідчить, що графік деформації навіть у межах незначних напруг, яким властива зворотність деформаційних процесів, носить нелінійний характер.

Визначення за стандартною методикою величин динамічного і статичного модулів пружності на зразках різних типів гірських порід дозволили виявити між  $E_d$  і  $E_c$  наявність стійкого зв'язку. Установлено, що цей зв'язок не залежить від типу породи і виражається емпіричною формулою  $E_c = 0,35E_d^{1,141}$ . Величина статичного модуля  $E_c$ , визначена за сейсмічними даними, називається "приведеним статичним модулем пружності".

Зіставлення  $E_c$ , визначеного в умовах природного залягання методом навантаження штампа площею від часток до одиниці квадратного метра, з  $E_d$ , визначеним за швидкостями сейсмічних хвиль, показує значно більшу розбіжність, ніж при обчисленні за наведеним вище співвідношенням. Пояснюється це явище нелінійним характером деформування великих обсягів породи навіть у пружній області.

Значення динамічних пружних параметрів порід – модуля пружності  $E_d$  і коефіцієнта Пуассона  $\mu_d$  обчислюються на підставі формул теорії пружності (див. п. 1.2.1) за знайденими в результаті лабораторних ультразвукових вимірювань або польових сейсмічних спостережень швидкостей поширення поздовжньої  $V_p$  і поперечної  $V_s$  пружних хвиль

$$E_d = \frac{s}{V_p^2 - V_s^2} \frac{p}{s} \frac{s}{s}; \quad \mu_d = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)}$$

Значення густини  $\delta$ , що входить у формулу, визначається за даними лабораторних вимірювань і береться постійним для всієї ділянки досліджень. За відсутності даних про густину порід безпосередньо в межах ділянки робіт обчислення можна виконувати, користуючись довідковими даними про густину порід, тип яких відповідає породам району досліджень.

У випадках, коли відома тільки швидкість поздовжніх хвиль, наближена оцінка динамічного модуля пружності виконується на підставі емпіричної кореляційної залежності  $E_d = f(V_p)$ . Для порід типу пісковиків та алевролітів ця залежність має вигляд

$$E_d = V_p^{2,03} + 1820,$$

а для вапняків, габро і діабазів –

$$E_d = V_p^{1,83} + 2884,$$

де  $V_p$  – швидкість поздовжніх хвиль, км/с;  $E_d$  – динамічний модуль пружності, МПа. Застосування цих співвідношень забезпечує визначення величини  $E_d$  з похибкою не більше  $\pm 25\%$ .

Спільні визначення статичного модуля пружності  $E_c$  і модуля деформації  $E_{\text{деф}}$  показують, що між ними існує певний стохастичний зв'язок, який може бути виражений кількісно. Пошук функціональної залежності такого стохастичного зв'язку ускладнюється неоднозначністю величин модуля деформації залежно від умов його визначення. Практичні дослідження свідчать, що для породи конкретного типу і за незмінної методики визначення  $E_c$  і  $E_{\text{деф}}$  між ними існує пропорційний зв'язок.

Особливістю зв'язку між динамічними і статичними пружними характеристиками є можливість описання цього зв'язку рівняннями зв'язку. Як показав досвід, для різних типів гірських порід, так само як і для різних ділянок будівництва, існують індивідуальні співвідношення зв'язку. Нині накопичено чималий статистичний матеріал про співвідношення для карбонатних, вивержених, метаморфічних та інших типів порід.

Перевага сейсмозвідки в дослідженні деформаційних характеристик порід перед статичними методами полягає в можливості проведення досліджень у значно ширшому обсязі, а також у можливості оцінки деформаційних характеристик для будь-яких об'ємів порід, зокрема порівнянних з розмірами проектованої споруди. За даними сейсмозвідки можна скласти карту розподілу значень деформаційних характеристик порід у межах необхідної площі досліджень.

**Вивчення міцнісних характеристик порід.** Межа міцності породи на стиск  $\sigma_{ст}$  фізично являє собою напругу, накладену на зразок стандартної форми й розмірів, яка призводить до його руйнування.

Гірські породи в природному заляганні перебувають в умовах складного напруженого стану, за якого міцність залежить від сукупності різних факторів. Параметр  $\sigma_{ст}$  широко застосовується для характеристики міцнісних властивостей порід. Пояснюється це відносною простотою визначення даної характеристики, а також традиційним її використанням для вирішення інженерно-геологічних завдань.

Природа параметра  $\sigma_{ст}$  істотно відмінна від природи пружних показників. Якщо останні є інтегральними характеристиками породи з усіма її неоднорідностями, порами й тріщинами, то міцність породи визначається в основному міжкристалльними та міжгранулярними зв'язками і характеризує найбільш слабкі ділянки випробовуваного зразка або певного об'єму породи.

Визначення  $\sigma_{ст}$  виконується на зразках породи стандартних розмірів і форми. Їхній відбір і підготовка вимагають значних витрат часу й коштів. Крім того, для визначення величини  $\sigma_{ст}$  зразок обов'язково має бути зруйнований, тобто назавжди втрачається для подальших досліджень.

Переваги сейсмічного та ультразвукового методів визначення величини  $\sigma_{ст}$  полягають у тому, що ці методи є експресними – мало часу витрачається на виміри швидкості пружних хвиль, і неруйнівними. Отже, після вимірювань зразок може бути використаний для подальших випробувань. Особливо суттєва перевага сейсмічних методів у разі спостережень в умовах природного залягання породи, без відбору зразків і порушення її природної структури та стану.

Існує досить тісний зв'язок межі міцності на стиск  $\sigma_{ст}$  і модуля зсуву  $G$ , відповідно й швидкостей поширення поздовжньої  $V_p$  і поперечної  $V_s$  пружних хвиль. Для цих параметрів характерні такі функціональні зв'язки (М. Ляховицький):

$$\sigma_{ст} = \frac{V_p^2 \cdot \delta \cdot (1 - 2\mu)}{2C(1 - \mu)}, \quad \sigma_{ст} = \frac{V_s^2 \delta}{C},$$

де  $V_p$ ,  $V_s$  – швидкості поширення поздовжньої й поперечної хвиль;  $\delta$  – густина;  $\mu$  – коефіцієнт Пуассона;  $C$  – постійний коефіцієнт, що залежить від типу породи. Усереднені значення коефіцієнта  $C$  залежать не тільки від типу порід, а й від умов їхнього залягання, віку, ступеня метаморфізму тощо.

Найбільш стабільними значеннями коефіцієнта  $C$  характеризуються вапняки, для яких  $C = 240$ . Досить витримане й постійне значення коефіцієнта  $C = 180$  властиве великій групі метаморфічних порід: кварцитам, роговикам, гнейсам, сланцям, пісковикам тощо. Для молодих інтрузивних та ефузивних порід, а також для пісковиків, що не зазнали суттєвих змін, значення  $C = 55$ – $65$ . Для давніх порід ефузивних комплексів  $C = 180$ .

Використовуючи наведені вище формули та емпіричні значення коефіцієнта  $C$  для необхідної групи або типу породи та враховуючи найбільш імовірні значення коефіцієнта Пуассона, можна до виконання спеціальних випробувань зробити оцінку очікуваної межі міцності на стиск  $\sigma_{ст}$  на підставі вимірної швидкості сейсмічних або ультразвукових хвиль.

**Контроль якості штучного поліпшення міцнісних властивостей порід.** Гірські породи в природному стані можуть мати недостатню міцність для забезпечення надійної стійкості фундаментів великих споруд. Це може бути пов'язано з підвищеною їхньою пористістю, тріщинуватістю, деформованістю, що викликає необхідність штучного покращення цих властивостей. Заходи з поліпшення міцнісних властивостей порід поділяються на два етапи: штучне поліпшення й подальший контроль якості проведених заходів.

Штучне поліпшення будівельних властивостей порід зазвичай здійснюється шляхом укріплювальної цементації, коли до спеціально пробурених свердловин під великим тиском нагнітається розчин рідкого цементу. Цемент, що проник у пори й тріщини, після певного часу затвердіння робить породу більш монолітною. У результаті підвищуються її деформаційні характеристики і знижується або зовсім припиняється фільтрація через закріплену ділянку підземних вод. Кінцевий ефект проведених заходів залежить від властивостей цементованої породи, характеру її пористості й тріщинуватості, прийнятої

технології робіт і низки інших факторів, що не завжди піддаються точному обліку. Тому після проведення цементації виникає необхідність контролю її ефективності. Значні успіхи досягнуто в цьому напрямі за допомогою застосування методів сейсморозвідки.

На сучасному етапі контроль якості штучного поліпшення властивостей порід і ґрунтів в умовах їхнього природного залягання успішно вирішується за допомогою сейсмічних і ультразвукових методів, застосовуваних як для контролю за якістю штучної цементації скельних і напівскельних порід, так і за ефективністю ін'єкційного закріплення пухких незв'язних гірських порід.

Показником, що може контролювати якість штучної зміни міцнісних властивостей порід, є швидкість поширення поздовжніх хвиль у них. Зростання швидкості після проведення заходів свідчить про покращення міцнісних характеристик масиву порід. Зростання швидкості обумовлено заміщенням повітря в порах і тріщинах цементом, що призводить до підвищення пружності породи. Крім того, після заповнення пустот цементом різко зростають площі контактів окремих елементів породи між собою, оскільки точкові контакти замінюються жорсткими площинними зв'язками. У підсумку ці процеси, які відбуваються після проведення зміцнювальних заходів, призводять до зростання як пружності, так і міцності гірських утворень, а отже, і до підвищення швидкості поширення пружних хвиль.

Підвищена порівняно з природними гірськими породами однорідність штучно закріплених порід (ґрунтів), відсутність у них тріщин і дрібних дефектів обумовлюють більш тісний функціональний зв'язок швидкості пружних хвиль з параметром міцності порід. Тому для його визначення широко використовується ультразвуковий спосіб. Оцінка міцності за швидкістю поздовжніх хвиль здійснюється згідно із стандартною методикою ультразвукового прозвучування на зразках кубічної форми. Результати таких випробувань широко застосовуються в разі вибору оптимальної рецептури або методики закріплення пісків.

Оцінка якості закріплення порід (ґрунтів) у природному заляганні за допомогою сейсморозвідки зводиться до вимірювання

швидкостей до і після проведення зміцнювальних заходів або до зіставлення значень швидкостей у закріплених і незакріплених частинах масиву. З метою оцінки якості закріплення порід (грунтів) виконується простежування меж закріплених ділянок і надається кількісна оцінка поліпшення властивостей порід (грунтів) за зміною їхньої міцності  $\sigma_{ст}$ . Це виконується шляхом вибурювання зразків закріпленої породи і подальшого випробування їх у лабораторних умовах.

За допомогою сейсморозвідки можна отримати непряму характеристику ефективності закріплення за величиною відношення  $K = \frac{V_3 - V_H}{V_H}$ , де  $V_3$  – швидкість пружних хвиль у закріпленому

масиві,  $V_H$  – швидкість хвиль у незакріпленому масиві. Крім того, безпосередньо оцінюють збільшення міцності ґрунту за кореляційним співвідношенням  $\sigma_{ст} = f(V_P)$ . Визначення швидкості пружних хвиль у закріпленому ґрунті виконується за допомогою двох методик – сейсмічного (ультразвукового) профілювання у свердловинах, пробурених у закріплених породах (ґрунтах), або сейсмічного (ультразвукового) прозвучування між свердловинами, пробуреними з обох боків від закріпленої ділянки.

Дослідження методом сейсмічного (ультразвукового) профілювання дозволяють досить точно оцінити параметр міцності закріплених порід. Їхній недолік – необхідність буріння свердловин у закріпленому масиві й можливість отримання інформації про ефективність закріплення тільки вздовж досліджуваної свердловини. Водночас у разі геофізичних вимірів свердловину можна бурити без відбору зразків, що спрощує технологію досліджень.

Під час спостережень за методикою прозвучування вимірюються відстань між випромінювачем і приймачем та час пробігу пружної хвилі між ними, що дає можливість розрахувати швидкість. Оцінка значень швидкості в закріпленій породі (ґрунті) у разі спостережень за методикою прозвучування звичайно проводиться на підставі рівняння "середнього часу".

**Оцінка напруженого стану в умовах природного залягання порід.** Вивчення напруженого стану порід виконується за допомогою ультразвукового або акустичного мето-

дів вимірювання швидкостей пружних хвиль і лише за сприятливих обставинах можливе використання також даних сейсморозвідки.

До групи непрямих методів вивчення напруженого стану порід належать сейсмічні методи, коли на основі змін одного параметра, що легко піддається вимірюванню, оцінюють значення іншого, безпосереднє визначення якого ускладнено. У групі сейсмічних методів вихідним параметром є швидкість поширення пружних коливань, зазвичай швидкість поздовжніх хвиль.

Теоретичний розв'язок задачі про залежність швидкості поширення пружних хвиль у гірських породах від одnobічного або всебічного тиску на них пов'язано із значними труднощами у зв'язку з різноманіттям реальних моделей природного середовища й неможливістю підібрати єдину, досить просту і водночас відповідну дійсності теоретичну модель. Для окремих часткових випадків будови середовища відомі розв'язки, які збігаються з результатами експериментальних визначень.

Застосування теоретичних формул для вирішення практичних завдань пов'язано з певними труднощами, оскільки коефіцієнти, що входять до складу формул, можуть бути визначені лише на основі певних припущень про значення деяких пружних параметрів, або ж для визначення цих коефіцієнтів необхідне виконання спеціальних експериментів. Проте, оскільки швидкість і тиск перебувають у функціональній залежності, завдання можна звести до пошуку кореляційних зв'язків виду  $\sigma = f(V_p)$  емпіричним шляхом, з подальшим їхнім використанням для оцінки напруги  $\sigma$ .

Виміряна швидкість поширення пружних хвиль  $V_\sigma$  у масиві порід не дає можливості визначити діючу напругу  $\sigma$  у ньому. Це пов'язано з тим, що різні породи мають різні швидкості поширення пружних хвиль  $V_0$  в умовах атмосферного тиску, а для визначення  $\sigma$  необхідно знати приріст швидкості  $\Delta V = V_\sigma - V_0$ , спричинений надлишковим тиском порівняно з атмосферним. У зв'язку зі значною неоднорідністю масивів гірських порід, навіть однотипних за складом, вибір швидкості  $V_0$  – завдання непросте. Крім того, необхідно брати до уваги, що більшість гірських порід за пружними властивостями анізотропна.

На практиці визначення напруги  $\sigma$  в масивах гірських порід виконується на основі використання сімейства еталонних графіків  $\Delta V/V_0 = f(\sigma)$ , побудованих для різних значень параметра  $V_0$ . Побудова таких еталонних графіків виконується за результатами лабораторних вимірювань на зразках порід з різними значеннями  $V_0$  залежності приросту швидкості  $\Delta V = V_\sigma - V_0$  від зміни напруги  $\sigma$ . Для вимірюної в умовах природного залягання масиву гірських порід швидкості поширення пружних хвиль  $V_\sigma$  вибирається відповідно до заданої величини  $V_0$  графік  $\Delta V/V_0 = f(\sigma)$ , за яким і визначається шукана напруга  $\sigma$ .

## 1.3. Електророзвідка

### 1.3.1. Загальні положення

*Електромагнітні методи* геофізичних досліджень (електророзвідка) – це комплекс методів вивчення структури геоелектричного розрізу земної кори на основі вимірів електричних та електромагнітних полів, як природних земних, так і штучних контрольованих джерел. Застосування цих методів спрямовано на вирішення різноманітних геологічних завдань – від геологічного картування до пошуків і розвідки корисних копалин. Крім того, електромагнітні методи є основою геофізичного комплексу при інженерно-геологічних, гідрогеологічних і геоecологічних дослідженнях, що застосовуються для вирішення широкого спектра задач і виконуються у значних обсягах.

Порівняно з іншими геофізичними методами в електророзвідці налічується значна кількість модифікацій. Ця обставина зумовлена об'єктивними факторами. По-перше, в електророзвідці використовується не одна фізична властивість гірських утворень, а декілька: питомий електричний опір ( $\rho$ ), діелектрична ( $\epsilon$ ) та магнітна ( $\mu$ ) проникності, електрохімічна активність ( $\alpha$ ) та поляризованість ( $\eta$ ) гірських порід. По-друге, в електророзвідці вимірюються електромагнітні поля як природного походження, так і створені штучними джерелами, характеристики яких контролюються. По-третє, контрольовані джерела, що застосовують-



ся для збудження електромагнітних полів, можуть бути як електричного, так і магнітного типів. Перші мають безпосередній гальванічний контакт із землею (напр., заземлена на кінцях лінія), другі такого контакту не мають. Вони, як правило, являють собою незаземлені петлі або індукційні рамки, у контурі яких проходить електричний струм. Ці джерела створюють первинне збуджувальне магнітне поле. По-четверте, при електрометричних дослідженнях використовується досить широкий частотний спектр електромагнітних полів: від постійних до високочастотних у межах десятків, навіть сотень мегагерц. Нарешті, по-п'яте, виміри електромагнітних полів можуть виконуватися на поверхні землі (наземна електророзвідка), під землею (підземна електророзвідка), на водних акваторіях (морська електророзвідка) і в повітрі (аероелектророзвідка). Отже, ці п'ять об'єктивних факторів спричиняють наявність в електрометрії значного різноманіття методів і модифікацій, кількість яких більше 50.

Об'єктом дослідження в електророзвідці є геоелектричний розріз. Він виражає собою просторове розміщення геологічних об'єктів, що відрізняються за фізичними властивостями. Необхідно зауважити, що електромагнітні поля сприймають об'єкти, які відрізняються тільки за фізичними властивостями. Отже, не завжди геологічний розріз, в основі якого лежать літолого-петрографічні та вікові відмінності порід, відповідає геоелектричному. Але, як правило, кореляція між ними присутня переважно в більшості випадків.

В електророзвідці є дві фундаментальні групи методів – *профілювання* та *зондування*. Вони відрізняються за метою дослідження. Методи першої групи спрямовані на вивчення зміни електромагнітних властивостей геоелектричного розрізу в горизонтальному напрямку, або, як кажуть, по латералі (по профілю чи по площі), приблизно на однаковому глибинному рівні. Методи другої групи виявляють розподіл електромагнітних властивостей геоелектричного розрізу за глибиною.

В електророзвідці, як і взагалі в геофізиці, вирізняють пряму і обернену задачі. Пряма задача полягає у вивченні характеру та структури електричного чи електромагнітного поля для заданої моделі геоелектричного розрізу. Вона розв'язується або аналіти-

чним способом, із застосуванням положень теорії електромагнітного поля та сучасного математичного апарату, або шляхом математичного чи фізичного моделювання. Обернена задача електророзвідки полягає у визначенні моделі геоелектричного розрізу за спостереженим електромагнітним полем. Вона належить до складних завдань інтерпретації експериментальних даних. У результаті розв'язання оберненої задачі встановлюється, з певним наближенням, реальний геоелектричний розріз чи окремі його елементи.

### **1.3.2. Класифікація електромагнітних методів**

Електромагнітні методи геофізичних досліджень налічують більше п'ятдесяти різних методів і модифікацій, призначених як для глибинних досліджень, так і для вивчення верхньої частини розрізу. Через багатоманітність способів електророзвідку можна поділити на класи, групи, методи і модифікації. Усі методи електророзвідки можна поділити на три класи:

1. Методи профілювання, призначені для вивчення горизонтально-неоднорідних геоелектричних розрізів і виявлення неоднорідностей в горизонтальному напрямку на приблизно однаковій і постійній глибині.

2. Методи зондування, які спрямовані на вивчення горизонтально- чи полого-шаруватих геоелектричних розрізів та їхнє розчленування по вертикалі на певній ділянці профілю.

3. Підземна (об'ємна) електророзвідка, яка об'єднує методи, що вивчають простір між гірничими виробками, свердловинами, а також між ними і земною поверхнею.

Під методом розуміють спосіб електророзвідки, який відрізняється за природою досліджуваного поля чи способом його створення, за частотним чи часовим діапазоном вимірюваних полів, за методикою і технікою виконання робіт, за особливостями інтерпретації й вирішуваними задачами. Модифікації – це різні варіанти методу електророзвідки, що відрізняються за методикою вимірів поля, інколи за апаратурою і місцем проведення робіт. Основні групи й методи електророзвідки в них такі.

1. *Методи на постійному струмі*, засновані на вивченні постійних, а також низькочастотних (до 20 Гц) змінних електричних (рідко магнітних) полів, для яких справедлива теорія постійних полів. До них належать різні модифікації електричного профілювання (ЕП) залежно від виду використовуваних установок: симетричні (СЕП), дипольні (ДЕП), комбіновані (КЕП), серединного градієнта (ЕП-СГ), а також електричного зондування, такі як вертикальні (ВЕЗ) та дипольні зондування (ДЗ). Модифікаціями дипольних зондувань з різними установками є: осьові (ДОЗ), екваторіальні (ДЕЗ), азимутальні (ДАЗ), радіальні (ДРЗ) та ін. Методи електричного профілювання та зондування на постійному струмі ще називають методами опорів. До групи методів постійного струму можна також віднести такі методи підземної електророзвідки, як метод зарядженого тіла (МЗТ) чи просто заряду (МЗ), точкової та дипольної електричної кореляції (ЕК, ДЕК).

2. *Методи поляризаційні (електрохімічні)*. До цієї групи належать метод природного електричного поля (ПЕП), заснований на вимірах природних електричних полів як на денній поверхні, так і в підземних виробках та свердловинах (модифікації ППП і ППС). До цієї групи методів належить також метод викликаної поляризації (ВП), заснований на вивченні штучно викликаного поля електрохімічної природи. Модифікаціями ВП є: електричні профілювання на постійному струмі (ЕП-ВП) та змінному струмі з вимірами амплітудних і фазових частотних характеристик (ВПЧ, ВПФ), а також вертикальні електричні зондування (ВЕЗ-ВП), свердловинні спостереження (ВПС).

До групи електрохімічних методів належить також контактний спосіб поляризаційних кривих (КСПК) – метод, заснований на вимірах процесу "зарядки" рудних об'єктів за умови неперервного зростання заряджувального струму, і метод часткового вилучення металу (ЧВМ), заснований на режимних вимірах процесу накопичення хімічних елементів на струмових електродах, спричиненого електролізом у середовищі під час перебігу в ньому електричного струму.

3. *Методи електророзвідки на змінному струмі*. До цієї групи належать методи електророзвідки, що засновані на вимірах змінних у часі електромагнітних полів. Вони поділяються на підгрупи:

а) *Магніотелуричні методи*, які засновані на вимірах варіацій (змін у часі) природних електромагнітних полів космічного походження (магніотелуричних полів). До них належать магніотелуричні (МТЗ) та аудіомагніотелуричні (АМТЗ) зондування і профілювання (МТП, АМТП), комбінованого магніотелуричного профілювання (КМТП), методи телуричних струмів (МТС), магнітоваріаційного зондування та профілювання (МВЗ і МВП).

б) *Низькочастотні електромагнітні індуктивні методи*, що засновані на вимірах як гармонійних (частота  $f < 10$  кГц), так і неусталених електромагнітних полів контрольованих (штучних) джерел. У класі зондувань до них належать частотні електромагнітні зондування (ЧЕМЗ або ЧЗ) та зондування становленням поля (ЗСП або ЗС). У свою чергу, метод ЗСП має свої модифікації, такі як зондування становленням поля в дальній і ближній зонах джерел збудження (ЗСДЗ й ЗСБЗ, або ЗСД й ЗСБ). Модифікацію ЗСБЗ часто називають зондуванням методом перехідних процесів (ЗМПП). До класу *низькочастотних індуктивних профілювань* належать методи, що використовують як гармонійні поля метод довгого кабелю (ДК), незаземленої петлі (НП) та дипольного індуктивного профілювання (ДП), так і неусталені поля – метод перехідних процесів (МПП).

в) *Високочастотні радіохвильові методи*. До них належать методи, що використовують високочастотні гармонійні поля ( $10$  кГц  $< f < 500$  МГц): радіохвильове профілювання чи радіокомпараційна зйомка на довгих (ДХ-РК) і наддовгих (НДХ-РК) хвилях, радіохвильове зондування (РХЗ) і метод радіохвильового просвічування (МРХП). До цієї групи входить також радіолокаційне зондування (РЛЗ) та радіолокаційне профілювання (РЛП), що використовують імпульсне поле, а також метод георадарного зондування (ГРЗ).

Необхідно зауважити, що багато методів електророзвідки застосовуються в підземних, аеро- та морських (річкових) варіантах, що призвело до виникнення відповідних модифікацій.

Зважаючи на велику кількість методів електророзвідки, у цьому підрозділі детальніше розглядаються ті методи, які найширше застосовуються для вирішення завдань інженерної геології та гідрогеології.

### 1.3.3. Електромагнітні властивості гірських порід

У практичній електрометрії об'єктом вивчення є гірські породи в їхньому природному заляганні. Гірська порода являє собою природне утворення, що складається із твердої мінеральної маси, пори і тріщини якої заповнені підземною водою, нафтою, газом чи перевідкладеним матеріалом. Кількісні співвідношення між цими компонентами залежать від багатьох факторів: умов утворення гірських порід, глибини їхнього залягання, пористості чи тріщинуватості, вологонасичення, температури, тиску та ін. Усі ці фактори впливають на електромагнітні властивості гірських порід, відмінність яких і становить фізичну основу застосування методів електророзвідки.

На просторово-часову структуру електромагнітних полів впливають такі властивості гірських утворень, як *питомий електричний опір* ( $\rho$ ), *діелектрична проникність* ( $\epsilon$ ), *магнітна проникність* ( $\mu$ ), *електрохімічна активність* ( $\alpha$ ) і *поляризованість* ( $\eta$ ).

**Питомий електричний опір ( $\rho$ )** – це електрична властивість гірських порід, яка характеризує їхню здатність пропускати електричний струм. Вона є основою в електророзвідці. Кількісно питомий електричний опір дорівнює електричному опору куба гірської породи зі стороною 1 м електричному струму, що протікає паралельно його боковим граням. Одиниця виміру питомого опору – омметр (Ом·м). Величина, обернена питомому опору, називається *питомою електричною провідністю* ( $\gamma$ ) і вимірюється в сименсах, поділених на метр (См/м). Сименс – це Ом<sup>-1</sup>.

Для найбільш поширених осадових, вивержених і метаморфічних гірських порід у реальних умовах залягання (у масиві) питомий електричний опір залежить від багатьох факторів: мінералогічного складу, пористості та тріщинуватості, вологості, мінералізації підземних вод, структури і текстури гірських порід, температури, глибини залягання, ступеня метаморфізму, техногенного впливу на них та ін.

Питомий електричний опір мінералів залежить від їхніх внутрішньокристалічних зв'язків. Для мінералів-діелектриків переважно з ковалентними зв'язками (кварц, слюди, польові шпати, хлориди, нафта, кальцит та ін.) характерні дуже високі питомі

опори –  $10^{12}$ – $10^{15}$  Ом·м. Мінерали-напівпровідники (карбонати, сульфати, галоїди та ін.) мають іонні зв'язки і характеризуються високими опорами ( $10^4$ – $10^8$  Ом·м). Глинисті мінерали (гідрослюди, монтморилоніт, каолініт та ін.) мають іонно-ковалентні зв'язки й виділяються середніми опорами ( $< 10^4$  Ом·м). Рудні самородні мінерали (пірит, халькопірит, арсенопірит, галеніт та ін.), деякі оксиди (каситерит, борніт, марказит, магнетит та ін.), графіт і деяке вугілля мають електронну провідність, а тому добре проводять електричний струм, отже, їхній питомий опір є відносно низьким ( $1 - < 10^{-5}$  Ом·м). Перші дві групи мінералів входять до складу "жорсткого" скелета більшості гірських порід. Глинисті мінерали створюють "пластичний" скелет. Рудні мінерали в гірських породах верхньої частини розрізу зустрічаються рідко, а тому в інженерній геофізиці їхнім впливом можна знехтувати. Характерним є те, що "пластичні" мінерали здатні адсорбувати зв'язану воду, а породи з "жорсткими" мінералами можуть насичуватися лише вільною водою.

Чим більший відсотковий склад мінералів з високою провідністю в гірській породі, тим менший її питомий опір. У переважній більшості гірських порід породотвірні мінерали мають надто високий опір. Подібні гірські породи в першому наближенні можна вважати такими, що складаються з мінерального скелета та природного розчину, який заповнює пори і тріщини. Їхня електропровідність визначається: 1) *електропровідністю мінерального скелета*, яка завдяки високому опору породотвірних мінералів мало впливає на електропровідність взагалі; 2) *електропровідністю води*, що заповнює пори в породі й називається вільною; 3) *поверхневою електропровідністю*, спричиненою наявністю на зернах породи поверхневого, зв'язаного шару води. Зважаючи на ці обставини, можна стверджувати, що останні два фактори є домінуючими при визначенні електропровідності більшості осадових, метаморфічних і вивержених порід.

Зі збільшенням *пористості* чи *тріщинуватості* опір породи зменшується, оскільки збільшується кількість поверхневої та імовірність наявності в порах вільної води. Збільшення водонасичення порового простору призводить до зменшення опору породи. Цим, зокрема, пояснюється менший питомий опір гір-

ських утворень, що лежать нижче рівня ґрунтових вод, де заповнення пор водою максимальне, порівняно з питомим опором порід, розташованих вище рівня ґрунтових вод. Найбільші відмінності тут відмічаються в крупнозернистих пісках, гальці, скельних породах з високим ступенем тріщинуватості. А ось у глинистих породах опір вище і нижче рівня ґрунтових вод відрізняється несуттєво завдяки великій кількості в цих породах міцно зв'язаної води.

Опір гірських порід суттєво залежить від електропровідності підземної води. Питомий електричний опір вільних підземних вод (гравітаційних і капілярних) змінюється від часток Ом·м за досить високої загальної мінералізації ( $M > 10$  г/л) до 1000 Ом·м у разі досить низької мінералізації ( $M \leq 0,01$  г/л) і може бути оцінений за формулою  $\rho \approx 8,4/M$ . Хімічний склад розчинених у воді солей мало впливає на її питомий опір, тому за даними електророзвідки можна оцінювати лише загальну мінералізацію підземних вод. Питомий електричний опір зв'язаних підземних вод низький і мало змінюється (від 1 до 10 Ом·м), що пояснюється достатньо постійною їхньою мінералізацією (1–3 г/л).

Будова струмопровідних шляхів, характер розташування пор і тріщин, їхня орієнтація, тобто фактично *структурно-текстурні* особливості будови гірських утворень, зумовлюють наявність *електричної анізотропії* – залежності питомого електричного опору від напрямку протікання електричного струму. Передусім анізотропія властива майже всім глинистим осадовим гірським породам і сланцям, які складаються з тонких чи товстих прошарків різного опору. Такі породи краще пропускають струм уздовж шаруватості, аніж упоперек. У метаморфічних порід також спостерігається більша електропровідність уздовж простягання. У тріщинних скельних породах більш сприятливим напрямком протікання струму є простягання системи тріщин, отже, вони теж мають електричну анізотропію.

Величина анізотропії характеризується коефіцієнтом анізотропії  $\lambda$  і середнім квадратичним опором анізотропної товщі  $\rho_m$ :

$$\lambda = \sqrt{\rho_n / \rho_t}; \quad \rho_m = \sqrt{\rho_n \rho_t},$$

де  $\rho_n$  – питомий електричний опір перпендикулярно до нашарування чи до напрямку простягання системи тріщин;  $\rho_t$  – питомий електричний опір за нашаруванням або вздовж системи тріщин. Найчастіше  $\lambda$  змінюється від 1 до 1,5, досягаючи 2–3 у досить сланцюватих порід. Найбільш виразна електрична анізотропія властива графітистим і вуглистим сланцям, кам'яному вугіллю, глинистим сланцям, шаруватим піщаникам.

Визначальний вплив на опір дисперсних (пухких) осадових порід мають літологія (глинистість), вологість (водонасичення) і мінералізація підземних вод. Найбільш низькими і витриманими опорами відрізняються глинисті породи. Глини морського походження мають  $\rho$  від 1–2 до 10 Ом·м. Для континентальних глин характерні величини 5–20 Ом·м. Низький опір глин пояснюється їхньою достатньо високою пористістю ( $k_n > 0,2$ ), нерівномірним водонасиченням ( $0,03 < k_B < 0,3$ ), а головне, високою глинистістю ( $G > 0,4$ ) і наявністю великої кількості зв'язаної води, електропровідність якої висока і мало залежить від мінералізації. Загалом зі збільшенням розмірів зерен крихких відкладів і зменшенням їхньої глинистості питомий електричний опір порід зростає. При переході від глин до суглинків, супісків, пісків і гравійних відкладів опір змінюється від одиниць до сотень омметрів, зокрема для суглинків він становить 20–40 Ом·м, супісків – 30–60 Ом·м.

Пористість суглинків, супісків і пісків різниться несуттєво, а тому їхній питомий опір залежить насамперед від водонасичення і мінералізації підземних вод  $M$ . Для глин, суглинків, супісків і пісків, насичених прісними водами ( $M < 1-2$  г/л), наближено питомий опір можна оцінити за формулою

$$\rho \approx \frac{8,4}{Gk_n k_B M}. \quad (1.1)$$

За умови високої мінералізації підземних вод ( $M > 3-5$  г/л) цей параметр є визначальним щодо питомого опору пухких порід.

Скельні гірські породи (магматичні й метаморфічні) у непорушеному стані характеризуються досить високим питомим опором (вище  $10^3-10^5$  Ом·м). Опір вивітрених і тріщинуватих



порід різко зменшується за рахунок хорошої провідності вторинних продуктів і водонасичення. Він може становити декілька сотень омметрів, а в разі насичення мінералізованими водами навіть десятків омметрів. У скельних осадових гірських породах опір зменшується від декількох тисяч до перших десятків омметрів зі збільшенням тріщинуватості, закарстованості, глинистості, обводненості й мінералізації підземних вод.

На значення питомого електричного опору впливає також *температурний фактор*. Відомо, що в разі підвищення температури опір провідників з іонною провідністю (гірські породи переважно належать до них) завдяки збільшенню рухливості іонів знижується. Це явище доводиться враховувати при вивченні електричних властивостей порід на великих глибинах.

Температурний фактор має вирішальне значення за мінусових температур. У цьому випадку в складі гірських порід з'являється лід, опір якого близький до опору скелета породи (десь  $10^{10}$ – $10^{12}$  Ом·м). Питомий електричний опір більшості порід зростає стрибком під час переходу до від'ємних температур, тобто при формуванні криогенної структури (температура –  $0,02^{\circ}\text{C}$  ...  $-2^{\circ}\text{C}$ , за якої замерзає вільна вода). Так, опір пісків і грубоуламкових порід за температури  $-1^{\circ}\text{C}$  у сотні разів вищий, ніж за температури  $+0,5^{\circ}\text{C}$ . Для глинистих порід він зростає в декілька разів при зниженні температури до  $-2^{\circ}\text{C}$  ...  $-6^{\circ}\text{C}$ . Для масивних скельних порід відношення опорів замерзлої й талої породи не перевищує 10 і досягає декількох десятків, коли ці породи тріщинуваті. Загалом опір мерзлих порід, як правило, не перевищує десятків тисяч Ом·м.

На питомий опір гірських порід впливає також *фактор тиску*. Експериментально встановлено, що зі зростанням тиску електричний опір породи збільшується, оскільки змінюється структура пор, порода ущільнюється і, як наслідок, зменшується її водонасичення.

***Електрохімічна активність*** ( $\alpha$ ). На контактних поверхнях твердих частинок породи і підземної води, а також розчинів з різною концентрацією через різні фізико-хімічні процеси часто виникає самочинна поляризація порід, що зумовлює

виникнення природних електричних полів. Такі поля поділяються на: а) дифузійно-адсорбційні; б) фільтраційні; в) окисно-відновні. Для характеристики властивості порід самочинно поляризуватися вводиться параметр, який називається електрохімічною активністю  $\alpha$ . Із цією властивістю гірських порід в інженерній геофізиці доводиться стикатися при вивченні природних постійних електричних полів дифузійно-адсорбційної та фільтраційної природи. Вона характеризує здатність твердих частинок адсорбувати на своїй поверхні чи в капілярах іони одного знака і виносити за рухом потоку води іони протилежного знака. У напрямку фільтрації води зазвичай виносяться позитивні іони (катіони).

*Електрохімічна активність* або *природна поляризованість* вимірюється в мілівольтах. Вона змінюється від  $-10$  мВ до  $-15$  мВ у чистих пісках, близька до нуля в скельних породах, зростає до  $+5$  мВ ...  $+10$  мВ в алеволітах і до  $+20$  мВ ...  $+50$  мВ у глинах і мергелях. Загалом вона залежить від хімічного і мінералогічного складу гірських порід, їхньої глинистості, пористості, дисперсності, звивистості й діаметра порових каналів, проникності, вологості, хімічного складу та мінералізації підземних вод.

**Викликана поляризованість ( $\eta$ ).** Під час пропускання електричного струму через породу вона поляризується. Природа такої викликаной поляризації зумовлена різними електрохімічними й електрокінетичними процесами, що відбуваються при проходженні в середовищі електричного струму. Зовнішньо це віддалено нагадує процес "зарядки", інколи цей термін так і вживається.

У результаті "зарядки" в провідному середовищі виникають вторинні електричні поля викликаной (спричиненої) поляризації. Після вимкнення електричного струму відбувається поступове зникнення вторинного поля і повернення середовища до свого первинного стану.

Інтенсивність потенціалів викликаной поляризації прийнято виражати через параметр  $\eta$ , який називається *поляризованістю* середовища. Зазвичай під цією характеристикою розуміють відношення залишкової різниці потенціалів поля викликаной поляризації  $\Delta U_{\text{вп}}$ , виміряної через  $0,5$  с після вимкнення електрично-

го струму в живильній лінії, до різниці потенціалів  $\Delta U_{\text{пр}}$ , виміряної під час пропускання електричного струму перед його вимкненням. Поляризовність частіше виражається у відсотках:

$$\eta = (\Delta U_{\text{вп}} / \Delta U_{\text{пр}}) \cdot 100, \% .$$

Величина  $\eta$  для різних порід змінюється від 0,1 до 30–40 % і залежить від мінерального складу, структурно-текстурних особливостей порід, вологості та мінералізації підземних вод. Якщо порода чи руда має у своєму складі електропровідні мінерали низького опору (сульфіди, графіт і т. ін.), то поляризовність може мати аномальні значення в межах 10–40 % і на неї мало впливає мінеральний склад. Поляризовність залежить як від відсоткового вмісту електропровідних мінералів, так і від площі їхнього стикування з іонними провідниками (розчинами), на якій відбуваються електрохімічні реакції. Поляризовність порід, що вміщують рудні мінерали, зростає також зі збільшенням вологості.

У породах, у складі яких відсутні мінерали з електронною провідністю, значна поляризовність (до 2–5 %) притаманна масивним кристалічним і деяким піщано-глинистим утворенням. Найменші значення  $\eta$  (1 %) мають скельні, осадові та піщано-глинисті породи, насичені мінералізованими водами. У пухких осадових породах поляризовність змінюється від 1 до 15 % залежно від пористості, глинистості, звивистості порових каналів, водонасичення, мінералізації підземних вод, засоленості ґрунтів. У певних геолого-гідрогеологічних умовах величина поляризовності порід залишається достатньо сталою.

**Діелектрична проникність ( $\epsilon$ ).** В атомах і молекулах хімічних елементів, що входять до складу гірських утворень, є зв'язані електричні заряди. Під силовою дією накладеного зовнішнього електричного поля вони набувають певної впорядкованої орієнтації, створюючи додаткове електричне поле. Отже, у реальній гірській породі напруженість електричного поля буде відрізнятися від напруженості цього ж поля у вакуумі завдяки такій спричиненій електростатичній поляризації. *Діелектрична проникність* як електромагнітна властивість гірської породи являє собою здатність породи змінювати напруженість первинного електричного поля внаслідок електростатичної поляризації цієї

породи. Вимірюється діелектрична проникність у фарадах, поділених на метр ( $\Phi/\text{м} = \text{Ом}^{-1} \cdot \text{с}/\text{м}$ ).

Розрізняють абсолютну ( $\epsilon$ ) і відносну ( $\epsilon_r$ ) діелектричні проникності. Відносна проникність показує у скільки разів зміниться ємність конденсатора в даній породі відносно його ємності у вакуумі. Мірою відносної діелектричної проникності є її абсолютне значення у вакуумі  $\epsilon_0 = 10^{-9}/(36\pi) \approx 8,85 \cdot 10^{-12}$  Ф/м. Тоді  $\epsilon_r = \epsilon/\epsilon_0$  або  $\epsilon = \epsilon_r \epsilon_0$ . Узагалі  $\epsilon_r$  варіює в межах від 2–3 до 30–40. Для більшості породотвірних мінералів відносна діелектрична проникність змінюється від 2 до 11, досягаючи у деяких сульфідів і оксидів значення 20 і більше. Що стосується порід, то в пухких осадочних породах вона змінюється від 2,5 до 40. Мінімальні значення  $\epsilon_r$  мають сухі пористі породи, максимальні – ті ж, але повністю водонасичені. Основний фактор, що визначає  $\epsilon_r$ , є їхнє водонасичення, оскільки діелектрична проникність води максимальна ( $\epsilon_r = 80$ ). Водонасичення, у свою чергу, залежить від пористості та тріщинуватості.

Діелектрична проникність впливає на характер електромагнітного поля лише на частотах вище  $10^5$  Гц, тобто ця властивість може бути використана лише у високочастотних методах електророзвідки.

**Магнітна проникність ( $\mu$ ).** *Магнітна проникність* – це властивість, що характеризує здатність речовини (гірської породи) концентрувати в собі силові лінії зовнішнього магнітного поля. Одиницею виміру магнітної проникності є генрі, поділений на метр ( $\text{Гн}/\text{м} = \text{Ом} \cdot \text{с}/\text{м}$ ). Як і у випадку з діелектричною проникністю розрізняють абсолютну ( $\mu$ ) і відносну ( $\mu_r$ ) магнітні проникності. Відносна магнітна проникність визначається відношенням абсолютної магнітної проникності речовини  $\mu$  до абсолютної магнітної проникності вакууму  $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$  Гн/м:  $\mu_r = \mu/\mu_0$  або  $\mu = \mu_r \mu_0$ .

Відносна магнітна проникність показує, у скільки разів збільшується сила магнітної взаємодії електричних струмів у разі перенесення їх із вакууму в дане середовище. Для більшості гірських порід  $\mu_r = 1$ . Лише у феромагнетиків (магнетит, титаномагнетит, піротин) вона може досягнути декількох десятків.

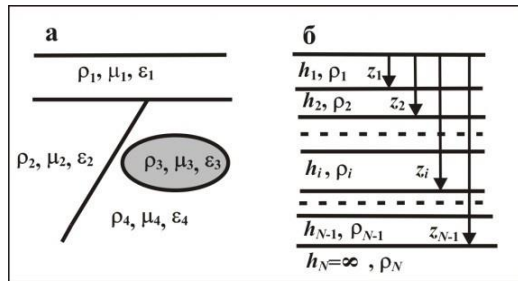
У зв'язку із цим  $\mu_r$  деяких руд, до складу яких входять феромагнітні мінерали, дорівнює 3–10 і більше.

Магнітні властивості гірських порід вивчають також за параметром, який називається магнітною сприйнятливістю  $\chi = 1 - \mu_r$ . За цим параметром, на відміну від відносної магнітної проникності  $\mu_r$ , спостерігається досить суттєва диференціація гірських порід.

### 1.3.4. Геоелектричний розріз та його характеристики

Реальний геологічний розріз відображається за даними електромагнітних вимірів у вигляді деякої електричної моделі, що називається *геоелектричним розрізом*. Він являє собою вертикальний розріз гірських порід, які відрізняються за електричними властивостями: питомим опором, поляризованістю, діелектричною та магнітною проникностями. У більшості випадків основним параметром служить питомий опір. Приклади геоелектричних розрізів показано на рис. 1.7.

**Рис. 1.7.** Приклади складного (а) та горизонтально-шарового (б) геоелектричних розрізів



Під час гідрогеологічних досліджень часто вивчаються *горизонтально-шарові* чи близькі до них геоелектричні розрізи. Пласти гірських порід зображуються на такому геоелектричному розрізі у вигляді електричних шарів, властивості яких на межах поділу змінюються стрибками, а за простяганням залишаються незмінними або монотонно змінюються в певних незначних межах. Окремі електричні межі досить добре збігаються з літологічними чи стратиграфічними і служать *маркувальними горизонтами* для узгодження геофізичних і геологічних даних. Загалом електричні межі поділу можуть не збігатися з літологічними та стратиграфічними. Це пояснюється значним

впливом мінералізації підземних вод на питомий опір гірських порід. Часто комплекс порід, різних за складом і віком, характеризується однаковими електричними властивостями.

В електророзвідці модель горизонтально-шарового геоелектричного розрізу уявляється такою, що складається з окремих однорідних за електричними властивостями шарів обмеженої товщини, які завершуються шаром нескінченної товщини (рис. 1.7, б). Цей шар називається *основою геоелектричного розрізу*. Потужні пласти високого чи низького опору, що простежуються на значній площі району робіт, називаються *опорними*.

Горизонтально-шарові геоелектричні розрізи прийнято типізувати. Тип розрізу залежить від кількості шарів і співвідношення їхніх питомих опорів.

*Двошаровий розріз* містить один шар з обмеженою потужністю  $h_1$  та питомим опором  $\rho_1$  і другий шар з необмеженою потужністю  $h_2 \rightarrow \infty$  та питомим опором  $\rho_2$ . За співвідношенням опорів можуть бути два варіанти розрізу:  $\rho_1 < \rho_2$  і  $\rho_1 > \rho_2$ .

*Тришаровий розріз* містить три шари. Для нього за співвідношенням питомих опорів встановлено чотири типи: тип Н –  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ , тип К –  $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ , тип А –  $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$  і тип Q –  $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$ .

*Багатошарові розрізи* – це розрізи з кількістю горизонтів більше трьох. Їхній тип встановлюється на основі типізації тришарових розрізів. Для цього записуються типи послідовних тришарових інтервалів багатошарового розрізу. Наприклад, чотиришаровий геоелектричний розріз із співвідношенням опорів  $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$  належить до типу АА, адже обидві його послідовні тришарові тріади мають тип А:  $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$  і  $\rho_2 < \rho_3 < \rho_4$ . П'ятишаровий розріз  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4 < \rho_5$  слід віднести до типу НКН, оскільки  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$  – тип Н,  $\rho_2 < \rho_3 > \rho_4$  – тип К і  $\rho_3 > \rho_4 < \rho_5$  – тип Н.

Кожний окремих пласт у горизонтально-шаровому розрізі, як провідник, характеризується чотирма параметрами: товщиною  $h_i$  (м); питомим опором  $\rho_i$  (Ом·м) =  $1/\gamma_i$  (Ом·м), де  $\gamma_i$  (Ом<sup>-1</sup>·м<sup>-1</sup>) – питома провідність; поздовжньою провідністю  $S_i = h_i/\rho_i = h_i \cdot \gamma_i$  (Ом<sup>-1</sup>); поперечним опором  $T_i = h_i \cdot \rho_i = h_i/\gamma_i$  (Ом·м<sup>2</sup>). Зауважимо, що одиниця виміру провідності називається сименсом (См = Ом<sup>-1</sup>).

Довільний багат шаровий розріз із  $N$  шарів, які мають питомі опори  $\rho_i$  й обмежені товщини  $h_i$  ( $i = 1, \dots, N$ ), характеризується такими узагальненими параметрами.

1. Сумарна (загальна) потужність:

$$H = \sum_{i=1}^N h_i .$$

2. Сумарна поздовжня провідність:

$$S = \sum_{i=1}^N S_i = \sum_{i=1}^N h_i / \rho_i .$$

Величина  $S$  вимірюється в сименсах ( $S_m = \text{Om}^{-1}$ ).

3. Сумарний поперечний опір:  $T = \sum_{i=1}^N T_i = \sum_{i=1}^N h_i \rho_i .$

Його величина вимірюється в омах, помножених на квадратний метр ( $\text{Om} \cdot \text{m}^2$ ).

4. Середній поздовжній опір:

$$\rho_l = H / S = \sum_{i=1}^N h_i / \sum_{i=1}^N h_i / \rho_i .$$

5. Середній поперечний опір:

$$\rho_n = T / H = \sum_{i=1}^N h_i \rho_i / \sum_{i=1}^N h_i .$$

6. Середній геометричний (середньоквадратичний) опір:

$$\rho_m = \sqrt{\rho_l \rho_n} = \sqrt{T/S} = \sqrt{\sum_{i=1}^N h_i \rho_i / \sum_{i=1}^N h_i / \rho_i} .$$

7. Коефіцієнт макроанізотропії:

$$\lambda = \sqrt{\rho_n / \rho_l} = \sqrt{TS} / H = \sqrt{\sum_{i=1}^N h_i \rho_i \sum_{i=1}^N h_i / \rho_i} / \sum_{i=1}^N h_i .$$

Коефіцієнт макроанізотропії шаруватої пачки порід завжди більше 1 ( $\lambda > 1$ ), оскільки середній поперечний опір пачки порід завжди більше її середнього поздовжнього опору ( $\rho_n > \rho_l$ ).

Надзвичайно важливе значення мають такі узагальнені характеристики горизонтально-шарового розрізу, як його сумарна поздовжня провідність  $S$  і середній поздовжній опір  $\rho_l$ . Значення  $S$  розрізу до поверхні опорного горизонту високого опору (напр., поверхні кристалічного фундаменту) досить тісно корелюється із глибиною  $H$  до цієї поверхні. Отже, маючи значення  $S$ , які одержують за результатами польової наземної електрометрії, і значення  $\rho_l$ , які одержують з параметричних вимірів на свердловинах, можна просто визначити глибину до поверхні високоомного опорного горизонту на рядових точках польових спостережень:  $H = S \cdot \rho_l$ .

### **1.3.5. Зв'язок електричних параметрів з фізико-механічними й водно-фізичними властивостями гірських порід**

В інженерній електророзвідці найбільше застосування знайшли методи опору (ВЕЗ, ЕП) і викликаної поляризації (ВЕЗ-ВП, ЕП-ВП), які вимірюють уявний опір  $\rho_y$  і поляризованість  $\eta_y$ . Вимірювані параметри залежать від просторового розподілу електричних властивостей в геоелектричному розрізі. У разі горизонтально-шарової моделі розрізу за результатами вимірів отримують різні електричні параметри шарів ( $h_i$ ,  $\rho_i$ ,  $S_i$ ,  $T_i$ ,  $\eta_i$ , ...) й узагальнені параметри середовища ( $H$ ,  $S$ ,  $T$ ,  $\rho_l$ ,  $\rho_n$ ,  $\rho_m$ ,  $\eta_{\text{сер}}$ , ...). Зв'язки електричних параметрів з фізико-механічними і воднофізичними, як правило, є кореляційними. Це пояснюється складністю і різноманітністю впливу природних і техногенних факторів на ці зв'язки, які до того ж для різних регіонів можуть бути різними. У зв'язку з цим для кожного району інженерно-геологічних, гідрогеологічних чи екологічних досліджень за параметричними геолого-геофізичними спостереженнями можна отримати свої зв'язки між електричними, фізико-механічними і водно-фізичними



властивостями. Парні кореляційні зв'язки встановлюються в лінійному, напівлогарифмічному чи логарифмічному масштабах (кількість пар спостережень має перевищувати 10–20).

Найчастіше для визначення кореляційного зв'язку  $y(x)$  застосовується метод найменших квадратів, згідно з яким мінімізується сумарне квадратичне відхилення спостережених даних  $y_i$  від вибраної математичної моделі зв'язку  $y(x)$

$$\delta = \sum_{i=1}^n [y_i - y(x_i)]^2 = \min .$$

Зокрема, у разі лінійної кореляції  $y = a + bx$  коефіцієнти  $b$  і  $a$  розраховуються згідно з формулами:

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n y_i \cdot \sum_{i=1}^n x_i - n \sum_{i=1}^n y_i x_i}{\left( \sum_{i=1}^n x_i \right)^2 - n \sum_{i=1}^n x_i^2}; \quad a = \frac{\sum_{i=1}^n y_i x_i \cdot \sum_{i=1}^n x_i - \sum_{i=1}^n y_i \cdot \sum_{i=1}^n x_i^2}{\left( \sum_{i=1}^n x_i \right)^2 - n \sum_{i=1}^n x_i^2}, \quad (1.2)$$

де  $n$  – кількість спостережень зв'язку між  $x$  і  $y$ .

Невідомі коефіцієнти лінійного зв'язку можна виразити і через коефіцієнт кореляції  $r$  ( $-1 \leq r \leq +1$ ) – важливий параметр, модуль якого дає уявлення про ступінь лінійного кореляційного зв'язку між двома випадковими величинами

$$r = \frac{1}{n \sigma_x \sigma_y} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}), \quad (1.3)$$

де  $\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$ ,  $\bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i$  – середні значення з  $n$  вимірів;

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}, \quad \sigma_y = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} - \text{середні квадратичні}$$

відхилення (дисперсії) величин  $x_i$  та  $y_i$ .

Тоді коефіцієнти  $b$  і  $a$  лінійного кореляційного зв'язку  $y = a + bx$  можна записати так:

$$b = r \frac{\sigma_y}{\sigma_x}, \quad a = \bar{y} - b\bar{x}. \quad (1.4)$$

У формулах (1.3), (1.4) під  $x$  розуміють деякий електричний параметр чи його логарифм, а під  $y$  – деякий фізико-механічний чи гідрогеологічний параметр або його логарифм. У разі, коли коефіцієнт кореляції  $r > 0,6$ , зв'язок можна вважати достатньо тісним і використати його при дослідженнях на сусідніх ділянках з подібними геолого-геофізичними умовами.

З теоретичних уявлень і досвіду практичних польових і свердловинних геофізичних досліджень відома низка теоретичних та емпіричних зв'язків між електричними параметрами  $\rho$ ,  $\eta$  й фізико-механічними, водними та гідрогеологічними параметрами – літологією ( $L$ ), глинистістю ( $G$ ), пластичністю ( $P$ ), мінералізацією ( $M$ ), коефіцієнтами пористості ( $k_n$ ), водонасичення ( $k_v$ ), фільтрації ( $k_f$ ). Розглянемо деякі з них.

1. Для піщано-глинистих порід із загальною мінералізацією  $M < 2-3$  г/л літологія  $L$  (у номерах градації від 1 – важкі глини до 14 – валуни), глинистість  $G$  (у частках об'ємного вмісту частинок діаметром менше 0,01 мм до об'єму всієї породи), число пластичності  $P$  (у відносних одиницях від 0 – піски, галечники, валуни до 25 – важкі глини) можуть бути визначені за допомогою таких емпіричних формул:

$$L = A_L + B_L \lg \rho, \quad L = C_L + D_L \lg \eta, \quad \lg G = A_G + B_G \lg \rho, \quad (1.5)$$

$$\lg G = G_G + K_G \cdot (\Delta\eta/\rho), \quad \lg P = A_P + B_P \lg(\Delta\eta/\rho),$$

де  $\Delta\eta$  – різниця поляризованостей на часових затримках 1 і 10 с ( $\Delta\eta = \eta(1) - \eta(10)$ );  $A_L, B_L, C_L, D_L, A_G, B_G, G_G, K_G, A_P, B_P$  – коефіцієнти кореляційного зв'язку, які визначаються за даними параметричних спостережень.

2. Якщо відомо опір товщі, складеної перешаровуваними пісками і глинами ( $\rho_{пг}$ ), а також опір пісків і глин окремо ( $\rho_{п}$  і  $\rho_{г}$ ), то коефіцієнт глинистості одиничного об'єму породи  $k_r$  може бути знайдений за формулою, отриманою для паралельно з'єд-

наних провідників, що моделюють перешаровування піщаних і глинистих шарів горизонтального залягання

$$k = \frac{\rho_{\Gamma} (\rho_{\Pi} - \rho_{\Pi\Gamma})}{\rho_{\Pi\Gamma} (\rho_{\Pi} - \rho_{\Gamma})} \quad (1.6)$$

Піщано-глинисті породи, насичені прісними водами із загальною мінералізацією  $M < 3$  г/л, характеризуються такими опорами: у пісках ( $k_{\Gamma} \leq 0,01$ )  $\rho_{\Pi} \geq 1000$  Ом·м; у глинах ( $k_{\Gamma} > 0,9$ )  $\rho_{\Gamma} \leq 10$  Ом·м. Підставивши ці значення у формулу (1.6), отримаємо при  $k_{\Gamma} > 0,1$  і  $\rho_{\Pi} - \rho_{\Pi\Gamma} \approx \rho_{\Pi} - \rho_{\Gamma}$  таку наближену формулу для визначення глинистості:

$$k_{\Gamma} \approx \rho_{\Gamma} / \rho_{\Pi\Gamma} \quad (1.7)$$

3. Коефіцієнт загальної пористості  $k_{\Pi}$  визначають через електричний параметр пористості  $P_{\Pi} = \rho / \rho_{\text{в}}$ , де  $\rho$  і  $\rho_{\text{в}}$  – питомі опори породи і насичувальної цю породу вільної води, за допомогою таких емпіричних формул, що дають приблизно один і той же результат

$$P_{\Pi} = 0,6 / k_{\Pi}^{2,15} \quad P_{\Pi} = 0,75 / k_{\Pi}^2, \quad P_{\Pi} = 1 / k_{\Pi}^{1,9}, \quad P_{\Pi} = (3 - k_{\Pi}) / 2k_{\Pi},$$

$$P_{\Pi} = [1 + 0,25(1 - k_{\Pi})^{0,5}] \sqrt[3]{1 - (1 - k_{\Pi})^2} \quad (1.8)$$

4. Серед водних властивостей гірських порід найбільший практичний інтерес являють собою коефіцієнти відносної вологості  $k_{\text{вол}}$  у зоні аерації й водонасичення  $k_{\text{в}}$  у зоні повного водонасичення. Піщано-глинисті породи вважаються сухими, вологими і насиченими водою, якщо відповідно  $0 < k_{\text{вол}} < 0,3$ ;  $0,3 < k_{\text{вол}} < 0,7$ ;  $0,7 < k_{\text{вол}} < 1$ . Відомо, що  $k_{\text{вол}} = A_{\text{вол}} / \sqrt[3]{P_{\text{в}}}$ , де  $A_{\text{вол}}$ ,  $n$  – емпіричні коефіцієнти;  $P_{\text{в}} = \rho / \rho_{\text{вп}}$ , де  $\rho$  і  $\rho_{\text{вп}}$  – питомі опори породи за даної вологості й за повного її водонасичення відповідно.

5. Здатність порід віддавати вільну підземну воду характеризується відкритою пористістю чи водовіддачею  $k_{\mu}$ , яка змінюється від 0,05 у глинах до 0,3 в крупнозернистих пісках. Для піщано-глинистих порід з відомими коефіцієнтом глинистості  $k_{\Gamma}$  й опором  $\rho_{\Gamma}$ , який зазвичай для району робіт постійний і легко

визначається за даними ВЕЗ, а також опором усієї породи  $\rho_{\text{пг}}$ , який також визначається за результатами інтерпретації матеріалів ВЕЗ, водовіддачу отримують згідно з формулою

$$k_{\mu} = A_{\mu} / \rho_{\text{п}} , \quad (1.9)$$

де

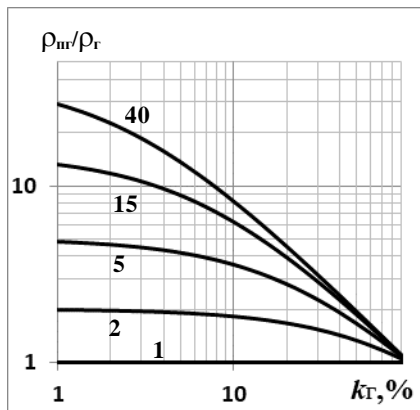
$$\rho_{\text{п}} = \rho_{\text{пг}} (1 - k_{\text{г}}) / (1 - k_{\text{г}} \rho_{\text{пг}} / \rho_{\text{г}})$$

– опір водонасичених пісків,  $A_{\mu}$  – емпіричний коефіцієнт.

На рис. 1.8 наведено розраховані за формулою (1.9) теоретичні криві, за допомогою яких можна визначити

відношення питомих опорів пісків і глин  $\rho_{\text{п}}/\rho_{\text{г}}$  за вимірними значеннями  $\rho_{\text{пг}}/\rho_{\text{г}}$ . У разі відомих  $\rho_{\text{г}}$  і  $k_{\text{г}}$  можна знайти опір пісків  $\rho_{\text{п}}$ , а визначивши  $A_{\mu}$  за допомогою параметричних спостережень на свердловинах, де геологічними способами отримано  $k_{\mu}$ , можна розрахувати  $k_{\mu}$  за даними інших ВЕЗ.

6. Водопроникність гірських порід у зоні аерації прийнято характеризувати коефіцієнтом вологопровідності  $k_{\text{ф}}^{\text{вол}}$ , а в зоні повного водонасичення – коефіцієнтом фільтрації  $k_{\text{ф}}$ . Ці коефіцієнти зв'язані між собою співвідношенням  $k_{\text{ф}}^{\text{вол}} = k_{\text{ф}} k_{\text{вол}}^n$ , де  $n = 3 \div 4$ . Коефіцієнти водопроникності визначають за допомогою відкачок із свердловин і наливів у шурфи з похибкою 20–100 % для водоносних і 80–200 % для водотривких порід. Водопроникність порід характеризується різкою мінливістю у просторі й у часі через відмінності природних факторів: морфології, тектоніки, геологічної будови, фізико-механічних і водних властивостей гірських порід, екзогенних процесів (зміни кількості опадів, вивітрювання, закарстованості й ін.), а також техногенних впливів (водогосподарської й будівельної діяльності лю-



**Рис. 1.8.** Залежність відношення опорів піщано-глинистих порід  $\rho_{\text{пг}}$  і глин  $\rho_{\text{г}}$  від коефіцієнта глинистості  $k_{\text{г}}$  для різних відношень опорів пісків і глин  $\rho_{\text{п}}/\rho_{\text{г}}$  (цифри біля кривих)

дей). Коефіцієнт фільтрації визначається тими ж фізико-механічними і водними властивостями, що й питомий електричний опір, наявністю "жорстких" і "пластичних" мінералів, глинистістю і діаметром твердих частинок, пористістю і тріщинуватістю і т. п.

Для піщано-глинистих порід коефіцієнт фільтрації змінюється від 0,01 м/добу в глинах до 10 м/добу в крупнозернистих пісках. У такому ж діапазоні (від 1 до 1000 Ом·м) змінюється їхній питомий електричний опір у разі насичення порід прісними водами ( $M < 1-2$  г/л). Отже, спостерігається пропорційний зв'язок між коефіцієнтом фільтрації й питомим опором  $k_{\phi} \approx a_{\phi} \rho$ , де  $a_{\phi}$  – коефіцієнт пропорційності, різний для різних регіонів. Пропорційна залежність  $k_{\phi}$  і  $\rho$  та однаковий інтервал їхніх відносних значень у разі переходу від чистих глин до чистих пісків зумовлені переважно глинистістю пухких осадових порід. Зменшення глинистості приводить до зменшення кількості зв'язаної води як хорошого провідника і до збільшення вільної води, яка є гіршим провідником струму (якщо вода прісна). У результаті зростає коефіцієнт фільтрації  $k_{\phi}$  і питомий опір порід  $\rho$ . Однак інколи цей зв'язок ближчий до степеневого, тоді його можна виразити формулою

$$\lg k_{\phi} = a_{\phi} + b_{\phi} \lg \rho. \quad (1.10)$$

За умови високої мінералізації насичувальних вод ( $M > 3$  г/л) пропорційний зв'язок між  $k_{\phi}$  і  $\rho$  порушується, оскільки на електропровідність у цьому разі переважно впливає мінералізація підземних вод.

Для валунно-галечникових відкладів характерний обернено пропорційний зв'язок між коефіцієнтом фільтрації й питомим опором ( $k_{\phi} = b_{\phi}/\rho$ ), що пояснюється впливом пористості. Збільшення пористості й зменшення цементації (кольматаж простору між твердими частинками) знижує опір і збільшує коефіцієнт фільтрації. Такий же обернено пропорційний зв'язок характерний для скельних, вивержених і осадових порід, оскільки зі збільшенням тріщинуватості й закарстованості зростає їхня загальна пористість і кількість вільної води. Загалом для скельних порід цей зв'язок можна записати у вигляді

$$\lg k_{\phi} = a_{\phi} - b_{\phi} \lg \rho. \quad (1.11)$$

**Таблиця 1.1. Геоелектрофільтраційні параметри,  
між якими можна встановлювати кореляційні зв'язки**

Геофільтраційні параметри	Геоелектричні параметри порід	
	піщано-глинисті	валунно-галечникові й скельні
<b>Коефіцієнти шарів:</b> фільтраційні $k_{\phi}$ м/доб)	$\rho_i$	$1/\rho_i$
водопровідності $T_{vi}=k_{\phi}h_i$ (м <sup>2</sup> /доб)	$T_i = h_i\rho_i = h_i^2/S_i$	$S_i = h_i/\rho_i = h_i^2/T_i$
гідралічного опору $R_{vi}=h_i/k_{\phi i}$ (доб)	$S_i = h_i/\rho_i = h_i^2/T_i$	$T_i = h_i\rho_i = h_i^2/S_i$
<b>Узагальнені коефіцієнти розрізу:</b> водо провідності гідралічного опору		
$T_B = \sum_{i=1}^N k_{\phi i}h$	$T = \sum_{i=1}^N h_i\rho_i$	$S = \sum_{i=1}^N h_i/\rho_i$
$R_B = \sum_{i=1}^N h_i/k_{\phi i}$	$S = \sum_{i=1}^N h_i/\rho_i$	$T = \sum_{i=1}^N h_i\rho_i$
перетікання $B_n = \sqrt{T_B R_B}$	$\sqrt{TS}$	$\sqrt{TS}$
середньої поздовжньої фільтрації $k_{\phi l} = T_B/H$	$T/H$	$S/H$
середньої поперечної фільтрації $k_{\phi n} = H/R_B$	$H/S$	$H/T$
середньої фільтрації $k_{\phi \text{сер}} = \sqrt{T_B/R_B}$	$\rho_{\text{сер}} = \sqrt{T/S}$	$1/\rho_{\text{сер}} = \sqrt{S/T}$
геофільтраційної макроанізотропії $\lambda_B = B_n/H$	$\lambda = \sqrt{TS}/H$	$\lambda = \sqrt{TS}/H$

7. Загальна мінералізація підземних вод  $M$  (у г/л) визначається за такою емпіричною формулою:

$$\lg M = a_M + b_M \lg \rho. \quad (1.12)$$

8. Ступінь засоленості  $C$  (ваговий вміст у ґрунтах і породах мінеральних солей) визначається за формулою

$$\lg C = a_c + b_c \lg \rho. \quad (1.13)$$

У формулах (1.12, 1.13) коефіцієнти  $a_M$ ,  $b_M$ ,  $a_c$ ,  $b_c$  залежать від вологості порід і меншою мірою від їхньої глинистості.

Розглянуті зв'язки між електричними і водно-фізичними властивостями можна використовувати для отримання інших параметрів електрогеофільтраційної моделі середовища. Виходячи з обґрунтованого вище прямо пропорційного (для піщано-глинистих відкладів) і обернено пропорційного (для валунно-галечникових і скельних порід) зв'язків між  $k_\phi$  і  $\rho$ , для горизонтально-шарових середовищ, можна шукати кореляційні зв'язки між геоелектричними параметрами згідно зі схемою, наведеною в табл. 1.1.

### 1.3.6. Електророзвідувальна апаратура

У різних методах електророзвідки реєструються штучні чи природні, постійні чи змінні електромагнітні поля. У методах, заснованих на вивченні штучних полів, використовуються установки для збудження електромагнітного поля й апаратура для його вимірів (реєстрації). Для виконання робіт методами природного поля, природного імпульсного електромагнітного поля землі та магнітотелуричними методами необхідна лише вимірювальна установка.

Електророзвідувальну апаратуру поділяють на *переносну* (портативну) та *електророзвідувальні станції*. Переносна апаратура має невеликі розміри й малу масу, її використовують при вивченні геоелектричного розрізу на невеликих глибинах (до 3 км). В електророзвідувальних станціях вимірювальна апаратура стаціонарно облаштовується на кузові автомобіля, як правило, підвищеної прохідності. До комплекту електророзвіду-

вальної станції входить також джерело живлення (генератор), яке розміщується на кузові іншого автомобіля.

Усю електророзвідувальну апаратуру можна поділити на такі основні класи: *генератори, датчики поля і вимірвачі.*

**Генератори.** Більшість методів електророзвідки (ВЕЗ, ДЕЗ, ЕП, ЧЗ, ЗС та ін.) для збудження первинного поля використовують штучні джерела. Основними характеристиками генераторних установок є такі: форма збуджуваного сигналу (постійний струм, гармонійний струм, прямокутні імпульси, меандр і т. ін.); тип джерела поля (заземлений електричний диполь, індукційний контур-петля або вертикальний магнітний диполь, антена); максимальна сила струму і напруги у вихідному контурі (збуднику поля); робочий інтервал генерованих частот (або часові характеристики генерованих імпульсів); джерело живлення генераторної установки; габаритні розміри апаратури.

У більшості випадків важливо підтримувати якомога більшу силу струму в збуджувальному контурі. Цього можна досягнути методично – зменшуючи опір заземлення, чи апаратурно – змінюючи напругу на виході збудника. Загальна блок-схема генераторних установок зображена на рис. 1.9.



**Рис. 1. 9.** Загальна блок-схема генераторних установок

Перетворювач напруги забезпечує підтримку необхідної напруги у вихідному колі залежно від зміни параметрів збудника поля через коло зворотного зв'язку (як аналогового, так і цифрового) або за командами з пульта управління. Комутатор забезпечує необхідну форму і частоту вихідного сигналу під керуванням задавального генератора. Збудник поля перетворює електричну енергію в необхідну складову електромагнітного поля – електричну чи магнітну (це безпосереднє джерело поля).



### **Датчики для вимірів параметрів електромагнітного поля.**

Датчиком чи первинним вимірювальним перетворювачем називається пристрій, що перетворює значення вимірюваної компоненти електромагнітного поля у вихідний сигнал, зручний для передачі чи реєстрації й функціонально зв'язаний з інформативним параметром вхідного сигналу. За вихідний сигнал частіше за все використовується напруга, значно рідше частота, тривалість імпульсу, струм і т. ін.

Для реєстрації змінних у часі високочастотних магнітних полів використовуються *індукційні датчики* (ІД), що являють собою багатовиткові котушки з феритовим сердечником, або ж незаземлені контури-петлі чи рамки. На виході цих перетворювачів з'являється індукована змінним магнітним полем у котушках чи рамках електрорушійна сила (ЕРС).

Для реєстрації низькочастотних магнітних полів застосовують *кварцові та ферозондові магнітометри*. Чутливим елементом кварцового магнітометра є магніт із дзеркальцем, що обертається на кварцовій нитці. Світловий потік відбивається від дзеркальця і потрапляє на прозору призму під кутом, що залежить від інтенсивності магнітного поля. Після заломлення в призмі світловий потік потрапляє на фотодіоди, на яких з'являється різниця потенціалів. Інтенсивність світлового потоку, а отже, і значення різниці потенціалів на фотодіодах залежить від інтенсивності магнітного поля.

Основою ферозондового магнітометра є чутливий ферозондовий елемент, який складається із двох однакових включених "назустріч" і приєднаних до джерела змінної синусоїдальної напруги частоти  $f = 500 - 1000$  Гц котушок з магнітом'якими пермалоевими сердечниками. За відсутності зовнішнього магнітного поля початкова намагніченість сердечників дорівнює нулю й у вимірюваному колі сигнал відсутній. У разі появи зовнішнього магнітного поля створюється деяка намагніченість пермалоя, і у вимірювальній обмотці буде виникати результативний електричний струм частоти  $2f$ , який залежить від ступеня намагніченості сердечників, а отже, від інтенсивності зовнішнього магнітного поля. Сучасні ферозондові магнітометри трикомпонентні, наприклад магнітометр LEMI-011.

Реєстрацію електричного поля виконують за допомогою *заземленої лінії MN (електричного диполя)*. Для усунення впливу власної поляризації електродів застосовуються неполярні електроди (мідний стрижень у розчині мідного купоросу або графітовий стрижень у графіті) – електроди, що мають досить малу власну поляризацію (на рівні 1–2 мВ). Крім того, у методах опору з цією ж метою застосовується низькочастотний струм типу меандр.

Для вимірів електричних компонент змінних електромагнітних полів Землі, крім електричних диполів, можуть застосовуватися безконтактні ємнісні датчики. У датчиків такого типу дуже високий опір. Високочастотне електричне поле може реєструватися за допомогою антен.

**Вимірювачі.** Це прилади, які призначені для реєстрації електричних сигналів, що з'являються на виході датчиків і функціонально зв'язані з параметрами електромагнітного поля як штучного, так і природного походження. Загальна схема побудови вимірювальної апаратури наведена на рис. 1.10.

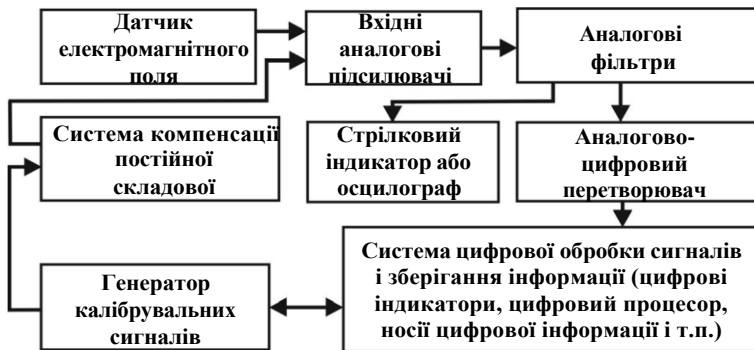


Рис. 1.10. Загальна блок-схема електророзвідувальних вимірювачів

Основні характеристики вимірювачів такі: форма сигналів і компоненти поля, що реєструються, або тип датчиків; кількість каналів; вхідний опір підсилювачів; чутливість каналів; динамічний діапазон; діапазон частот (чи часових параметрів); наявність вбудованих аналогових фільтрів; тип індикатора (стрілко-

вий, цифровий); для цифрової апаратури – період опитування (частота дискретизації); наявність вбудованих носіїв інформації та їхня ємність; можливість автоматизованої обробки даних; джерело живлення.

**Спеціалізація апаратури.** У сучасній польовій електрометрії вимірювальна апаратура, як правило, багатофункціональна і може бути застосовуваною в багатьох методах. В інженерній геофізиці електророзвідувальна апаратура переважно компактна, здатна працювати в переносному варіанті. Немає сенсу наводити принцип дії та технічні характеристики апаратури, адже методологічні й конструктивні підходи при її створенні, як і технічні показники, весь час змінюються і вдосконалюються.

Сучасні апаратурні розробки провідних науково-виробничих закладів достатньо спеціалізовані й фактично являють собою програмно-апаратурні комплекси, які включають технічні засоби вимірювань, програмне забезпечення керуванням роботи технічних засобів і візуалізації експериментальних даних, методику польових робіт, програмне забезпечення для обробки й інтерпретації експериментальних спостережень і візуалізації результатів.

### 1.3.7. Установки методів опору

В електророзвідці на постійному струмі провідною є група методів, яка має назву "*методи опору*". Загальним, що об'єднує методи опору, є те, що всі вони засновані на вимірах параметра, який називається *уявним опором*  $\rho_y$ . Для вимірів  $\rho_y$  застосовують різні за геометрією електрометричні установки, що складаються із живильної (струмової) лінії АВ і приймальної (вимірювальної) лінії MN. Вимір уявного опору провідного середовища, на поверхні якого (чи в якому) розташована та чи інша установка, зводиться до пропускання в нього через заземлення (електроди) А і В живильної лінії АВ постійного чи низькочастотного (до 20 Гц) струму  $I$  і вимірів виникаючої між точками приймальних заземлень М і N різниці потенціалів  $\Delta U_{MN}$ . У результаті уявний опір  $\rho_y$  розраховується за формулою

$$\rho_y = K \cdot \Delta U_{MN} / I, \quad (1.14)$$

де  $K$  – коефіцієнт установки (геометричний коефіцієнт), який визначається в метрах. Для довільного розташування живильних і приймальних електродів коефіцієнт установки розраховується згідно з формулою

$$K = 2\pi / (1/AM - 1/AN - 1/BM + 1/BN), \quad (1.15)$$

де  $AM, AN, BM, BN$  – відстані між відповідними електродами.

Уживання терміна *уявний опір* у прикладній електрометрії пов'язано з тим, що на практиці провідне середовище, вимірювання питомого опору якого здійснюється електророзвідувальною установкою, переважно неоднорідне. Отже, вимірюваному питомому опору недоречно надавати статус "істинного", а доречніше називати його уявним (або ефективним). Він являє собою істинний питомий опір такого фіктивного однорідного ізотропного середовища, у якому для заданої геометрії розташування живильних ( $A$  і  $B$ ) і приймальних ( $M$  і  $N$ ) електродів і сили струму  $I$  на приймальних електродах створюється різниця потенціалів  $\Delta U_{MN}$ , рівна виміряній у реальному неоднорідному середовищі. Уявний опір  $\rho_y$ , як і питомий опір  $\rho$ , має розмірність омметр (Ом·м) і відповідає істинному питомому опору середовища лише у випадку, коли це середовище однорідне та ізотропне. В усіх інших випадках  $\rho_y$  залежить від просторового розподілу питомого опору середовища і певною мірою від типу застосованої установки.

Методи опору поділяються на дві підгрупи – методи електричного зондування (ЕЗ) і методи електричного профілювання (ЕП). Ці методи відрізняються метою досліджень. *Електричні зондування* призначені для вивчення горизонтально- і пологошаруватих розривів, шари яких різняться питомим опором чи поляризованістю. Для цього використовується геометричний принцип регулювання глибинністю досліджень, суть якого полягає в тому, що збільшення відстані між живильними і приймальними лініями (розносу установки) дозволяє отримувати інформацію про все більші глибини.

Методи *електричного профілювання* призначені для вивчення зміни електричних властивостей геоелектричного розриву вздовж профілю чи в межах площі певної ділянки при-

близко на однаковому глибинному рівні. Зрозуміло, що в цьому разі найбільш сприятливим для дослідження розрізом буде вертикально-шаруватий або розріз із крутопохилими шарами. Суть електропрофілювання полягає у вимірах уявного опору на кожному пікеті профілю установкою з незмінною геометрією розташування живильних і приймальних електродів (з постійним розносом), чим забезпечується приблизно однакова глибинність досліджень.

Розглянемо найбільш уживані в методах опору електророзвідувальні установки.

1. *Симетрична чотирьохелектродна установка AMNB.* У даній установці пари електродів А, М і N, В розташовані вздовж однієї лінії симетрично відносно центра установки, яким є центр приймальної лінії MN (точка O). Розносом симетричної чотирьохелектродної установки є половина розміру живильної лінії  $AB/2 = AO = BO$ . Коефіцієнт симетричної чотирьохелектродної установки розраховується за формулою

$$K = \pi \cdot AM \cdot AN / MN, \quad (1.16)$$

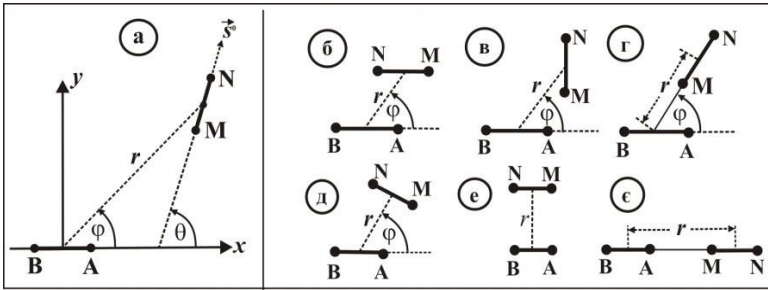
де AM, AN, MN – відстані між відповідними заземленнями. Зондування, які виконуються симетричними установками, називаються вертикальними електричними зондуваннями.

2. *Асиметрична трьохелектродна установка AMNB<sub>∞</sub>.* Ця установка такого ж лінійного типу, як і симетрична чотирьохелектродна, в якій електрод В виноситься в практичну "нескінченність", тобто на відстань до вимірювальної лінії MN, значно більшу (у п'ять разів і більше), ніж відстань електрода А. При цьому віддалений в "нескінченність" електрод В не обов'язково розташовувати на одній лінії з електродами А, М, N. Поле, створюване віддаленим точковим джерелом струму В у точках вимірювання різниці потенціалів, знехтувано мале порівняно з полем, створюваним точковим джерелом А. Отже, цю установку можна вважати трьохелектродною, у якій електричне поле створюється однополярним точковим джерелом А, з якого стікає в середовище струм  $I$ . В окремих випадках вертикальні електричні зондування та електричні профілювання виконуються такими асиметричними трьохелектродними установками. Роз-

носом трьохелектродної установки АО є відстань між живильним електродом А і центром О вимірювальної лінії MN. Коефіцієнт трьохелектродної установки розраховується за формулою

$$K = 2\pi \cdot AM \cdot AN / MN. \quad (1.17)$$

3. *Дипольні установки.* Для вимірів уявного опору в методах опору застосовують також дипольні установки, в яких живильний диполь АВ і приймальний диполь MN просторово розділені. На рис. 1.11 наведені дипольна установка загального виду (а), а також її часткові варіанти (б–є): паралельна ( $\theta = 0^\circ$ ), ортогональна (перпендикулярна,  $\theta = 90^\circ$ ), радіальна ( $\theta = \phi$ ), азимутальна ( $\theta = \pi/2 + \phi$ ), екваторіальна ( $\phi = \pi/2, \theta = 180^\circ$ ) та осьова ( $\phi = \pi/2, \theta = 0^\circ$ ).



**Рис. 1.11. Дипольні установки:**

а – загального виду; б – паралельна; в – ортогональна (перпендикулярна); г – радіальна; д – азимутальна; е – екваторіальна; е – осьова

У наведених дипольних установках кут  $\phi$  – це кут між віссю живильного диполя та лінією, що з'єднує центри живильного АВ і приймального MN диполів (рознос  $r$  установки), і називається *полярним кутом*. В установці загального виду просторова орієнтація приймального диполя MN довільна і задається ортом  $\hat{s}^0 = \cos \theta \hat{i} + \sin \theta \hat{j}$ , де  $\theta$  – кут між віссю живильного диполя і напрямком просторової орієнтації диполя MN.

Зондування, виконувані дипольними установками, називаються дипольними зондуваннями, а профілювання – дипольними профілюваннями (ДП). Коефіцієнти для дипольних установок різних типів у формулі розрахунку уявного опору (1.14) такі:

а) для установки загального виду

$$K_s = \left[ \frac{2\pi r^3}{AB \cdot MN \cdot (3\cos\varphi \cos(\theta - \varphi) - \cos\theta)} \right] \cdot a; \quad (1.18)$$

б) для паралельної установки

$$K_x = \left[ \frac{2\pi r^3}{AB \cdot MN \cdot (3\cos^2\varphi - 1)} \right] \cdot b; \quad (1.19)$$

в) для ортогональної установки

$$K_y = \left[ \frac{2\pi r^3}{3AB \cdot MN \cdot \sin\varphi \cdot \cos\varphi} \right] \cdot c; \quad (1.20)$$

г) для радіальної установки

$$K_r = \left[ \frac{\pi r^3}{AB \cdot MN \cdot \cos\varphi} \right] \cdot d; \quad (1.21)$$

д) для азимутальної установки

$$K_\varphi = \left[ \frac{2\pi r^3}{AB \cdot MN \cdot \sin\varphi} \right] \cdot e; \quad (1.22)$$

е) для екваторіальної установки

$$K_{екв} = \left[ \frac{2\pi r^3}{AB \cdot MN} \right] \cdot f; \quad (1.23)$$

є) для осьової установки

$$K_{ос} = \left[ \frac{\pi r^3}{AB \cdot MN} \right] \cdot g. \quad (1.24)$$

У наведених формулах (1.18)–(1.24)  $a, b, c, d, e, f, g$  є додатковими функціональними коефіцієнтами, що враховують ступінь дипольності установок. Значення їх близькі до 1, для ідеа-

льних дипольних установок ( $AB/r \rightarrow 0$  й  $MN/r \rightarrow 0$ ) вони дорівнюють 1. Для осьової та екваторіальної установок, які є частковими варіантами відповідно радіальної (коли  $\phi = 0^\circ$ ) та азимутальної (коли  $\phi = 90^\circ$ ) установок, значення коефіцієнтів дипольності  $f$  і  $g$  розраховуються згідно з формулами

$$f = 0,5 \left\{ \left| \left[ 1 + \left( \frac{AB + MN}{2r} \right)^2 \right] \right| \cdot \sqrt{1 + \left( \frac{AB - MN}{2r} \right)^2} + \left| \left[ 1 + \left( \frac{AB - MN}{2r} \right)^2 \right] \right| \cdot \sqrt{1 + \left( \frac{AB + MN}{2r} \right)^2} \right\}, \quad (1.25)$$

$$g = \left| \left[ 1 - \left( \frac{AB + MN}{2r} \right)^2 \right] \right| \cdot \left| \left[ 1 - \left( \frac{AB - MN}{2r} \right)^2 \right] \right|. \quad (1.26)$$

Для інших типів установок додаткові коефіцієнти  $a, b, c, d, e$ , що враховують дипольність реальних установок, виражаються хоча й елементарними, але суттєво більш громіздкими співвідношеннями. Ці коефіцієнти можуть визначатися за спеціальними номограмами.

4. *Установка серединного градієнта* (СГ). Ця установка відносно часто використовується в методах опорів і викликаної поляризації в модифікації електропрофілювання (ЕП-СГ та ВП-СГ). Складається вона із живильної лінії АВ, розмір якої суттєво (у 5–10 разів) перевершує необхідну глибинність дослідження. Заземленнями А й В в установці СГ є закріпленими (фіксованими). Спостереження поля виконуються в межах центрального "планшета" лінії АВ, розміри якого  $(1/3 \text{ АВ}) \times (1/3 \text{ АВ})$ . Особливістю такої установки є те, що в процесі переміщення вимірювальної лінії MN уздовж профілю певною мірою змінюється геометрія установки, а отже, і її коефіцієнт. Так, при підрахунку уявного опору визначення коефіцієнта установки доводиться здійснювати згідно із загальною формулою (1.15). Раніше для визначення коефіцієнтів установки серединного градієнта користувалися спеціальними наперед розрахованими номограмами.



У прикладній електрометрії діє досить важливий принцип, який називається *принципом взаємності*. Суть його полягає у твердженні: від зміни призначення живильних і приймальних заземлень результат виміру уявного опору не зміниться. Цей принцип поширюється також на будь-які методичні системи електророзвідки, засновані на вимірах електромагнітних полів, створених контрольованими (штучними) джерелами. У деяких випадках використання цього принципу дозволяє оптимізувати технологію експериментальних робіт.

### 1.3.8. Методика електричних зондувань

Основним завданням електричних зондувань є вивчення зміни питомого електричного опору порід з глибиною і на цій основі – розчленування геоелектричного розрізу на окремі шари (пласти), що різняться питомими опорами. Практична реалізація електричних зондувань ґрунтується на дистанційному принципі – залежності глибинності дослідження від розносу застосованої установки. У результаті багаторозносних вимірів уявного опору  $\rho_y$  отримують криву зондування – залежність  $\rho_y$  від розносу установки (приклад кривої БЕЗ наведено на рис. 1.12). Оскільки рознос є регулятором глибини дослідження, криві зондувань дозволяють отримати інформацію про зміну електричних властивостей геоелектричного розрізу з глибиною.

**Вертикальне електричне зондування.** Вертикальне електричне зондування в інженерній геофізиці виконується здебільшого симетричною чотирьохелектродною градієнт-установкою АМNB, в якій  $MN \leq 1/3AB$ . В окремих випадках застосовується асиметрична трьохелектродна установка АМNB<sub>∞</sub>.

Під час виконання зондувань розноси установок ( $AB/2$  чи  $AO$ ) збільшуються в геометричній прогресії з коефіцієнтом прогресії 1,2–1,5. У процесі вимірювань збільшення розносів  $AB$  призводить до зменшення вимірюваної різниці потенціалів завдяки геометричному згасанню поля. Тому для підвищення амплітуди вимірюваного сигналу на певних розносах  $AB/2$  ( $AO$ ) виконується перехід на збільшені розміри лінії  $MN$ . Цей перехід здійснюється з перекриттям  $\rho_y$  на двох розносах  $AB/2$ , на кожному з яких вимі-

ри виконуються за меншого і більшого розміру приймальної лінії (рис. 1.12). У точках перекриття виміряні значення уявного опору не повинні відрізнятись більше ніж на 5 %.

Сьогодні переважно виконують відносно малоглибинні ВЕЗ (глибинність досліджень не перевищує 1000 м). В інженерній та екологічній геофізиці при вивченні малих глибин (до 10–30 м) застосовують мікроелектричні зондування (МЕЗ). Ці зондування виконуються мікроустановками, у яких суттєво зменшені початкові розміри АВ/2 (чи АО) і відповідно розміри приймальної лінії, а також підвищена густина розносів застосовуваної установки. Глибинність вертикальних електричних зондувань залежить не тільки від розмірів живильної лінії АВ, а й від структури геоелектричного розрізу. Так, у разі зондувань геоелектричного розрізу типу Н глибинність досліджень за однакових розмірів АВ буде більшою, ніж у випадку електричних зондувань розрізу типу А. Практичний досвід свідчить, що глибинність зондувань залежно від структури геоелектричного розрізу може змінюватися в межах від 1/4 до 1/10 АВ.

Основними вимогами до системи спостережень методом ВЕЗ є такі: 1) максимальні розноси мають у 3–10 разів перевищувати проектні глибини досліджень, а їхні напрямки, вибрані з урахуванням геологічних особливостей району і зручності проведення робіт, не повинні відхилятися від прямої лінії на кут, більший 10°; 2) відстань між центрами ВЕЗ (точками запису), або крок спостережень, залежать від мінливості поля і складності геоелектричного розрізу і має бути меншою максимального розносу, а в масштабі видаваної карти становити 1–3 см; 3) відстань між профілями ВЕЗ при площовій зйомці може бути в декілька разів більшою за крок спостережень, а профілі мають бути спрямовані поперек простягання геологічних структур і вздовж витягнутих форм рельєфу; 4) відхилення значень уявного опору, розрахованих за результатами повторних вимірів на кожному п'ятому-десятому розносі, кількість яких має становити близько 5 %, не повинна перевищувати  $\pm 5$  % у разі звичайних спостережень і  $\pm 3$  % у разі робіт з підвищеною точністю (згущення розносів, збільшення повторних спостережень).

У результаті виконання електричного зондування отримують криву ВЕЗ (рис. 1.12) – залежність  $\rho_y$  від  $AB/2$  чи  $AO$  (для трьох-електродної установки). Криві ВЕЗ зазвичай будують у логарифмічному масштабі (модуль 6,25 см за рядової зйомки і 10 см у разі зйомки підвищеної точності). Вони візуально відображають структуру геоелектричного розрізу і в інформативному відношенні на якісному рівні характеризують зміну середнього позовжнього опору розрізу з глибиною  $\rho_l(z)$ .

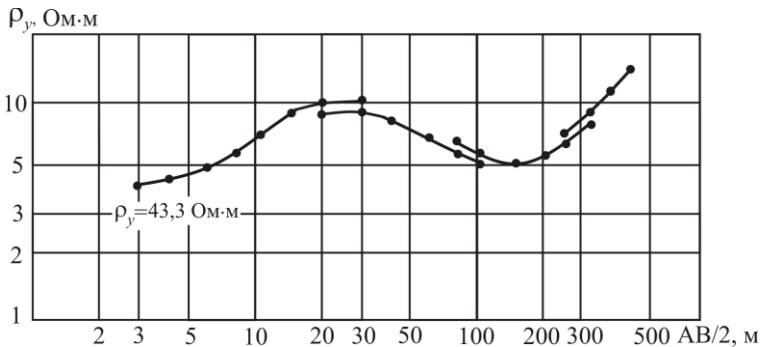


Рис. 1.12. Крива вертикального електричного зондування

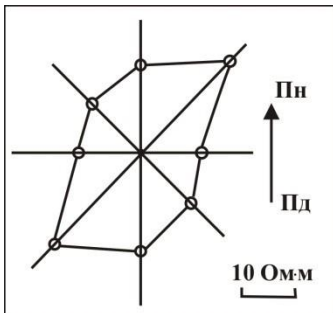


Рис. 1.13. Кругова діаграма уявного опору

Крім лінійних ВЕЗ, коли розноси установок збільшуються вздовж одного азимуту, зондування можна виконувати вздовж двох (хрестове зондування), чотирьох чи шести (кругове зондування) азимутів із закріпленим центром установок. Хрестові й особливо кругові зондування виконують з метою оцінки ступеня однорідності геоелектричного розрізу в горизонтальному напрямку, ступеня і напрямку тріщинуватості порід, наявності в геоелектричному розрізі анізотропії. За даними кругових ВЕЗ для ряду фіксованих розносів будують кругові діаграми уявного опору. Побудову кругової діаграми здійснюють так: уздовж ко-

жного азимутального напрямку установки вимірний уявний опір  $\rho_y$  зображують відкладеними в певному масштабі відрізками, кінці яких з'єднують лініями. На рис. 1.13 наведено приклад кругової діаграми уявного опору для фіксованого розносу живильної лінії АВ/2.

**Дипольні електричні зондування.** Основу дипольних електричних зондувань, так само як і ВЕЗ, становить геометричний принцип. Глибинність дослідження регулюється розносом  $r$  дипольних установок, тобто відстанню між центрами живильного й приймального диполів. Збільшуючи рознос установки і вимірюючи на кожному розносі уявний опір (ф. 1.14), отримують криву дипольного зондування.

Дипольні зондування можуть виконуватися різними типами установок (рис. 1.11). На практиці використовують радіальну, азимутальну, екваторіальну й осьову установки (найбільш уживані дві останні). Відповідно дипольні електричні зондування з використанням цих установок називаються радіальними (ДРЗ), азимутальними (ДАЗ), осьовими (ДОЗ) та екваторіальними (ДЕЗ).

В азимутальній установці приймальний диполь  $MN$  перпендикулярний до радіуса  $r$ , у радіальній – направлений вздовж напрямку радіуса  $r$ . У процесі зондувань мають виконуватися такі умови відносно параметрів цих установок: для радіальної  $AB < 0,2r$ ;  $MN < 0,1r$ ;  $-30^\circ < \phi < +30^\circ$ ; для азимутальної  $AB < 0,6r$ ;  $MN < 0,2r$ ;  $70^\circ < \phi < 110^\circ$ . Умови для співвідношення розмірів живильного і приймального диполів розносу в установках осьового й екваторіального типів залишаються такими ж, як і для радіальної та азимутальної відповідно, оскільки осьова й екваторіальна установки є частковими варіантами останніх.

Точкою зондування дипольними установками є центр розносу  $r$ , а тому обґрунтованою методикою виконання дипольних зондувань є симетричне синхронне віддалення живильного і приймального диполів відносно цієї точки. Така методика реалізується здебільшого в разі неглибоких зондувань. На практиці часто використовують методику, згідно з якою живильний диполь АВ залишається закріпленим, а приймальний віддаляється від нього. Це зумовлено тим, що живильний диполь вимагає

грунтового облаштування заземлень з метою оптимального використання потужності джерела напруги.

Повноцінне виконання дипольних зондувань передбачає виміри уявного опору на 20–25 розносах, збільшення яких реалізується за законом геометричної прогресії з коефіцієнтом 1,2–1,3. З віддаленням приймального диполя MN від живильного АВ напруженість електричного поля зменшується завдяки його геометричному згасанню. Отже, це спонукає до збільшення розмірів вимірювальної лінії MN з метою забезпечення необхідного амплітудного рівня вимірюваної різниці потенціалів. При виконанні глибинних дипольних зондувань, починаючи з певних розносів, доводиться також збільшувати розміри живильного диполя АВ без зміни положення його центра. Перехід на вимірювальний чи живильний диполі більших розмірів відбувається з перекриттям вимірів на двох розносах за такою ж методикою й умовами, як і в методі ВЕЗ.

Застосування "асиметричної" методики виконання дипольних зондувань, коли збільшення розносу установки здійснюється завдяки поступовому віддаленню приймального диполя MN від нерухомого живильного АВ, призводить до невизначеності точки запису (точки прив'язки) отримуваної кривої ДЗ. Це пов'язано з тим, що центр розносу  $r$  постійно зміщується зі зміною відстані диполя MN від закріпленого АВ. При горизонтально-шаровому розрізі це питання не є принциповим і крива ДЗ звичайно відноситься до центра диполя АВ. При похилому заляганні шарів геоелектричного розрізу це питання стає актуальним.

Для вирішення питання просторової прив'язки точки запису кривих ДЗ зондування виконують за методикою двосторонніх вимірювань, а саме – живильний диполь АВ залишається закріпленим, а два приймальні диполі MN і  $M_1N_1$  розносять у різні боки від нього. У результаті двостороннього зондування отримують дві криві ДЗ –  $\rho_y^+(r)$  і  $\rho_y^-(r)$ . Розраховану середню криву

$$\rho_{y, \text{сеп}} = (\rho_y^+ + \rho_y^-) / 2 \text{ відносять до центра живильного диполя АВ.}$$

Ця крива й підлягає кількісній інтерпретації, а самі криві  $\rho_y^+$  та  $\rho_y^-$  несуть також досить цінну інформацію. Зокрема, за ними можна визначити напрямок падіння геоелектричних шарів.

### 1.3.9. Інтерпретація електричних зондувань

Завдання інтерпретації даних електричних зондувань полягає в отриманні обґрунтованого уявлення про геоелектричну будову ділянки досліджень. Слід відзначити, що більшість операцій з обробки даних та їхньої інтерпретації на сучасному етапі виконуються із застосуванням комп'ютерних технологій. Як і в інших геофізичних методах, так і в методах прикладної електрометрії, експериментальні дані (криві зондувань) підлягають як якісній, так і кількісній інтерпретації.

**Особливості інтерпретації даних електромагнітних зондувань в інженерній геофізиці.** Класична задача інтерпретації даних електричних та електромагнітних зондувань полягає в розчленуванні по кривих уявних опорів геоелектричного розрізу на окремі шари, установлення їхніх товщин  $h_i$  і питомих опорів  $\rho_i$  у припущенні, що отримані криві зондувань відповідають розрізу, модель якого горизонтально-шарова. Інженерна геофізика в основному малоглибинна, глибинність досліджень здебільшого не перевершує 100 м. У цих умовах виникає низка особливостей, що призводять до ускладнень як методичного, так і інтерпретаційного характеру.

1. У розрізі можуть бути присутніми шари, товщини яких малі порівняно з глибинами їхнього залягання. Це сприяє широким межах дії принципу еквівалентності й у підсумку – зниженню ступеня коректності отриманого розв'язку оберненої задачі.

2. Часто верхня частина розрізу є неоднорідною в латеральному напрямку. Неоднорідність ВЧР пов'язана з виклинюванням пластів, наявністю крутих кутів падіння контактних поверхонь, зі зміною літології, тріщинуватості, обводненості порід, що спричинює зміну питомого опору шарів. Невитриманість властивостей шарів по латералі суттєво ускладнює вибір закріплюваних у процесі інтерпретації параметрів проміжних горизонтів, що підвищує ймовірність отримання неоднозначних результатів інтерпретації.

3. Часто інженерно-геофізичні вишукування проводяться в умовах високого рівня технічних завдань – дороги, металеві конструкції, будівлі і т. ін., що змушує погіршувати методичні схеми

робіт, у результаті знижується повнота та якість вихідних експериментальних даних, особливо в разі великомасштабних робіт.

Відмічені особливості геофізичних досліджень в умовах ВЧР суттєво ускладнюють отримання високоякісних і надійних результатів інтерпретації електромагнітних зондувань. Усе це вимагає використовувати в процесі геофізичних вишукувань усю наявну різноманітну геолого-гідрогеологічну інформацію по району досліджень – зйомки різного призначення, свердловини і гірничі виробки, дослідні роботи у свердловинах, шурфах і т. ін. Така додаткова інформація полегшує процес інтерпретації даних зондувань, особливо на стадії геологічного тлумачення.

Подоланню відмічених труднощів сприяють такі кроки: а) використання в процесі інтерпретації не тільки самих кривих зондувань, а й їхніх диференціальних та інтегральних характеристик; б) застосування завадостійкої багатоканальної виміральної апаратури і систем збору інформації, групування і накопиченням сигналів; в) застосування більш складних фізико-геологічних інтерпретаційних моделей середовища – дво- та тривимірних; 3) комплексування з інженерно-геологічними, гідрогеологічними та іншими геофізичними методами для встановлення статистичних і логіко-емпіричних зв'язків між електричними і геолого-гідрогеологічними та фізико-механічними параметрами середовища.

Інтерпретацію даних електричних та електромагнітних зондувань при інженерно-геологічних і гідрогеологічних дослідженнях необхідно виконувати в такій логічній послідовності.

1. На основі якісного аналізу кривих зондувань і зіставлення електричних шарів з геологічними оцінюють загальну геоелектричну характеристику району робіт з метою попереднього вибору геолого-геофізичної моделі досліджуваного району та оцінки можливості вирішення поставленої задачі.

2. Проводять попередню кількісну інтерпретацію параметричних зондувань для ув'язки електричних і геолого-гідрогеологічних горизонтів і побудови геолого-геофізичної моделі всієї ділянки чи її кусково-однорідних частин.

3. Виконується кількісна інтерпретація всіх кривих зондувань з отриманням усіх можливих пошарових і узагальнених параметрів розрізу, виконуються відповідні графічні побудови.





Функція  $R_1(m)$  містить повну інформацію про структуру геоелектричного розрізу, у зв'язку з чим її інколи називають *кern-функцією*. Для двошарового розрізу з параметрами  $h_1, \rho_1, \rho_2$  розв'язок прямої задачі подається в елементарному вигляді:

$$\rho_y(r) = \rho_1 \left\{ 1 + 2 \sum_{j=1}^{\infty} \frac{k^j r^3}{3} \right\} \left| \frac{1}{\left[ r^2 + (2jh_1)^2 \right]^{3/2}} \right|,$$

де  $k = (\rho_2 - \rho_1)/(\rho_2 + \rho_1)$  – коефіцієнт відбиття.

Аналіз асимптотичної поведінки рекурентного ядра (1.28) і розв'язку прямої задачі (1.27), дозволяє встановити такі асимптотичні властивості кривих електричних зондувань:

$$\rho_y(r) \Big|_{r \rightarrow 0} = \rho_1; \quad \rho_y(r) \Big|_{\substack{r \rightarrow \infty \\ \rho_N \neq \infty}} = \rho_N. \quad (1.29)$$

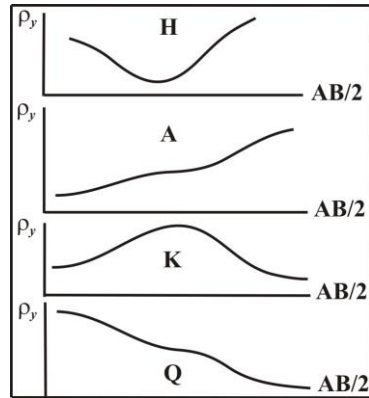
$$\rho_y(r) \Big|_{\substack{r \rightarrow \infty \\ \rho_N = \infty}} = r/S. \quad (1.30)$$

Співвідношення (1.29) свідчать, що на малих розносах асимптотою кривих ВЕЗ є істинний питомий опір першого шару  $\rho_1$ , а на великих розносах асимптотою кривих електричних зондувань у разі провідної основи розрізу ( $\rho_N \neq \infty$ ) є її істинний питомий опір  $\rho_N$ . У разі непровідної основи розрізу ( $\rho_N = \infty$ ) на асимптотично великих розносах уявний опір  $\rho_y$  (1.30) залежить прямо пропорційно від розносу установки  $r = AB/2$  і обернено пропорційно від сумарної поздовжньої провідності  $S$  геоелектричного розрізу. Графічне зображення цієї асимптоти в логарифмічному масштабі (масштаб побудови кривих зондувань) має вигляд висхідної під кутом  $45^\circ$  прямої лінії, ("лінія  $S$ "). За цією асимптотою досить просто визначити надзвичайно важливу узагальнену характеристику розрізу, якою є його сумарна поздовжня провідність  $S$ . Цей параметр обчислюється як відношення координат  $AB/2$  і  $\rho_y$  довільної точки, розташованої на проведеній під кутом  $45^\circ$  лінії  $S$ :

$$S = r/\rho_y = (AB/2)/\rho_y. \quad (1.31)$$

При визначенні  $S$  доречніше брати на проведеній лінії  $S$  таку точку, у якій значення координати  $\rho_y$  кратне 10. Зокрема, якщо  $\rho_y = 1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ , то  $S = AB/2$ .

Криві електричного зондування, так само як і геоелектричні розрізи, типізуються. Принцип типізації кривих зондувань аналогічний принципу типізації самих геоелектричних розрізів (див. п. 1.3.5). Так, за співвідношеннями опорів у шарах зверху вниз тришарові криві поділяються на чотири типи:  $H(\rho_1 > \rho_2 < \rho_3)$ ,  $A(\rho_1 < \rho_2 < \rho_3)$ ,  $K(\rho_1 < \rho_2 > \rho_3)$ ,  $Q(\rho_1 > \rho_2 > \rho_3)$  (рис. 1.14). Позначення типу кривих ВЕЗ для багатшарових розрізів складається з позначень типів тришарових кривих, якими може бути представлений геоелектричний розріз. Так, крива ВЕЗ, зображена на рис. 1.12, має тип КН.



**Рис. 1.14.** Типи кривих електричних зондувань

Аналіз експериментальних даних і розрахунків для різних геоелектричних розрізів свідчить, що кривим електричних зондувань властива *еквівалентність*, суть якої полягає у відсутності однозначної відповідності кривої зондування одному геоелектричному розрізу. Ця особливість кривих належить до виключно практичної категорії, оскільки теоретично пряма задача має єдиний розв'язок. Так, для тришарових розрізів розрізняють два принципи еквівалентності – за поздовжньою провідністю ( $S_2 = h_2/\rho_2$ ) та за поперечним опором ( $T_2 = h_2\rho_2$ ) проміжного горизонту. Еквівалентність по  $S_2$  характерна для розрізів типу Н і А, а по  $T_2$  – для розрізів типу К і Q. Два розрізи типу Н чи А вважаються еквівалентними (такими, яким відповідає одна і та ж крива зондування), якщо в них однакова поздовжня провідність проміжних горизонтів, тобто  $h_2/\rho_2 = h_2'/\rho_2'$  (за умови, що  $h_1$ ,  $\rho_1$  і  $\rho_3$  однакові для обох розрізів). Відповідно за таких же

умов два розрізи типу К чи Q еквівалентні, якщо в них однакові поперечні опори проміжних шарів ( $h_2' \rho_2' = h_2 \rho_2$ ).

Оскільки принцип еквівалентності є практичною категорією (відмінність між кривими ВЕЗ для еквівалентних розрізів завжди має місце, але вона несуттєва, напр. до 5%), то існують межі дії цього принципу. Зокрема, за значної товщини проміжного горизонту принцип еквівалентності практично не діє, а в разі малопотужного проміжного шару він має досить широкі межі своєї дії. Наявність еквівалентності призводить до неоднозначності результатів інтерпретації. Тому для регуляризації процесу кількісної інтерпретації кривих ВЕЗ досить (бажано заздалегідь) знати один із параметрів проміжних горизонтів – товщину чи питомий опір. Частіше за все закріплюють питомий опір.

Між кривими дипольних градієнт-зондувань і кривими однополюсних градієнт-зондувань (кривими ВЕЗ  $\rho_y(r)$  (ф. 1.27)) існує аналітичний зв'язок. Його вигляд для кривих дипольних градієнт-зондувань  $\rho_s(r)$ , отримуваних установкою загального виду (рис. 1.11, а), такий:

$$\rho_s(r) = \rho_y(r) - \left[ \frac{1}{2 + \operatorname{tg}\phi \cdot \operatorname{tg}(\theta - \phi)} \right] \cdot r \frac{\partial \rho_y}{\partial r}. \quad (1.32)$$

Аналітичними зв'язками кривих дипольних градієнт-зондувань, отримуваних іншими установками, зображеними на рис. 1.11б–1.11е, є відповідні часткові варіанти співвідношення (1.32):

а) для кривих дипольних паралельних градієнт-зондувань ( $\theta = 0^\circ$ )

$$\rho_x(r) = \rho_y(r) - \left( \frac{1}{2 - \operatorname{tg}^2\phi} \right) \cdot r \frac{\partial \rho_y}{\partial r}; \quad (1.33)$$

б) для кривих дипольних перпендикулярних градієнт-зондувань ( $\theta = 90^\circ$ )

$$\rho_{\perp}(r) = \rho_y(r) - \frac{1}{3} \cdot r \frac{\partial \rho_y}{\partial r}; \quad (1.34)$$

в) для кривих дипольних радіальних ( $\theta = \phi$ ) та осьових ( $\theta = \phi = 0^\circ$ ) градієнт-зондувань

$$\rho_r(r) = \rho_{oc}(r) = \rho_y(r) - \frac{1}{2} \cdot r \frac{\partial \rho_y}{\partial r}; \quad (1.35)$$

г) для кривих дипольних азимутальних ( $\theta = \phi + \pi/2$ ) та екваторіальних ( $\phi = \pi/2, \theta = 0^\circ$ ) градієнт-зондувань

$$\rho_\phi(r) = \rho_{екв}(r) = \rho_y(r). \quad (1.36)$$

Наведені співвідношення свідчать, що криві дипольних азимутальних (ДАЗ) і екваторіальних (ДЕЗ) градієнт-зондувань збіжні з кривими ВЕЗ, а криві дипольних градієнт-зондувань інших видів мають диференціальний зв'язок з ними.

На практиці криві дипольних зондувань будують на логарифмічних бланках як залежність уявного опору від діючого розносу  $r_s$ , який для дипольної установки загального виду записується так:

$$r_s = \left[ \frac{1 + \operatorname{tg}\phi \cdot \operatorname{tg}(\theta - \phi)}{2 + \operatorname{tg}\phi \cdot \operatorname{tg}(\theta - \phi)} \right] r. \quad (1.37)$$

Діючі розноси для різних типів дипольних зондувань є частковими варіантами (1.37) і зв'язані з істинними розносами  $r$  такими співвідношеннями:

а) для дипольних паралельних градієнт-зондувань ( $\theta = 0^\circ$ )

$$r_x = \left( \frac{1 - \operatorname{tg}^2\phi}{2 - \operatorname{tg}^2\phi} \right) r; \quad (1.38)$$

б) для дипольних перпендикулярних градієнт-зондувань ( $\theta = 90^\circ$ )

$$r_\perp = \frac{2}{3} \cdot r; \quad (1.39)$$

в) для дипольних радіальних ( $\theta = \phi$ ) та осьових ( $\theta = \phi = 0^\circ$ ) градієнт-зондувань

$$r_r = r_{oc} = 0,5r; \quad (1.40)$$

г) для дипольних азимутальних ( $\theta = \phi + \pi/2$ ) та екваторіальних ( $\phi = \pi/2, \theta = 0^\circ$ ) градієнт-зондувань діючі розноси відповідають істинним

$$r_\phi = r_{\text{екв}} = r. \quad (1.41)$$

Асимптотою кривих ДЗ на малих розносах є питомий опір першого шару:  $\rho_s(r)_{r \rightarrow 0} = \rho_1$ . При цьому особливістю асимптотичної поведінки кривих дипольних радіальних і осьових градієнт-зондувань є їхній вихід на асимптоту  $\rho_1$  з незначною осциляцією навколо неї.

У разі провідної основи геоелектричного розрізу ( $\rho_N \neq \infty$ ) асимптотою кривих дипольних градієнт-зондувань на великих розносах є питомий опір цієї основи (останнього шару):  $\rho_s(r)_{r \rightarrow \infty} = \rho_N$ . Якщо основа геоелектричного розрізу є ізолятором ( $\rho_N = \infty$ ), то асимптоти кривих різнотипних дипольних градієнт-зондувань на великих асимптотичних розносах є однаково функціонально залежними від діючого розносу  $r_s$ , як і асимптоти кривих ВЕЗ від розносу  $r = AB/2$  (ф. 1.30):

$$\rho_s(r)_{\substack{r \rightarrow \infty \\ \rho_N = \infty}} = r_s / S, \quad (1.42)$$

де  $S$  – сумарна поздовжня провідність геоелектричного розрізу. Графічне зображення асимптоти (1.42) в логарифмічному масштабі таке ж, як і в методі ВЕЗ – це пряма висхідна лінія ("лінія  $S$ "), нахилена під кутом  $45^\circ$ . За координатами будь-якої точки, розташованої на цій лінії, можна визначити сумарну поздовжню провідність геоелектричного розрізу за такою ж формулою, як і в методі ВЕЗ (1.31)

$$S = r_s / \rho_s, \quad (1.43)$$

де  $r_s$  – діючий рознос відповідного виду дипольних градієнт-зондувань. З метою визначення  $S$  здійснюється побудова кривої  $\rho_s$  у функціональній залежності від діючого розносу  $r_s$ , роз-

рахунок якого виконується згідно з формулами (1.37–1.41) відповідно до виду дипольних градієнт-зондувань.

Для кривих дипольних зондувань властива така ж еквівалентність, як і для кривих ВЕЗ. Варто також відмітити, що глибинність дипольних зондувань різна і залежить від виду застосовуваних дипольних установок. Так, глибинність зондувань дипольними азимутальною та екваторіальною установками практично така ж, як і зондувань симетричною чотирьохелектродною чи асиметричною трьохелектродною установками (установками методу ВЕЗ). Найменш глибинними є дипольне радіальне зондування (ДРЗ) та дипольне осьове зондування (ДОЗ) як частковий випадок радіального. Їхня глибинність приблизно у два рази менша від глибинності вертикально електричного зондування симетричними установками.

**Якісна інтерпретація даних електричних зондувань.** Якісна інтерпретація спрямована на визначення загальних закономірностей геологічної будови досліджуваного району та оцінки імовірних зон знаходження тих чи інших геологічних структур. Методи якісної інтерпретації ґрунтуються на зв'язку між особливостями будови геоелектричного розрізу і параметрами кривих електричних зондувань. Зазвичай на етапі якісної інтерпретації виконують побудову різних карт, графіків і розрізів, а саме: а) карти типів кривих зондувань; б) карти ізоом; в) вертикальні розрізи ізоом; г) карти ізоліній сумарної поздовжньої провідності та інші, зокрема карти ізоліній ординат та абсцис екстремальних точок кривих зондувань ( $\rho_{y,\min}$ ,  $\rho_{y,\max}$ ,  $(AB/2)_{\min}$ ,  $(AB/2)_{\max}$ ), які дають якісне уявлення про зміну товщини проміжного горизонту та глибини до його поверхні. Крім того, на етапі якісної інтерпретації застосовують графоаналітичні способи, які включають виконання різноманітних диференціальних трансформацій кривих зондувань і побудову на цій основі їхніх розрізів і кореляційних планів, а також визначення ступеня горизонтальної й вертикальної неоднорідності розрізу і значень його узагальнених характеристик за диференціальними та інтегральними трансформантами. Необхідно зауважити, що методи якісної ін-

терпретації даних електричних зондувань методами опору застосовні також і для інших видів електромагнітних зондувань.

*Карти типів кривих зондувань* схематичні й показують розподіл ділянок розповсюдження однотипних і близьких за типом кривих ВЕЗ. Ці карти несуть інформацію про особливості загальної геологічної будови району досліджень.

*Карти ізоом уявних опорів* – карти ізоліній уявного опору, побудовані в горизонтальній площині за значеннями  $\rho_{\Pi}$  для фіксованого розносу зондувальної установки. Ці карти будуються при площових електричних зондуваннях. Така карта (чи набір карт для різних розносів) якісно відображає зміну електричних властивостей розрізу в горизонтальному напрямку на приблизно однаковому глибинному рівні.

*Карти ізоліній сумарної поздовжньої провідності  $S$* . Ці карти будуються при площових дослідженнях методами зондувань (ВЕЗ, ДЗ) у районах, основу геоелектричних розрізів яких становлять породи з дуже високим питомим опором ( $\rho_N \rightarrow \infty$ ). Побудова таких карт виконується за результатами визначення сумарної поздовжньої провідності по проведених до кривих зондувань під кутом  $45^\circ$  асимптотичних лініях  $S$ . Для визначення  $S$  можна скористатися не однією точкою на проведеній асимптоті, а декількома, вирахувати декілька значень цього параметра (ф. 1.31, 1.43) і взяти їхнє середнє арифметичне.

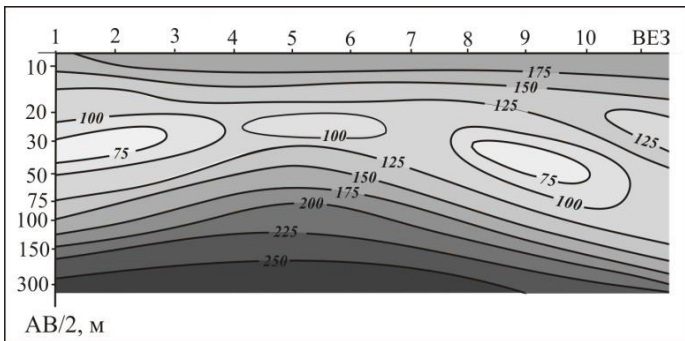
Карти  $S$  якісно відображають зміну сумарної потужності  $H$  надопорної провідної частини геоелектричного розрізу, тобто глибини до поверхні його високоомної основи. За умови, коли середній поздовжній опір на площі досліджень постійний або мало змінюється, карти  $S$  можуть бути трансформовані в карти глибин за формулою  $H = S\rho_l$ . Значення  $\rho_l$  знаходять за результатами параметричних ВЕЗ на свердловинах:  $\rho_l = H_0/S_0$ , де  $H_0$  – потужність надопорної частини розрізу, яка відома за даними буріння;  $S_0$  – сумарна поздовжня провідність розрізу, визначена за параметричною кривою ВЕЗ. Сумарна поздовжня провідність є параметром, який може служити також для

оцінки інженерно-геологічних чи гідрогеологічних особливостей надопорної товщі порід (табл. 1.1).

*Вертикальні розрізи та їхні кореляційні плани* будуються для уявних опорів  $\rho_y$ , уявної поздовжньої провідності  $S_y$  і уявних поперечних опорів  $T_y$

$$S_y = r/\rho_y, \quad T_y = r \cdot \rho_y. \quad (1.44)$$

Вертикальний розріз уявного опору – це карта ізоом, яка будується у вертикальній площині, що проходить уздовж профілю дослідження. Для її побудови на вертикальних осях кожної точки зондування, розташованої на профілі, вписують значення уявних опорів, що відповідають фіксованим глибинам, кількісно рівним розносу установки  $r$  ( $AB/2$  чи  $AO$  для ВЕЗ, діючий рознос  $r_s$  для дипольних зондувань). Здебільшого дані цих глибин відкладають у логарифмічному масштабі. Надалі проводять ізолінії рівних значень  $\rho_y$ . (рис. 1.15). При побудові кореляційних планів уявного опору вздовж вертикальних осей кожної точки зондування будуються графіки кривих  $\rho_y$ . Аналогічно будуються вертикальні розрізи і кореляційні плани для уявної поздовжньої провідності  $S_y$  і поперечних опорів  $T_y$ . Для виразнішої візуалізації вертикальних розрізів вони можуть бути розфарбованими згідно з вибраною шкалою кольорової тональності, відповідній шкалі значень уявних параметрів.



**Рис. 1.15.** Вертикальний розріз уявних опорів



Паралельність ізоліній на побудованих розрізах чи кореляційних ліній на кореляційних планах уявних параметрів свідчить про горизонтально-шарове залягання порід, а згини вказують на зони зміни геологічної будови вздовж профілю. Зниженими значеннями  $\rho_y$  і  $T_y$  і підвищеними  $S_y$  виділяються більш провідні товщі порід. Зворотне співвідношення цих параметрів зумовлено породами з підвищеним питомим опором. Згущеннями ізоліній  $T_y$  і  $S_y$  більш чітко, ніж  $\rho_y$ , виділяються шари відповідно зі зниженою і підвищеною провідністю.

Загалом вертикальні розрізи уявних параметрів якісно відображають особливості реального геоелектричного розрізу. За ними встановлюються зони поширення високоомних і провідних шарів, напрямок їхнього падіння, за наявності вузьких високоградієнтних областей визначається присутність розломів і т. ін.

**Графоаналітичні методи інтерпретації.** До графоаналітичних належить низка методів напівкількісної фізичної й геологічної інтерпретації, заснована на використанні аналітичних та емпіричних зв'язків між характерними особливостями, асимптотами та іншими параметрами, отримуваними по кривих зондувань, і геологічними, інженерно-геологічними та гідрологічними характеристиками розрізів. У графоаналітичних методах використовуються як самі криві зондувань, так і їхні диференціальні та інтегральні трансформації.

*Диференціальні трансформації кривих електричних зондувань.* Диференціальні трансформації зводяться до отримання таких параметрів:

$$G = \frac{\partial \rho_y}{\partial r}; \quad \rho_{T, \text{еф}} = \frac{\partial T_y}{\partial r} = \rho_y + r \frac{\partial \rho_y}{\partial r};$$

$$\rho_{S, \text{еф}} = \frac{1}{\partial S_y / \partial r} = \frac{\rho_y}{1 - r \frac{\partial \rho_y}{\partial r}}, \quad (1.45)$$

де  $T_y$  і  $S_y$  – уявні поздовжня провідність і поперечний опір (1.44).

Параметри  $\rho_{T, \text{еф}}$  та  $\rho_{S, \text{еф}}$  не тільки характеризують вертикальну мінливість уявних параметрів  $T_y$  та  $S_y$ , але є відповідно де-

якими ефективними значеннями питомих опорів на відповідних глибинах  $h_{\text{еф}} = \alpha_T r = \alpha_S r$ , де  $\alpha_T$  і  $\alpha_S$  – невідомі коефіцієнти глибинності. Аналіз розрахунків кривих уявного опору  $\rho_y$  показує, що для кривих ВЕЗ з опорними горизонтами високого чи низького опору, для яких діє відповідно принцип еквівалентності по  $S$  чи по  $T$ , вертикальні розрізи диференціально трансформованих ефективних опорів  $\rho_{S,\text{еф}}(\alpha_S r)$  при  $\alpha_S \approx 0,9$  і  $\rho_{T,\text{еф}}(\alpha_T r)$  при  $\alpha_T \approx 0,6$  значно ближчі до істинної зміни питомого опору з глибиною  $\rho(h)$ , ніж  $\rho_y(r)$ .

За наявності висхідних і низхідних гілок на багат шарових кривих ВЕЗ можна застосувати трансформацію

$$\rho_{m,\text{еф}}(\alpha_m r) = \sqrt{\rho_{S,\text{еф}} \cdot \rho_{T,\text{еф}}} = \rho_y \sqrt{\frac{1 + r/\rho_y \cdot \partial \rho_y / \partial r}{1 - r/\rho_y \cdot \partial \rho_y / \partial r}} \quad (1.46)$$

з коефіцієнтом глибинності  $\alpha_m \approx 0,75$ .

Загалом диференціальні трансформації уявного опору  $\rho_y$  й отримувані на їхній основі розрізи та кореляційні плани розрізів дають достатньо близькі до істинних зміни питомих електричних опорів із глибиною і в плані. Їхнє застосування доречно для градієнтних і слабконтрастних горизонтально-шарових розрізів, у яких опір контактувальних товщ відрізняється не більше ніж у 3–4 рази. Зрозуміло, що в разі диференціальних трансформацій особливо спотворених кривих можливі великі похибки, які можуть досягати  $\pm 25\%$ . Однак для геоелектричних розрізів з широкою дією принципу еквівалентності, коли параметри тонких шарів визначаються з похибками в десятки відсотків, диференціальні трансформації можуть давати більш точні результати, ніж пошарова кількісна інтерпретація.

*Вертикальний розріз нормованих похідних  $\rho_y$*  Цей спосіб якісної інтерпретації експериментальних даних електричних зондувань також належить до категорії диференціальних трансформацій і спрямований на виділення в розрізі локальних областей підвищеного чи зниженого опору. Згідно з цим способом побудова вертикальних розрізів ґрунтується на припущенні, що зміна уявного опору при збільшенні розносів пов'язана тільки зі зміною

питомого опору порід з глибиною, і для двох сусідніх розносів ця зміна  $\rho_y$  може бути апроксимована лінійним законом. Аналогічно зміна уявного опору на двох сусідніх точках зондувань на фіксованому розносі  $r_i$  зумовлена зміною істинного опору в горизонтальному напрямку і також має лінійний характер.

Спираючись на висловлені припущення, для даного розносу  $r_i$  ( $i$  – номер розносу) на кожній точці ВЕЗ профілю розраховують приріст уявного опору  $\Delta_j(r_i)$

$$\Delta_j(r_i) = \rho_{y,j}(r_i) - \rho_{y,j}(r_{i-1}),$$

де  $j$  – порядковий номер зондування на профілі.

Потім для даного розносу  $r_i$  розраховують середнє (фонове або "нормальне") значення приросту  $\rho_y$ , властиве для всього профілю,

$$\Delta_{\text{сер}}(r) = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \Delta_j(r),$$

де  $n$  – загальна кількість зондувань на профілі.

У подальшому для кожної точки  $j$  профілю розраховують відносний приріст  $\delta_j(r_i)$  уявного опору

$$\delta_j(r_i) = \Delta_j(r_i) - \Delta_{\text{сер}}(r_i).$$

Цей параметр отримав назву *вертикальної нормованої похідної* уявного опору.

Аналогічним способом на розносі  $r_i$  можна розрахувати нормований горизонтальний приріст (нормовану горизонтальну похідну) уявного опору  $\delta_i(x_j)$ :

$$\delta_i(x_j) = \Delta_i(x_j) - \Delta_{\text{сер}}(r_i),$$

де  $\Delta_i(x_j) = \rho_{y,i}(x_j) - \rho_{y,i}(x_{j-1})$ ,  $\Delta_{\text{сер}}(r) = \frac{1}{n-1} \sum_{j=1}^{n-1} \Delta_i(x_j)$ ,  $x_j$  –

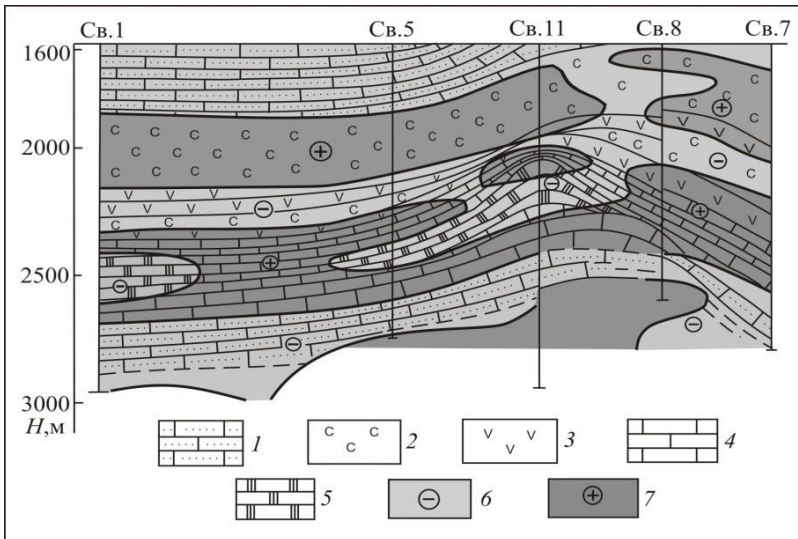
координати точки зондування з номером  $j$ . За значеннями  $\delta_j(r_i)$  і  $\delta_i(x_j)$  будують вертикальні розрізи способом, описаним вище для побудови вертикальних розрізів  $\rho_y$ .

Інколи замість  $\delta_j(r_i)$  і  $\delta_i(x_j)$  розраховують так звані "повні" вертикальні й горизонтальні похідні, розуміючи під цими термінами різниці:

$$\delta'_j(r_i) = \delta_j(r_i) - \delta_j(r_i)_{\min} \quad \text{і} \quad \delta'_i(x_j) = \delta_i(x_j) - \delta_i(x_j)_{\min},$$

у яких  $\delta(r_i)_{\min}$  і  $\delta_i(x_j)_{\min}$  – мінімальні значення відповідних величин для даного розносу чи даного зондування.

Інтерпретацію з побудовою розрізів нормованих похідних уявного опору можна успішно застосовувати для вирішення різноманітних інженерно-геологічних і гідрогеологічних задач. Часто таку інтерпретацію використовують під час пошуків вуглеводнів з метою фіксації в розрізах зон підвищеного опору, як можливих пасток для вуглеводнів. На рис. 1.16 зображений розріз "повних" нормованих похідних для одного із нафтогазоносних районів, зіставлений з геологічним розрізом за даними буріння.



**Рис. 1.16.** Розріз "повних" нормованих похідних  $\rho$ , зіставлений з даними буріння (за Н. Г. Зариповою, М. О. Киричек та ін.):  
1 – пісковики; 2 – сіль; 3 – ангідрити; 4 – вапняки; 5 – рифогенні вапняки;  
6 і 7 – області відповідно низьких та високих опорів

*Аналіз спотворень кривих електричних зондувань за рахунок горизонтальних неоднорідностей.* У разі малоглибинних зондувань отримувані криві можуть бути спотворені завдяки впливу горизонтальних неоднорідностей і відрізнятись від теоретичних кривих, що відповідають одновимірним горизонтально-шаровим розрізам. Найбільше впливають на спотворення кривих електричних зондувань на постійному струмі (ВЕЗ, ДЗ) нерівності рельєфу, нахил шарів і наявність різного роду включень. Розпізнавання цих спотворень є важливим елементом якісної інтерпретації. Оскільки природа таких аномальних ефектів гальванічна (кондуктивна) не тільки в постійних електричних, а й у змінних електромагнітних полях, то простим способом оцінки впливу горизонтальних неоднорідностей є використання відомого в електрометрії правила: напруженість електричного поля, як наслідок – уявного опору теж, пропорційні опору середовища й густині струму поблизу приймальних електродів. Тому позитивні форми рельєфу й провідні включення "відтискають" струмові лінії від поверхні, зменшуючи в результаті уявний опір  $\rho_p$ . Навпаки, негативні форми рельєфу і включення зниженої провідності, розташовані на глибині, "притискають" струмові лінії до поверхні, підвищуючи тим самим уявний опір  $\rho_y$ . Локальні поверхневі неоднорідності створюють "екранні" ефекти на 1–3 точках кривих зондувань і їх можна вилучити. Спотворення за рахунок рельєфу будуть меншими, якщо розноси установки зондувань спрямовувати вздовж простягання витягнутих форм рельєфу. Найбільшою чутливістю до нерівностей рельєфу характеризуються дипольні зондування та зондування на змінному струмі.

Нахил шарів необхідно враховувати при кутах падіння, що перевершують 10–15° для ВЕЗ і 3–5° для ДЗ. Уявний опір тим більше спотворений, чим більший кут нахилу меж поділу і менший кут між простяганням шарів і напрямком розносу установки зондувань.

Глибинні неоднорідності з крутими бортами (контакти, скиди, пласти з крутим падінням, горсти, грабени і т. п.), розташовані навіть на відстані збоку від зондувань, вносять спотворення в отримувані криві зондування. Ці спотворення є залежними також від напрямку розносу установки. Якщо під зондуванням в

опорному підстильному шарі є підняття чи прогин з амплітудою понад 20 % від глибини залягання, то спотворення кривих перевищує 10–20 %. Ці спотворення можна зменшити, якщо розноси спрямувати вздовж простягання в разі високоомного опорного горизонту або поперек простягання – при низькоомному.

Урахування спотворень, викликаних горизонтальними неоднорідностями, можливе лише шляхом чисельного розв'язку прямих задач електророзвідки для дво- та тривимірних геоелектричних моделей. Такі кількісні методи врахування спотворень  $\rho_y$  досить складні, а тому під час аналізу кривих зондувань часто обмежуються лише якісним урахуванням таких спотворень. Водночас необхідно відмітити, що сьогодні з'являються сучасні алгоритмічні розробки, реалізація яких на ЕОМ дозволяє відносно ефективно виконувати моделювання електричних полів у дво- та тривимірних неоднорідних середовищах. Однак поки що такі розрахунки не ввійшли повсюдно в практику електророзвідки.

*Визначення коефіцієнтів горизонтальної й вертикальної електричної неоднорідності.* Для виділення за результатами профільних чи площових робіт методом ВЕЗ, витриманих за просторовим розподілом електричних властивостей ділянок, можна скористатися розрахунком параметра, який називається коефіцієнтом горизонтальної й вертикальної електричної неоднорідності  $\beta$ . Розрахунок цього параметра виконується згідно з таким алгоритмом:

$$\beta = \sqrt{\frac{1}{M \cdot N} \sum_{i=1}^N \left[ \frac{1}{\rho_{\text{сеп}}(r_i)} \sum_{j=1}^{M-1} \frac{\rho_j(r_i) - \rho_{j+1}(r_i)}{L_{j,j+1}} \right]^2}, \quad (1.47)$$

де  $\rho_j$  і  $\rho_{j+1}$  – значення уявного опору  $\rho_y$  (ф. 1.14), ефективних поперечного  $\rho_{T,\text{еф}}$  і поздовжнього  $\rho_{S,\text{еф}}$  опорів (ф. 1.45) чи середньоквадратичного опору  $\rho_{m,\text{еф}}$  (ф. 1.46) на розносах  $r_i$  ( $i = 1, 2, 3, \dots, M$ ) на сусідніх  $j$  і  $j + 1$  точках зондувань, розташованих на відстані  $L_{j,j+1}$ ;  $M$  – загальна кількість точок зондувань;  $\rho_{\text{сеп}} = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M \rho_j(r_i)$  – середній уявний опір по всіх точках зондувань на фіксованому розносі  $r_i$ .

Для розрахунку коефіцієнтів електричної неоднорідності  $\beta$  в групі з  $M$  точок зондувань можна об'єднувати лише однотипні криві, узяті з кусково-однорідних профілів чи площ. На профілях чи площах з малим  $\beta$ , коли криві зондувань близькі одна до одної, можна будувати усереднені криві (групування кривих) і використовувати їх як еталонні для високоточної інтерпретації. Зростання коефіцієнтів електричної неоднорідності пов'язано з фаціальними заміщеннями, наявністю контактів з крутим падінням, зон розломів, тріщинуватості, обводненості й т. п.

Порівняння коефіцієнтів електричної неоднорідності  $\beta$ , отриманих на групах однотипних кривих зондувань приблизно з однаковою кількістю точок зондувань у кожній групі, дає кількісну інформацію про ступінь геологічної неоднорідності вздовж окремих профілів чи в межах площі робіт. Ділянки з найменшими значеннями  $\beta$  можуть бути більш сприятливими, наприклад для будівництва гребель, трас, тунелів чи інших споруд. Навпаки, там, де значення  $\beta$  максимальне, геологічний розріз неоднорідний і вже тому несприятливий для будівництва.

*Визначення узагальнених геоелектричних параметрів за кривими електричних зондувань за допомогою уявних, трансформованих і пошарових  $S$  і  $T$ .* Узагальнені геоелектричні параметри надпорної товщі – сумарна поздовжня провідність  $S$ , сумарний поперечний опір  $T$ , середній поздовжній опір  $\rho_l = H/S$ , середній поперечний опір  $\rho_n = T/H$ , середній геометричний (середньоквадратичний) опір  $\rho_m = \sqrt{\rho_l \rho_n} = \sqrt{T/S}$ , коефіцієнт макроанізотропії  $\lambda = \sqrt{\rho_n / \rho_l} = \sqrt{TS}/H$  можуть використовуватися для отримання тих чи інших інженерно-геологічних чи гідрогеологічних параметрів, наприклад геофільтраційних (табл. 1.1). Вихідними в цій низці узагальнених параметрів є  $H$ ,  $S$  і  $T$ . Їх можна визначати за даними кількісної пошарової інтерпретації кривих зондувань:

$$H = \sum_{i=1}^{N-1} h_i; \quad S = \sum_{i=1}^{N-1} h_i / \rho_i; \quad T = \sum_{i=1}^{N-1} h_i \rho_i .$$

Можна також для їхнього визначення скористатися способом уявних  $S$  і  $T$ . Для цього прозорий логарифмічний бланк, на якому побудована польова крива зондування, накладають на двошарову

палетку (палетка – це низка теоретичних кривих, побудованих на логарифмічному бланку у відносному зображенні ( $\rho_y/\rho_1 = f(r/h_1)$ ) і, домігшись найкращого збігу правої гілки польової кривої з однією із теоретичних, на інтерпретаційний бланк переносять хрест двошарової палетки з координатами  $r^+ = AB/2$  та  $\rho_y^+$ . У результаті уявні сумарна поздовжня провідність  $S_{\Sigma y}$  і сумарний поперечний опір  $T_{\Sigma y}$  розраховуються за формулами

$$S_{\Sigma y} = r^+ / \rho_y^+; \quad T_{\Sigma y} = r^+ \cdot \rho_y^+. \quad (1.48)$$

Як свідчить практика, значення  $S_{\Sigma y}$  і  $T_{\Sigma y}$  відрізняються від пошарових  $S$  і  $T$  у середньому на  $\pm 15\%$ .

Для підтвердження значень  $S_{\Sigma y}$  і  $T_{\Sigma y}$  можна також розрахувати трансформовані сумарну поздовжню провідність  $S_{\Sigma \text{тр}}$  і поперечний опір  $T_{\Sigma \text{тр}}$ , застосувавши інтегральну трансформацію до кривих уявного опору

$$S_{\Sigma \text{тр}} = \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} dr / \rho_y \approx \sum_{r_{\min}}^{r^+} \Delta r / \rho_y; \quad T_{\Sigma \text{тр}} = \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} \rho_y dr \approx \sum_{r_{\min}}^{r^+} \rho_y \Delta r. \quad (1.49)$$

Практика обробки кривих уявного опору свідчить, якщо за  $r_{\min}$  узяти перший рознос (зазвичай це 1 м), а за  $r_{\max} = r^+$ , то  $S_{\Sigma \text{тр}}$  і  $T_{\Sigma \text{тр}}$  відрізняється від пошарових  $S$  і  $T$  у середньому на  $\pm 15\%$ . Особливо близькі параметри  $S_{\Sigma y}$  та  $S_{\Sigma \text{тр}}$ . Зважаючи на це, можна  $S$  і  $T$  отримати й без кількісної пошарової інтерпретації кривих уявного опору, розрахувавши їх як середні із уявних ( $S_{\Sigma y}$  та  $T_{\Sigma y}$ ) і трансформованих ( $S_{\Sigma \text{тр}}$  та  $T_{\Sigma \text{тр}}$ ) значень. Якщо виконано кількісну пошарову інтерпретацію кривих зондувань, то можна взяти середнє значення з результатів трьох незалежних способів визначення цих узагальнених характеристик розрізу. Цей результат визначення  $S$  і  $T$ , принаймні, буде в  $\sqrt{3}$  рази точніший за кожного із них. Хоч ці параметри і відрізняються певною мірою від істинних, але оскільки вони визначені однозначно, то можуть використовуватися для отримання тих чи інших інженерно-геологічних або гідрогеологічних параметрів.



Завершуючи розгляд способів якісної й графоаналітичної інтерпретації експериментальних даних електричних зондувань, варто відмітити, що більшість із них (особливо це стосується способів, заснованих на використанні різного роду трансформацій кривих уявних опорів) є достатньо трудомісткими, а тому їх доцільно виконувати із застосуванням комп'ютерної техніки і відповідного програмного забезпечення.

**Кількісна інтерпретація кривих зондувань.** Завданням кількісної інтерпретації кривих ВЕЗ є визначення товщин і питомих опорів геоелектричних шарів. Кількісна інтерпретація може виконуватися в межах одновимірної моделі розрізу (горизонтально-шаровий розріз), або двовимірної моделі – за умови наявності профільних робіт, або тривимірної моделі – у разі площових досліджень. Одновимірна інтерпретація виконується для кожного окремого зондування і може бути реалізована двома способами – способом логарифмічної палетки і способом автоматизованого підбору з використанням комп'ютерів і відповідного програмного забезпечення. Двовимірна і тривимірна інтерпретація є достатньо складними процедурами у зв'язку з досить складними чисельними алгоритмами двовимірного й особливо тривимірного математичного моделювання електромагнітних полів. Такий вид кількісної інтерпретації може бути реалізований виключно на основі сучасної обчислювальної техніки і програмного забезпечення, яке навіть і натепер є певною мірою сферою наукових розробок. За результатами одновимірної інтерпретації також будуються двовимірні (геоелектричні розрізи по профілю) та тривимірні моделі, які в разі неоднорідних геоелектричних розрізів можуть суттєво відрізнитися від істинних. Зупинимося на розгляді одновимірної інтерпретації, оскільки вона є достатньо ефективною в умовах теригенних розрізів з пологим заляганням шарів.

*Палетковий спосіб інтерпретації електричних зондувань.* Суть палеткового способу інтерпретації полягає в графічному підборі такої теоретичної кривої зондування, яка найкраще збігається з експериментальною. Для його реалізації використовуються спеціальні графічні побудови, які називаються логарифмічними палетками. *Логарифмічна палетка* – це логарифмічний бланк, на якому побудована низка розрахованих теоретичних

кривих зондувань у відносному функціональному зображенні:  $\rho_y/\rho_1 = f(r/h_1)$ , де  $r$  – рознос установки,  $\rho_1$  і  $h_1$  – питомий опір і товщина першого шару відповідно.

На сучасному етапі спосіб логарифмічної палетки для інтерпретації кривих зондувань застосовується рідко у зв'язку з повсюдним використанням комп'ютерних засобів аналізу інформації, зокрема і в геофізичній галузі для інтерпретації експериментальних даних.

Крім палеткового способу, для експрес-інтерпретації кривих зондувань у польових умовах може використовуватися спосіб, заснований на використанні аналітично-емпіричних зв'язків координат характерних точок кривих (мінімумів, максимумів, точок перегину) з параметрами геоелектричного розрізу. Цей спосіб вимагає попереднього встановлення таких зв'язків на основі статистичного аналізу багатьох розрахункових кривих для геоелектричних умов району робіт.

**Визначення опорів проміжних шарів.** Як відмічалось вище, наявність принципу еквівалентності призводить до неоднозначної інтерпретації електромагнітних зондувань. Для однозначного визначення товщин проміжних шарів необхідно знати з додаткових джерел їхні питомі електричні опори. Опір проміжних горизонтів визначається такими способами.

1. За лабораторними вимірами електричних опорів зразків скельних гірських порід, в яких властивості не набагато відрізняються від властивостей в природному заляганні.

2. За допомогою параметричних електропрофілювань і зондувань на відслоненнях і ділянках, де той чи інший проміжний шар виходить на поверхню чи перекритий наносами товщиною значно (більше ніж у 10 разів) меншою за товщину досліджуваного шару. Слід мати на увазі, що за рахунок вивітрювання, руйнування й обводнення опір порід, що виходять на поверхню, може значно відрізнитися від опору цих порід у корінному заляганні. Особливо різкі відмінності спостерігаються в породах, розташованих вище і нижче рівня ґрунтових вод.

3. За допомогою зондувань на ділянках, де потужність досліджуваного шару принаймні в 10 разів для ВЕЗ, ДАЗ, ДЕЗ і в 5 разів

для інших видів зондувань більша за потужність перекривальної товщі. За таких умов принцип еквівалентності має досить вузькі межі дії, отже, отримувані в результаті інтерпретації кривих зондувань товщини таких шарів близькі до істинних.

4. Опори потужних проміжних шарів можна розрахувати за ординатами точок перегину на гілках типу А й Q багат шарових кривих зондувань з чіткими точками перегину, присутність яких зумовлена такими потужними проміжними шарами.

5. У результаті інтерпретації параметричних кривих зондувань, виконаних на ділянках, де товщини шарів відомі за даними буріння чи сейсмозв'язки.

6. За допомогою стандартного електрокаротажу та бокового каротажного зондування (БКЗ).

7. Найімовірніші значення опорів проміжних шарів можуть бути отримані при масовій обробці кривих зондувань *статистичним методом*. У цьому методі визначаються середні значення опорів з їхніх максимальних і мінімальних, отримуваних у межах дії принципу еквівалентності. Надалі для кожного шару будуються варіаційні криві: по осі абсцис відкладаються значення опорів, а по осі ординат – кількість точок зондувань, на яких отримані ці опори. Наявність на варіаційній кривій для якогось шару одного гострого максимуму є свідченням відносної сталості опору в даному шарі. За його найімовірніше значення береться екстремальне значення. У разі наявності на варіаційній кривій декількох максимумів значення кожного із них береться за середнє для відповідної групи кривих зондувань. За відсутності на варіаційних кривих чітких максимумів цей метод не дає позитивних результатів.

**Інтерпретація даних зондувань способом автоматизованого підбору.** На сучасному етапі у зв'язку з широким упровадженням комп'ютерної техніки в практику геофізичних досліджень методи інтерпретації електророзвідувальних даних із застосуванням ЕОМ практично повсюдно витіснили палеткову (ручну) інтерпретацію. В основу автоматизованих методів інтерпретації покладена та ж ідея методу підбору, яка використовується і в палеткових способах інтерпретації, тобто електрон-

но-обчислювальна машина (комп'ютер) за спеціально розробленими програмами виконує в автоматизованому режимі підбір такої теоретичної кривої електричного зондування, яка найкраще збігається з експериментальною. Найбільш поширеними спеціалізованими програмами інтерпретації ВЕЗ є програми типу IPI, ZOND та ін.

Позначимо через  $\rho_y^T = \rho_y^T(\rho_1, h_1, \rho_2, h_2, \dots, \rho_{N-1}, h_{N-1}, \rho_N)$  теоре-

тичну криву електричного зондування, що відповідає певному  $N$ -шаровому розрізу з товщинами шарів  $h_1, h_2, \dots, h_{N-1}$  і питомими електричними опорами  $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_N$  (ф. 1.27). Через  $\rho_{y,j}$  позначимо експериментальну криву електричного зондування, яка підлягає інтерпретації. Нехай ця крива цифрована на  $M$  розносів. Припустимо, що  $\rho_{y,j}$  позначає величину уявного опору польової кривої зондування на  $j$ -му розносі  $AB/2$ , а  $\rho_{y,j}^T$  – відповідне значення уявного опору теоретичної кривої на цьому ж розносі.

Тоді завдання підбору шуканих параметрів розрізу (потужностей і опорів горизонтів) зводиться до розв'язання оптимізаційної задачі мінімізації за параметрами  $\rho_1, h_1, \rho_2, h_2, \dots, \rho_{N-1}, h_{N-1}, \rho_N$  наступного функціоналу відхилення:

$$\varepsilon(\mathbf{p}) = \sum_{j=1}^M \left[ \left( \rho_{y,j} - \rho_{y,j}^T \right) / \rho_{y,j}^T \right]^2 = \min,$$

де  $\mathbf{p} = \{\rho_1, h_1, \rho_2, h_2, \dots, \rho_{N-1}, h_{N-1}, \rho_N\}$  – вектор параметрів розрізу;  $M$  – загальна кількість розносів, на яких цифрована крива зондування (необхідно, щоб виконувалася умова  $M \geq 2N-1$ ). Інколи мінімізують логарифмічний функціонал відхилення

$$\varepsilon_{\log}(\mathbf{p}) = \sum_{j=1}^M \left( \log \rho_{y,j} - \log \rho_{y,j}^T \right)^2 = \min.$$

Завдання підбору вирішується на основі ітераційної процедури, що полягає в послідовній корекції вектора параметрів розрізу  $\mathbf{p}$  й отриманні певної послідовності значень параметрів цього вектора ( $p_i, i = 1, 2, 3, \dots$ ). У цій послідовності кожен наступний зна-

чення зменшують (мінімізують) функціонал відхилення. Корекція параметрів вектора  $\mathbf{p}$  виконується за допомогою методу найшвидшого спуску чи методу Ньютона. При цьому на кожному наступному кроці ітераційного процесу теоретична крива зондування буде наближатися до експериментальної. Ітераційна процедура завершується, коли  $\varepsilon$  стає сумірним з величиною середньоквадратичної похибки визначення уявного опору.

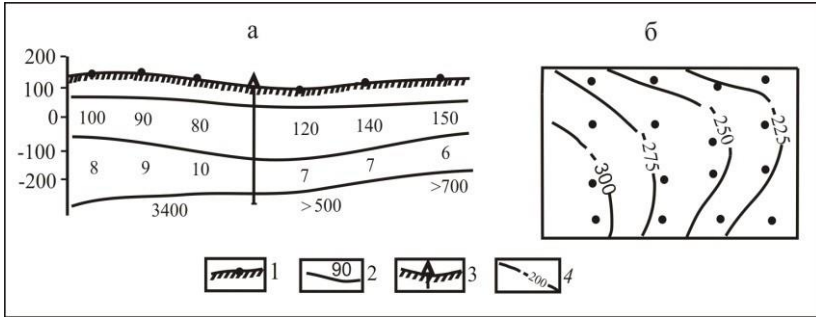
У сучасних програмних розробках, які реалізують автоматизовану інтерпретацію, передбачено як режим повністю автоматизованої інтерпретації (формальної інтерпретації), так і інтерактивний режим, у процесі якого інтерпретатор має змогу активного втручання в інтерпретаційний процес, задаючи кількість шарів і змінюючи їхні параметри. Безперечно, що в процесі автоматизованої інтерпретації використовується апріорна опорна інформація, яка зменшує еквівалентність і підвищує однозначність розв'язку оберненої задачі.

Нині створені й успішно функціонують програми автоматизованого підбору геоелектричних розрізів, засновані на мінімізації так званих параметричних функціоналів Тихонова,

$$m_{\alpha}(\mathbf{p}) = \delta(\mathbf{p}) + \alpha\Omega(\mathbf{p}),$$

де  $\Omega(\mathbf{p})$  – стабілізувальний функціонал, роль якого полягає в запобіганні нестійкості параметрів розрізу;  $\alpha$  – параметр регуляризації, що контролює вплив стабілізатора.

**Геоелектричні розрізи.** Основним результатом робіт методом ВЕЗ є, як правило, *геоелектричні розрізи*, побудовані на основі кількісної інтерпретації кривих зондувань. Для побудови таких розрізів у кожній точці ВЕЗ, розташованій на профілі, уздовж вертикальної осі відкладають глибини до поверхонь пластів, виділених у процесі інтерпретації, із зазначенням питомих опорів цих пластів. Надалі плавно з'єднують глибинні відмітки ідентифікованих шарів і отримують вертикальний геоелектричний розріз (приклад наведено на рис. 1.17, а). У разі площових досліджень можлива побудова структурних карт поверхонь опорних пластів (рис. 1.17, б).



**Рис. 1.17. Геоелектричний розріз (а) і структурна карта опорного шару (б), побудовані за результатами інтерпретації вертикальних електричних зондувань:**

1 – рельєф і точки спостережень; 2 – геоелектричні межі з питомим опором (Ом·м); 3 – свердловина; 4 – ізогіпси покрівлі опорного шару

Сучасні алгоритми програм машинної інтерпретації даних електричних зондувань забезпечують подання результатів у зручному, компактному вигляді й графічною побудовою як псевдорозрізів (вертикальних розрізів уявного опору), так і геоелектричних розрізів.

**Геолого-гідрогеологічне тлумачення результатів зондувань.** Геолого-гідрогеологічне тлумачення результатів зондувань є досить відповідальним і творчим етапом інтерпретації, який вимагає якомога повнішої попередньої інформації про геологічну будову, гідрогеологічну й геоелектричну характеристики досліджуваного району. Воно починається із зіставлення електричних опорів (або поляризованостей) шарів з їхньою літологією за даними параметричних зондувань. Оскільки часто електричні властивості в межах одного літолого-стратиграфічного комплексу змінюються як за простяганням, так і з глибиною, то їхні найбільш імовірні значення і дисперсії можна визначати методами статистичного аналізу, зокрема на основі нормованих кривих щільностей розподілу (звичайно, якщо є для цього представницький статистичний набір даних).

Пошарові й узагальнені параметри еквівалентності (див. формули 1.48, 1.49), які відрізняються від питомих опорів  $\rho_i$  і то-

вщин  $h_i$  шарів більш високою точністю, а для шарів з  $v_i = h_i/h_{e,i-2} > 2-3$  і самі значення  $0,1 > \mu_i = \rho_i/\rho_{e,i-2} < 1$  можна використовувати для оцінки інженерно-геологічних і гідрогеологічних властивостей шарів чи товщ шляхом емпіричного встановлення кореляційних зв'язків за допомогою методів регресійного аналізу. Найпростіший із них зводиться до отримання рівняння регресії й коефіцієнта кореляції для досліджуваних параметрів (1.3)–(1.4), якщо вважати зв'язок лінійним. Для встановлення зв'язку вихідні дані будують у лінійному, напівлогарифмічному чи логарифмічному масштабах, а для розрахунку вибирають ту побудову, яка візуально ближча до лінійної. Те з отриманих рівнянь регресії для електрогеофільтраційних залежностей, яке характеризується максимальним коефіцієнтом кореляції, використовують для обробки й аналізу рядових електричних чи електромагнітних зондувань.

Крім лінійної (парної чи множинної) кореляції перспективними є також способи, засновані на нелінійних аналітичних чи кореляційно-аналітичних зв'язках між геолого-гідрогеологічними й геоелектричними параметрами. Для цього геолого-гідрогеологічні параметри, які входять до узагальнених параметрів, наприклад водопровідність, водопритоки, коефіцієнти міцності і т. ін., замінюють статистично зв'язаними з ними геоелектричними параметрами. Можна використовувати також різного роду евристичні й логічні формули, якщо вони дають високі коефіцієнти кореляції між досліджуваними і геофізичними параметрами.

У результаті геолого-гідрогеологічного тлумачення даних зондувань будують графіки, карти, вертикальні розрізи, що характеризують зміну відносних, а інколи й абсолютних значень геолого-гідрогеологічних параметрів. Виявлення аномалій на них, закономірних і випадкових складових досліджуваних параметрів можна проводити методами гармонійного аналізу – тренд-аналіз, розрахунок автокореляційних функцій і т. ін. Сьогодні для цього використовують комп'ютерну техніку з відповідним програмним забезпеченням, що реалізує різні методи статистичного аналізу.

### 1.3.10. Методи електричного профілювання

Електричне профілювання (ЕП) – це модифікація методу опорів, у разі застосування якої вздовж заданих напрямків (профілів) переміщується установка з постійними розносами, і на кожній точці (пікеті) профілю визначається уявний опір (ф. 1.14). Такий спосіб дослідження дає можливість вивчати геоелектричний, а отже, і геологічний розріз уздовж профілю (або в межах деякої площі) на приблизно однаковому глибинному рівні, що залежить від величини розносу установок. Електропрофілювання застосовується там, де є диференціація порід за питомим опором у горизонтальному напрямку. За зміною уявних опорів на однакових розносах можна робити висновок про зміну геоелектричного розрізу вздовж цих профілів або ж у межах площі досліджень на приблизно однакових глибинах.

У разі профільної зйомки точки спостережень розташовуються вздовж окремих профілів, що перетинають досліджувану площу в найбільш цікавих або характерних напрямках. Напрямок профілів зазвичай задається впоперек простягання геологічних об'єктів і структур.

У разі площової зйомки район досліджень покривається системою профілів. Відстань між профілями і пікетами на профілях залежить від масштабу зйомки та розмірів об'єктів, які необхідно виявити. Якщо досліджувані геологічні тіла або структури (напр., рудні тіла) мають ізометричну форму, спостереження проводяться по квадратній мережі, яка характеризується тим, що відстані між сусідніми профілями беруться рівними відстаням між точками спостережень, розташованими на профілях. При вивченні витягнутих в якому-небудь напрямку геологічних об'єктів або структур спостереження ведуться за прямокутною мережею, яка відрізняється тим, що відстані між профілями беруться більшими, ніж відстані між пікетами профілю. Відстань між точками спостережень на профілі для будь-якої форми мережі обирається з таким розрахунком, щоб на графіках  $\rho_y$  досить детально виявлялися всі їхні особливості – максимуми, мінімуми, точки перегину і т. ін. Вибір цієї відстані здійснюється за результатами дослідних робіт на ділянках з відомою геологічною будовою. Об'єкти дослі-



дження мають перетинатися не менше ніж 2–3 профілями та фіксуватися не менше ніж 3–4 точками на профілях.

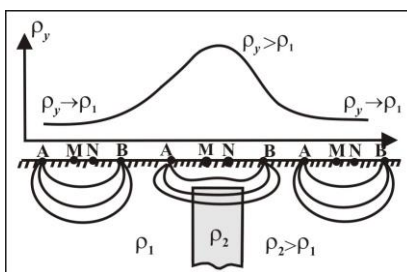
Через різноманіття завдань, які необхідно вирішувати під час вивчення геологічної будови верхніх шарів земної кори, а також при пошуках і розвідці родовищ корисних копалин, існують декілька модифікацій електричного профілювання. Вони відрізняються кількістю та взаємним розташуванням електродів живильних і вимірювальних заземлень в установці, а також способом переміщення цих заземлень по профілю. Кожна модифікація призначена для вирішення певного кола геологічних завдань.

**Симетричне електричне профілювання (СЕП).** Ця модифікація електропрофілювання виконується симетричною чотирьохелектродною установкою АМNB або Шлумберже, у якій  $MN < 1/3AB$ , або Веннера, у якій  $MN = 1/3AB$ . Симетричне профілювання застосовується при вивченні простих геоелектричних розрізів, у яких досліджувані геологічні об'єкти розташовані в порівняно однорідних вмисних породах і перекриті витриманими за потужністю й опорами покривними відкладами.

Відмінною ознакою симетричної установки АМNB є те, що вимірювальні заземлення М і N розташовуються на лінії, яка з'єднує електроди живлення, симетрично відносно центра О. Коефіцієнт установки для цього випадку розраховується за формулою (1.16).

Сутність профілювання симетричною установкою демонструє рис. 1.18, на якому зображений результат профілювання над вертикальним пластом підвищеного опору.

Якщо установка АМNB розташована далеко від вертикального пласта, його присутність мало впливає на просторовий розподіл електричного поля, а тому



**Рис. 1.18. Профілювання симетричною установкою над вертикальним пластом підвищеного питомого опору**

вимірюваний уявний опір буде практично відповідати питомому опору вмісного середовища ( $\rho_y \rightarrow \rho_1$ ). У разі розташування установки безпосередньо над пластом підвищеного питомого опору цей пласт відтискує струм до денної поверхні, що призводить до зростання його густини, а відтак і напруженості поля в точці виміру (в центрі установки). У результаті відбувається зростання вимірюваного уявного опору. Над пластом підвищеного опору буде зафіксована аномалія підвищених значень уявного опору (максимум). Над пластом підвищеної провідності, навпаки, завдяки спрямуванню струму в пласт на поверхні землі відбувається зниження густини струму  $i$ , як наслідок, уявного опору. У цьому випадку пласт з підвищеною провідністю на графіку  $\rho_y$  буде фіксуватися мінімумом.

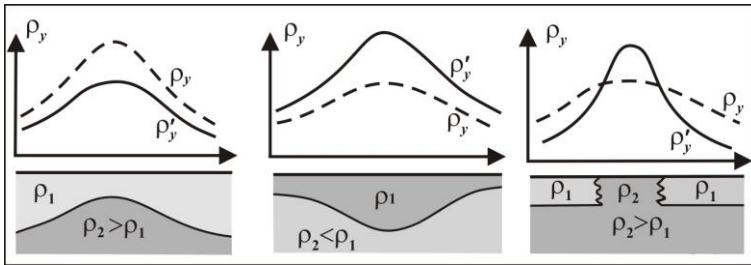
Результати симетричного електропрофілювання установкою AMNB зображуються у вигляді графіків  $\rho_y$ , карт рівних значень уявного опору (карт ізоом) і карт графіків  $\rho_y$ .

Сферою застосування СЕП є вирішення порівняно простих у геологічному й електричному відношеннях структурних задач. До них належать: а) картування перекритих складчастих структур, складених неоднорідними в електричному відношенні гірськими породами; б) простежування контактів між різними за опорами гірськими породами за умови відносної однорідності покривних відкладів, що залягають вище; в) картування виходів під покривну товщу тіл високого опору з крутим падінням – дайок, кварцових жил і т. ін.

### **Профілювання дворозносною симетричною установкою.**

Дворозносна симетрична установка відрізняється від описаної вище установки AMNB наявністю ще однієї пари живильних електродів  $A'$  і  $B'$ , рознос яких менший від розносу електродів  $A$  і  $B$ , розташованих також симетрично відносно центра. Дві пари живильних заземлень дозволяють на кожній точці профілю виконувати два виміри  $\rho_y$  на двох різних розносах і отримувати одночасно два графіки  $\rho_y$ . Оскільки зі зміною розносів живильних заземлень змінюється глибина проникнення струму в землю, два виміри уявного опору і два графіки  $\rho_y$  характеризують геологічний розріз на різних глибинах. Співвідношення між довжинами більшої й меншої лінії живлення вибирають, виходячи з конкретних геологічних умов. Такі дослідження підвищують

інформативність електропрофілювання, дозволяючи робити висновки про характер зміни геологічного розрізу у вертикальному напрямку, а отже, і про природу аномалій.



**Рис. 1.19. Графіки профілювання установкою АА'МNB'В над різними геологічними структурами**

На рис. 1.19 показано результати дворозносного електропрофілювання над різним типом геологічних структур з різними співвідношеннями опорів. Характерним є те, що графік  $\rho_y$ , отриманий установкою АМNB (графік однорозносного СЕП), за своєю формою однаковий над усіма структурами. Із наведених рисунків видно, що при сумісному аналізі обох графіків уявного опору суттєво підвищується однозначність геологічної інтерпретації результатів профілювання. Важливе значення має випадок, коли графік  $\rho'_y$ , отриманий установкою з меншою живильною лінією А'В', чітко відображає зміну електричних властивостей покривних відкладів (третій фрагмент рис. 1.19). У зв'язку із цим дворозносне електропрофілювання рекомендується застосовувати в районах з неоднорідною за потужністю та опором покривною товщею.

Дворозносне електропрофілювання вирішує загалом ті ж завдання, що й названі вище для установки АМNB. Однак обмежувальні умови, які стосуються простоти структур, сталості опорів перекривних відкладів і т. ін., у даному разі менш істотні.

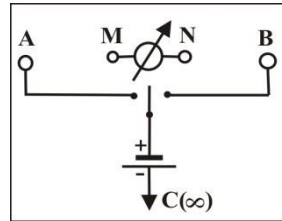
Способи зображення результатів профілювання дворозносною установкою практично такі ж самі, як і в разі однорозносного профілювання. Відмінність полягає лише в тому, що на графіках  $\rho_y$  наносяться дві криві, які характеризують зміну уявного опору на обох розносах. Карти ізоом і карти графіків  $\rho_y$  будуються для кожного розносу окремо й оформлюються так само, як і у випадку однорозносного СЕП.

**Комбіноване електропрофілювання.** Комбіноване електропрофілювання (КЕП) застосовують здебільшого для пошуків і картування крутопохилих геологічних утворень підвищеної провідності – жильних рудних тіл, зон тектонічних порушень, пластів антрациту, графіту і т. ін.

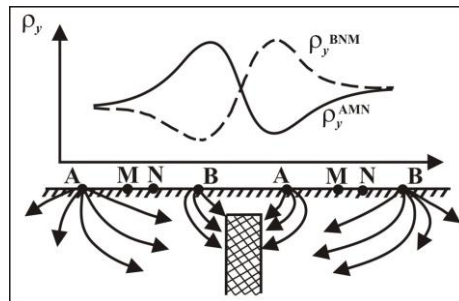
Установка комбінованого електропрофілювання (рис. 1.20) складається із двох трьохелектродних зустрічних асиметричних установок AMN і BNM із загальним живильним електродом С, віднесеним у "нескінченність" (відстань електрода С до центра MN у 5–10 разів більша, ніж електродів А і В). Живильні електроди А і В розташовуються симетрично відносно центра приймальної лінії MN, яка є загальною для обох установок. При розрахунку уявного опору, вимірюваного трьохелектродною установкою AMN, її коефіцієнт розраховується за формулою (1.17).

На кожній точці профілю вимірюються два значення уявного опору – установкою AMN( $C_{\infty}$ ) та установкою BNM( $C_{\infty}$ ). Для кожної установки точку запису відносять до центра приймальної лінії MN. У результаті профілювання отримують два графіки  $\rho_y$ . Сумісний аналіз двох графіків дозволяє чіткіше виявити особливості будови геоелектричного розрізу. Це демонструє приклад комбінованого електропрофілювання над провідним пластом, наведений на рис. 1.21.

Вплив більш провідного за вмісне середовище тіла на електричне поле обох живильних електродів виражається в тому, що струмові лінії, які є радіальними в однорідному середовищі, відхиляються в бік пласта. Це призводить до того, що біля приймальних електродів М і N



**Рис. 1. 20. Установка комбінованого електропрофілювання**



**Рис. 1.21. Графіки КЕП над провідним пластом**

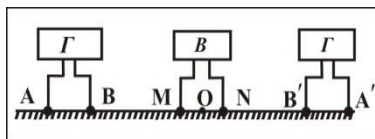
аномально збільшується густина струму, що стікає з більш віддаленого від рудного об'єкта живильного електрода, і аномально зменшується густина струму, стічного з менш віддаленого живильного електрода. Аномальне відхилення густини струму позначається відповідно на збільшенні й зменшенні вимірюваного трьох-електродними установками уявного опору відносно питомого опору вмисного середовища. Тому графік  $\rho_y$  для установки AMN( $C_\infty$ ) ліворуч від рудного об'єкта розташується вище, а праворуч – нижче графіка  $\rho_y$  установки BNM( $C_\infty$ ). Над пластом обидва графіки перетинаються, утворюючи "рудний перетин".

У разі комбінованого профілювання над об'єктом підвищеного опору (напр., кварцова жила, карстова порожнина) характер перетину протилежний. Такий перетин називається "нерудним". Завдяки відміченій особливості графіків комбінованого профілювання часто вдається виявляти малопотужні рудні жили, зони розломів та інші провідні утворення, які на графіках симетричного профілювання, особливо в умовах неоднорідного геоелектричного розрізу, фіксуються аномаліями  $\rho_y$ , нечітко або й зовсім не виявляються.

Згідно з принципом суперпозиції полів графіки середнього уявного опору  $\rho_y^{\text{сеп}} = \left( \rho_y^{\text{AMN}} + \rho_y^{\text{BNM}} \right) / 2$  відповідають графікам електропрофілювання симетричною установкою AMNB.

**Дипольне профілювання.** Електропрофілювання цим способом виконують зазвичай двосторонньою осьювою установкою АВМNB'А' (рис. 1.22), хоч може застосовуватися й одностороння установка АВМN. Точкою запису в разі роботи з такими установками вважається центр приймального диполя MN.

Двостороння дипольна осьова установка характеризується тим, що в ній присутні два живильні диполі – АВ і А'В', розташовані симетрично з обох боків від вимірювального диполя MN. При кожному положенні такої установки на профілі величину уявного опору вимірюють двічі –



**Рис.1.22. Схема установки дипольного двостороннього профілювання:**  
Г – генератор, В – вимірювач

установками АВМN і А'В'МN. Результати вимірів, як уже відмічалось, відносять до центра лінії MN. Дипольна двостороння осьова установка схожа на установку комбінованого електропрофілювання. Схожі й графіки  $\rho_y$ , отримані цими установками. Разом із тим, двостороння дипольна установка вигідно відрізняється від установки КЕП відсутністю заземлення в нескінченності, що дозволяє суттєво підвищити продуктивність робіт.

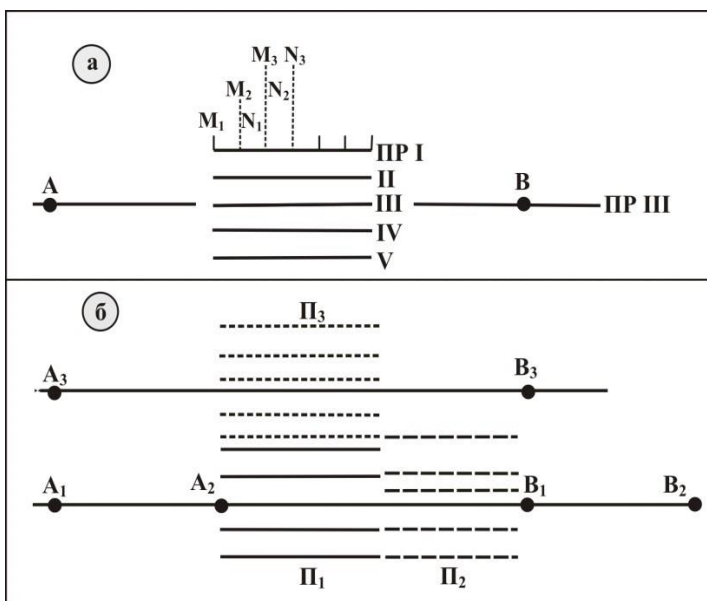
Більш повну інформацію про характер геоелектричного розрізу можна отримати шляхом профілювання з дипольно-осьовою дворозносною установкою, що дає можливість оцінити характер зміни геоелектричного розрізу з глибиною (дипольний аналог дворозносного симетричного електропрофілювання).

За результатами виміру уявних опорів будують графіки  $\rho_y$  і  $\rho'_y$  та графік їхніх середніх значень  $\rho_y^{\text{сеп}} = (\rho_y + \rho'_y) / 2$  (у площовому варіанті карти  $\rho_y^{\text{сеп}}$ ), на яких чітко картуються наявні локальні неоднорідності геоелектричного розрізу, що мають різну електричну провідність.

Перевага дипольного профілювання порівняно з профілюванням у полі точкових джерел полягає в більшій диференційованості графіків  $\rho_y$  і більшій амплітуді аномалій над локальними об'єктами. Суттєвий недолік ДП полягає в наявності значного рівня завад, зумовлених впливом приповерхневих неоднорідностей і нестабільністю електричного опору вмісних порід. У зв'язку із цим дипольні електричні профілювання застосовуються для виконання геофізичних досліджень на територіях з порівняно однорідними покривними і вмісними породами.

**Профілювання способом серединних градієнтів.** Електропрофілювання способом серединних градієнтів (ЕП-СГ) застосовують у районах зі складним геоелектричним розрізом (складно побудовані рудні поля, райони розвитку карсту та ін.). У цій модифікації електропрофілювання живильні електроди А і В залишають фіксованими, а приймальні електроди переміщують уздовж профілів, паралельних лінії АВ. Сукупність цих профілів утворює "планшет" (рис. 1.23).

В однорідному середовищі напруженість поля двох точкових джерел мало змінюється в середній третині відстані АВ, а тому спостереження над неоднорідними середовищами в межах цієї ділянки досліджень дозволяють найбільш чітко виявити характер впливу геоелектричного розрізу на вимірюване поле. Довжина профілів під час зйомки способом серединних градієнтів не повинна перевищувати однієї третини відстані між живильними електродами. Відстань між крайніми профілями теж у більшості випадків береться такою ж.



**Рис. 1.23. Схема проведення спостережень при профілюванні способом серединних градієнтів:**

- а – розташування та переміщення по профілю вимірювальних заземлень;
- б – розташування планшетів;
- П<sub>1</sub>, П<sub>2</sub>, П<sub>3</sub> – послідовне розташування планшетів

Відстань між живильними електродами вибирають, виходячи з геологічної ситуації й необхідної глибинності досліджень для вирішення конкретного геологічного завдання. Ця відстань має у 5–10 разів перевищувати необхідну глибинність досліджень. Її вибір бажано обґрунтовувати рекогносцирувальними електричними зондуваннями: розмір лінії АВ повинен бути таким, щоб геологічні об'єкти, які підлягають вивченню, були у відносно однорідному електричному полі.

Рознос вимірювальних електродів М і N визначається розмірами досліджуваних об'єктів, необхідною детальністю дослідження і технічними можливостями генераторного й вимірювального приладів.

Величину уявного опору, вимірювану під час профілювання способом серединних градієнтів, відносять до середини лінії MN. Зміна положення приймальної лінії MN у процесі виконання профілювань способом серединного градієнта призводить до зміни коефіцієнта установки. Його розраховують за загальною формулою (1.15).

Зйомку серединних градієнтів доцільно виконувати з комплектами апаратури, у складі яких є як джерела струму – генератори, так і вимірювальні прилади.

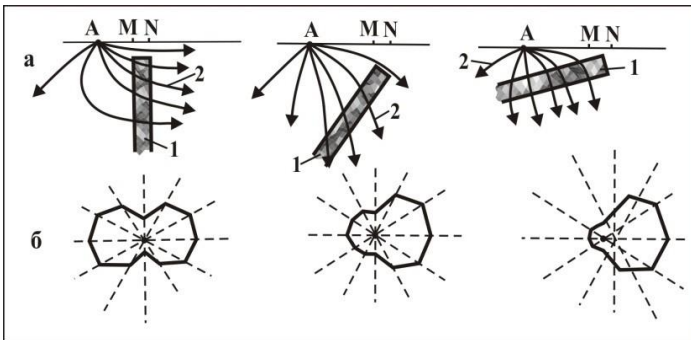
За результатами зйомки СГ будується карта графіків уявного опору або ж карта ізоом. Перша форма зображення даних доречна в умовах розповсюдження в районах досліджень витягнутих (двовимірних) об'єктів. На картах графіків уявного опору такі об'єкти підвищеної провідності картуються у вигляді лінійних зон знижених значень  $\rho_y$ , що чітко корелюються на профільних графіках, а об'єкти зниженої провідності – у вигляді лінійно витягнутих зон підвищених значень уявного опору. У разі картування поверхні опорного високоомного горизонту негативні форми його рельєфу відмічаються на карті уявного опору ділянками знижених значень, а позитивні – підвищених значень  $\rho_y$ .

**Кругове електропрофілювання.** Під круговим профілюванням розуміють вивчення залежності уявного опору  $\rho_y$  від азимуту напрямку орієнтації установки за незмінного положення центра



приймальної лінії MN. Дослідження можуть виконуватися за допомогою будь-якої з наведених вище установок. Кругове профілювання застосовують для вивчення анізотропних в електрично-в'язкому відношенні порід (тріщинуватих вапняків, сланців), виявлення тріщинуватих обводнених зон у кристалічних породах та ін.

Вимірюваний уявний опір анізотропного середовища суттєво залежить від напрямку пропускання струму, а отже, від орієнтації установки відносно простягання анізотропних порід. У разі кругового профілювання симетричною установкою AMNB живильні та вимірювальні електроди переміщують навколо центра приймальної лінії MN і за кожного азимута розмотки установки визначають значення уявного опору  $\rho_y$ . Результати зображують у вигляді полярної (кругової) діаграми  $\rho_y$ , з'єднуючи масштабовані відрізки, що відповідають уявним опорам, вимірним за різних азимутів розмотки установки AMNB (рис. 1.13).



**Рис. 1.24. Розташування пласта (а)  
та полярні діаграми  $\rho_y$   
(б) трьохелектродного кругового  
електропрофільювання над провідним пластом  
з різним кутом падіння:  
1 – провідний пласт;  
2 – струмові лінії**

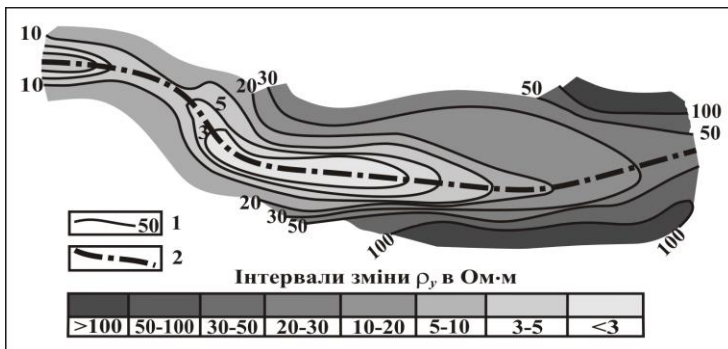
У разі однорідного ізотропного середовища кругова діаграма  $\rho_y$  має форму кола. За наявності анізотропії полярна діаграма набуває форми еліпса (чи близької до нього). При цьому напрямки великої осі діаграми збігається з напрямком простягання анізотропної пачки порід. Відношення великої півосі полярної діаграми до малої в разі крутого падіння анізотропної товщі дає можливість оцінити її коефіцієнт анізотропії  $\lambda$ .

Інколи кругове профілювання виконують на декількох розносах з метою вивчення розповсюдження анізотропії на глибину. Аналогічну мету мають кругові вертикальні зондування (КВЗ), про які згадувалося вище.

Для визначення напрямку й оцінки кута падіння виділених у результаті електропрофілювання пластів над ними ставлять кругові профілювання несиметричною установкою АМН. Полярна діаграма  $\rho_y$  в цьому разі асиметрична. Зокрема, для пласта підвищеного опору в напрямку його падіння уявний опір більший, ніж у напрямку його підйому, а для пласта з високою провідністю – навпаки. Рівень відмінності уявного опору в різних напрямках характеризує величину кута падіння пласта (рис. 1.24).

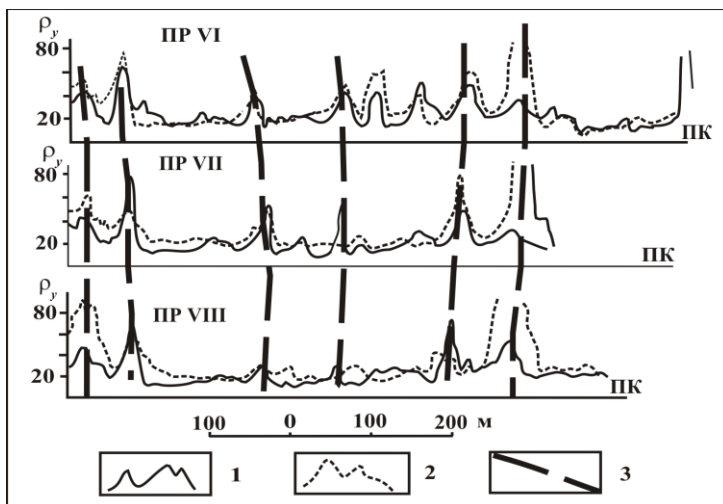
### **1.3.11. Принципи інтерпретації результатів електропрофілювання**

У результаті інтерпретації експериментальних даних електричного профілювання роблять висновок про геоелектричну й геологічну будову досліджуваної ділянки робіт. Основними матеріалами, що використовуються для інтерпретації, є графіки уявного опору, карти графіків  $\rho_y$  (кореляційні плани), карти ізом чи розрахункових параметрів, які будуються за результатами електропрофілювання й несуть інформацію про геоелектричні неоднорідності вздовж профілів чи в межах площі досліджень на певному інтервалі глибин. На рис. 1. 25 наведений фрагмент карти ізом (однакових значень уявного опору), а на рис. 1.26 – приклад кореляційного плану уявного опору.



**Рис. 1.25.** Карта ізоум за даними електропрофілювання:

- 1 – лінії рівних значень  $\rho_y$ ;
- 2 – вісь антиклінальної складки



**Рис. 1.26.** Фрагмент карти графіків уявного опору за даними дворозносного симетричного профілювання на вугільному родовищі:

- 1 – графіки уявного опору при  $AB = 80$  м;
- 2 – графіки уявного опору при  $A'B' = 20$  м,  $MN = \text{крок} = 5$  м;
- 3 – виходи пластів вугілля під наноси

Для інтерпретації використовуються дані про електричні властивості порід, а також геологічні, гідрогеологічні, геофільтраційні, фізико-механічні й інші дані, що є на ділянці робіт і на суміжних ділянках. Інтерпретація експериментальних даних електропрофілювання в основному якісна, рідше кількісна.

**Якісна інтерпретація результатів профілювання.** Суть якісної інтерпретації даних електричного й електромагнітного профілювань зводиться до візуального (чи з допомогою імовірнісно-статистичних методів) виявлення аномалій, тобто відхилень отриманих параметрів поля (для електричного профілювання – це уявний опір  $\rho_y$ ) від первинного (нормального) чи середнього (фонованого) поля й оцінки природи об'єктів, що зумовили ці аномалії. Можливість виділення аномалій суттєво залежить від точності зйомок, яку прийнято виражати через середню квадратичну ( $\sigma$ ) чи середню арифметичну ( $\Delta A$ ) похибки:

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (A_i - A_{ki})^2}{2n-1}} \quad \text{чи} \quad \Delta A = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |A_i - A_{ki}|, \quad (1.50)$$

де  $A_i$  та  $A_{ki}$  – значення відповідно основного і контрольного вимірів на  $i$ -й точці,  $n$  – загальна кількість контрольних точок. Для виділення аномалій використовують "правило трьох  $\sigma$  і трьох точок": аномалія вважається достовірною, якщо її амплітуда перевищує  $\sigma$  в три рази, і простежується вона не менше ніж на трьох точках профілю.

Початковим етапом процесу якісної інтерпретації є виділення на графіках і картах  $\rho_y$  особливостей, пов'язаних з об'єктами, що мають практичний інтерес: пластами, провідними чи навпаки високоомними тілами, розломами, зонами поширення масивів геологічних утворень і т. ін. Цей процес утруднюється впливом на графіки  $\rho_y$  аномалій-завад як геологічного характеру – неоднорідностей покривних відкладів (якщо вони не є об'єктом дослідження), вмісних порід, рельєфу денної поверхні, так і похибок спостережень. Якщо амплітуда корисних аномалій значно більша від амплітуд завад, то аномалії виділяють і корелюють візуально з урахуванням характерних особливостей графіків  $\rho_y$

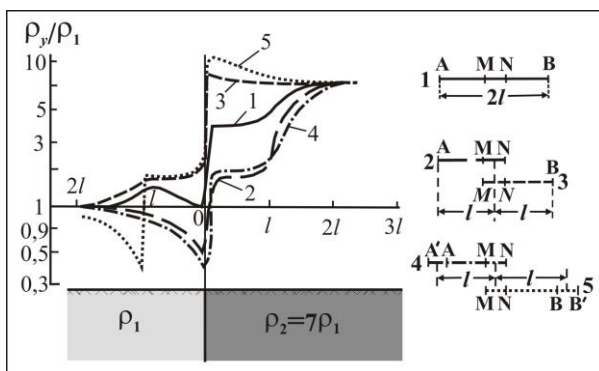
(рис. 1.26). У разі високого рівня аномалій-завад застосовують статистичні методи виділення корисних аномалій і методи їхньої міжпрофільної кореляції.

Після того, як аномальні зони виділено на графіках і картах уявного опору і дано їм геологічне тлумачення, бажано за характером аномалій уточнити положення об'єктів, що спричинили ці аномалії, і оцінити, по можливості, елементи їхнього залягання, розміри і т. ін., тобто виконати кількісну інтерпретацію. Цей етап інтерпретації є досить складним і далеко не завжди можна його реалізувати. Усе ж таки для простих геологічних моделей, використовуючи палеткові методи зіставлення та методи мінімізації, вдається уточнити положення контактів, пластів, жил, рудних об'єктів ізометричної та витягнутої форм, визначити напрямок падіння пластів і оцінити їхній кут падіння.

Під час фізичної інтерпретації оцінюють електричні (електромагнітні) властивості об'єктів, що спричинили виявлені аномалії. З урахуванням геологічної ситуації та результатів імовірнісно-статистичних методик аналізу даних виконують інженерно-геологічне і гідрогеологічне тлумачення отриманих результатів.

**Кількісна інтерпретація результатів профілювання.** Кількісна інтерпретація даних електропрофілювання зводиться до визначення (частіше за все) форми, глибини, інколи розмірів, фізичної й геологічної природи аномалій. Цей етап інтерпретації є досить складним і далеко не завжди можна його реалізувати. Кількісна інтерпретація починається з вибору фізико-геологічних моделей, якими можна апроксимувати об'єкти, що зумовили виявлені аномалії. Найпростішими з них є контакти середовищ, товсті (ширина аномалій  $l$  більша глибини  $h$  до їхніх верхніх кромки) і тонкі ( $l < h$ ) пласти, ізометричні (кулеподібні) і витягнуті (лінзоподібні, циліндроподібні) об'єкти та ін. Для таких моделей за допомогою математичного чи фізичного моделювання розв'язано прямі задачі й розроблено аналітичні й графічні способи розв'язування обернених задач. На сучасному етапі з'являються алгоритмічні розробки і програмні реалізації, які дозволяють виконувати математичне моделювання електричних полів у межах двовимірних і навіть тривимірних моделей середовищ.

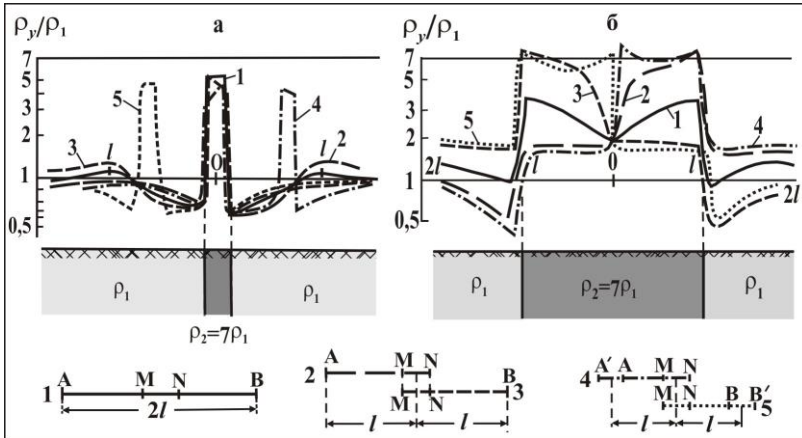
Для прикладу на рис. 1.27 наведено графіки електричного профілювання різномісними установками через вертикальний контакт, а на рис. 1.28 – через вертикальні тонкий і товстий пласти підвищеного питомого опору. Тонким вважається пласт, товщина якого  $h$  менша більш ніж удвічі від розносу установки  $l$ , а товстим, у якого  $l < h < (2-3)l$ . Наведені графіки побудовано з прив'язкою вимірюваного уявного опору до центра приймальної лінії MN.



**Рис. 1.27. Графіки профілювання через вертикальний контакт:**  
установки: 1 – AMNB; 2, 3 – комбінована AMNC $_{\infty}$  і BNMC $_{\infty}$ ;  
4, 5 – двостороння дипольна осьова

Наведені ілюстрації свідчать, що вертикальний контакт і пласти досить чітко фіксуються графіками профілювання. Особливістю профілювання дипольною осьовою установкою через тонкий вертикальний пласт є наявність на відповідних графіках додаткових ("тіньових") аномалій підвищених значень  $\rho_a$ , які відповідають моментам перетину пласта живильними диполями A'A і B'B. Варто також відмітити, що на графіках як комбінованого, так і дипольного двостороннього профілювань присутні так звані "нерудні перетини", коли графіки прямого ходу (графіки профілювань установками AMN і A'AMN) перетинають графіки зворотного ходу (графіки профілювань установками BNM і B'BNM) знизу вверх. Ця харак-

терна особливість комбінованого і дипольного двостороннього профілювань досить виразно виявлена на графіках профілювань через товстий пласт.



**Рис. 1.28. Графіки профілювання через вертикальні тонкий (а) і товстий (б) пласти підвищеного опору (за І. М. Блохом):**  
 установки: 1 – симетрична АМNB; 2, 3 – комбінована АМNC<sub>∞</sub> і BNMC<sub>∞</sub>;  
 4, 5 – двостороння дипольна осява

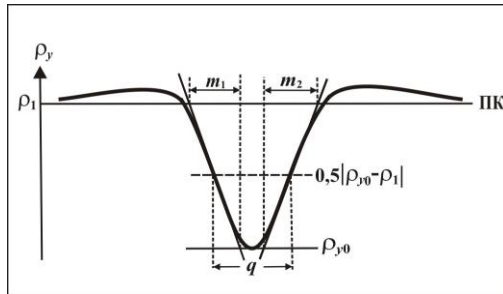
У разі пластів підвищеної провідності морфологія графіків профілювань дзеркально протилежна, і на графіках прямого і зворотного ходів комбінованого і дипольного двостороннього профілювань буде наявним "рудний перетин", коли графіки прямого ходу перетинають графіки зворотного ходу зверху вниз. Отже, у разі комбінованого й дипольного двостороннього профілювань наявність "рудного" і "нерудного" перетинів є характерною ознакою присутності об'єктів відповідно підвищеної й зниженої провідності. Варто також відмітити, що під впливом покривних відкладів графіки профілювань можуть бути суттєво згладженими.

При інтерпретації графіків комбінованого профілювання зазвичай визначають лише вісь виходу пласта під покривні відклади. Існують способи оцінки глибини залягання верхньої кромки пласта за ступенем підвищеної градієнтності кривих  $\rho_y$  у зоні перехрестя, а також визначення напрямку падіння за асиметрією кривих.

Інтерпретацію ізометричних і витягнутих аномалій, отриманих за результатами профілювання ЕП-СГ, у припущенні, що ці аномалії спричинені тілами ізометричної й циліндричної форм, можна виконати способами параметрів  $m$  (спосіб дотичних) і  $q$ . Параметр  $m$  – це відстань між точками перетину похилої дотичної, проведенної до бокової гілки аномального графіка, і двома горизонтальними лініями – дотичною до екстремуму і лінією фонового рівня  $\rho_y = \rho_1$ . При застосуванні цього способу визначають два параметри –  $m_1$  і  $m_2$ , отримані за двома проведеними похилими дотичними (рис. 1.29). Параметр  $q$  – це ширина аномалії на рівні, що відповідає половині її максимального значення. Загальні формули розрахунку глибини  $h$  до центра кулі й осі циліндра мають вигляд

$$h \approx a(m_1 + m_2); \quad h \approx bq. \quad (1.51)$$

Для ізометричних тіл  $a \approx 0,97$ ,  $b \approx 1,3$ . Для витягнутих тіл циліндричної форми  $a \approx 0,73$ ,  $b \approx 1,03$ . Після визначення глибин, за умови апіорі відомих питомих опорів  $\rho_1$  і збурювальних тіл  $\rho_2$ , можна оцінити радіуси об'єктів ізометричної ( $R_0$ ) і циліндричної ( $r_0$ ) форм за такими формулами:



**Рис. 1.29.** Інтерпретація аномалій уявного опору способами параметрів  $m$  і  $q$

$$R_0 = \sqrt[3]{0,5 \frac{(\rho_{y0}/\rho_1 - 1) \cdot (2\rho_2/\rho_1 + 1)}{\rho_2/\rho_1 - 1}} \cdot h, \quad (1.52)$$

$$r_0 = \sqrt{0,5 \frac{(\rho_{y0}/\rho_1 - 1) \cdot (\rho_2/\rho_1 + 1)}{\rho_2/\rho_1 - 1}} \cdot h, \quad (1.53)$$

де  $\rho_{y0}$  – екстремальне значення аномалії уявного опору (рис. 1.29).



Коли об'єкти досить високопровідні ( $\rho_2 \ll \rho_1$ ) або високоомні ( $\rho_2 \gg \rho_1$ ), для розрахунку їхніх радіусів немає необхідності попередньо знати опори  $\rho_1$  і  $\rho_2$ :

$$\text{а) } \rho_2 \ll \rho_1: R_0 = r_0 = \sqrt{0,5(1 - \rho_{y0}/\rho_1)} \cdot h; \quad (1.54)$$

$$\text{б) } \rho_2 \gg \rho_1: R_0 = \sqrt[3]{\rho_{y0}/\rho_1 - 1} \cdot h; \quad r_0 = \sqrt{0,5(\rho_{y0}/\rho_1 - 1)} \cdot h. \quad (1.55)$$

За результатами СЕП оцінку глибини залягання верхньої кромки  $h$  пластоподібних та ізометричних об'єктів можна виконати за формулами (1.51) з коефіцієнтами відповідно  $a \approx 0,5$ ,  $b \approx 0,6$  і  $a \approx 0,8$ ,  $b \approx 1,5$ .

Найбільш надійним способом кількісної інтерпретації аномалій, спричинених об'єктами, які можна апроксимувати тілами простої геометричної форми і для яких відомі аналітичні розв'язки прямих задач, є спосіб автоматизованого підбору. При реалізації цього способу результати попереднього оцінювання параметрів збурювальних об'єктів графоаналітичними способами можна використовувати як нульові наближення.

**Імовірнісно-статистичні методи обробки даних профілювання.** У процесі обробки профільних спостережень, крім вимірних значень поля  $A_i$  часто розраховують середні значення  $A_{\text{сеп}}$  і середні квадратичні відхилення:

$$A_{\text{сеп}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n A_i; \quad \sigma = \pm \sqrt{\sum_{i=1}^n (A_i - A_{\text{сеп}})^2 / n} \approx \frac{1,2}{n} \sum_{i=1}^n |A_i - A_{\text{сеп}}|, \quad (1.56)$$

а також нормовані й центровані значення поля:

$$\gamma_i = (A_i - A_{\text{сеп}}) / \sigma. \quad (1.57)$$

Важливою характеристикою мінливості поля за профілем чи площею є *функція автокореляції*  $R(m)$  або *автокореляційна функція* (АКФ):

$$R(m) = \frac{1}{n-m} \sum_{i=1}^{n-m} (A_i - A_{\text{сеп}})(A_{i+m} - A_{\text{сеп}}), \quad (1.58)$$

де  $n$  – кількість точок спостережень;  $m$  – крок по профілю між розрахунковими точками. У разі  $m = 0$  функція автокореляції  $R(m) = R(0) = \sigma^2$ . Використовується також *нормована функція автокореляції*:  $R_H(m) = R(m)/R(0) = R(m)/\sigma^2$ . Ступінь корельованості звичайно характеризують радіусом автокореляції  $r_k$ , який дорівнює такому значенню  $m$  чи відстані  $r_k = m\Delta x$  ( $\Delta x$  – крок спостережень) на графіку  $R_H(m)$ , за якого  $R_H(m) = 0,3 R_H(0)$ .

Для обробки даних профілювання також застосовується *метод усереднення поля або ковзного (змінного) середнього*. Цей метод призначений для послаблення високочастотних складових на графіках аномалій, пов'язаних із завадами чи локальними аномаліями, і виділення низькочастотних складових, зумовлених регіональними аномаліями. Суть методу зводиться до розрахунку на кожній точці середнього арифметичного із спостережених параметрів у деяких інтервалах профілю ("вікна усереднення"). У разі усереднення по трьох, п'яти, десяти і т. д. точках еталонного (експериментального) профілю й порівняння отриманих графіків можна вибрати такий інтервал усереднення, який найкраще підкреслює апріорно відому аномалію. Цей інтервал усереднення використовують для обробки даних профілювання на всій ділянці робіт.

Для встановлення зв'язку визначених за результатами інтерпретації аномальних полів електричних властивостей об'єктів чи фізичних параметрів спостережених полів з літологією порід та їхніми інженерно-геологічними та гідрогеологічними характеристиками використовуються також імовірнісно-статистичні методи. Для цього попередньо будуються відповідні гістограми чи графіки накопичених частостей (ГНЧ), при цьому в першому випадку використовують арифметичний, а в другому – логарифмічний масштаб по осі  $x$ .

Гістограми і ГНЧ дозволяють: а) установити закон розподілу; б) визначити середні й стандартні відхилення; в) оцінити однорідність вибірки і провести (за необхідністю) поділ бімодальної сукупності на однорідні складові. Гістограми і ГНЧ, побудовані в одній системі координат для фізичних властивостей ряду типів порід чи фізичних параметрів поля над різними комплексами

порід, дозволяють оцінити надійність поділу цих порід за фізичними властивостями чи полями. Показником надійності поділу є величина  $\gamma = 1 - q$ , де  $q$  – відношення площі, загальної для двох пересічних гістограм, до суми площ під кожною з гістограм. Такі побудови створюють основу для оцінки застосовності геофізичних методів, визначення їхньої геологічної ефективності та є необхідним етапом для багатьох алгоритмів комплексної обробки даних.

Наступною досить корисною операцією статистично-імовірнісного аналізу даних є побудова двовимірних розподілів щільності імовірності (чи крос-плотів), що знаходять широке застосування в разі виконання дискримінантного аналізу, в алгоритмах розпізнавання образів, особливо в разі інтерпретації даних геофізичних досліджень свердловин (ГДС), де методика крос-плотів дозволяє розпізнавати значну кількість літологічних типів осадових порід. У гідрогеологічній геофізиці знайшли застосування крос-плоти, що використовують дані методу викликанної поляризації (у координатах метал-фактора  $A^*$  і  $\rho_y$ ) для оцінки літологічного складу порід, мінералізації вод і прогнозу фільтраційних властивостей.

*Методи парної й множинної кореляції* призначені для виявлення і використання стохастичних зв'язків геофізичних та інженерно-геофізичних параметрів. Парний коефіцієнт кореляції змінних  $x$  та  $y$  визначають згідно з формулою

$$r_{xy} = \sum_{i=1}^n \frac{(x_i - x_{\text{сеп}})(y_i - y_{\text{сеп}})}{n\sigma_x\sigma_y}, \quad (1.59)$$

де  $x_{\text{сеп}}$ ,  $y_{\text{сеп}}$  – середні значення змінних  $x$  та  $y$ ;  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$  – середні квадратичні відхилення. Коефіцієнти кореляції, близькі до  $\pm 1$ , свідчать про тісний кореляційний зв'язок, а близькі до 0 – про відсутність такого зв'язку.

Рівняння регресії

$$(y - y_{\text{сеп}}) = r_{xy} \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x - x_{\text{сеп}}) \quad (1.60)$$

дозволяє передбачати значення  $y$  по  $x$  після встановлення факту стійкої кореляції параметрів. Прикладами таких парних кореляційних зв'язків є зв'язок водопровідності й поперечного опору, коефіцієнта фільтрації й питомого опору  $\rho$  або поляризованості  $\eta$ , коефіцієнта пористості й відносного опору і т. ін.

Множинна кореляція і лінійна регресія припускають наявність і використання зв'язку однієї залежної змінної  $z$  від двох незалежних змінних і більше, наприклад:

$$(z - z_{\text{сеп}}) = a(x - x_{\text{сеп}}) + b(y - y_{\text{сеп}}), \quad (1.61)$$

де

$$a = \frac{r_{xz} - r_{yz}r_{xy}}{1 - r^2} \cdot \frac{\sigma_z}{\sigma_x}, \quad b = \frac{r_{yz} - r_{xz}r_{xy}}{1 - r^2} \cdot \frac{\sigma_z}{\sigma_y}. \quad (1.62)$$

Порівняно з парними зв'язками множинна регресія може забезпечити більш високу точність прогнозу залежного параметра  $z$ , оскільки дозволяє врахувати більшу кількість факторів, від яких залежить значення  $z$ .

Методики побудов гістограм і графіків накопичення частотей, алгоритми парної й множинної кореляції створюють основу для дискримінантного та регресійного аналізу, розпізнавання образів, районування і класифікації полів за комплексом ознак, кількісної комплексної інтерпретації та вирішення інших задач. Досвід застосування імовірнісно-статистичних методів аналізу інформації на основі автоматизованих систем свідчить про доцільність розвитку цього напрямку і широкого його використання в процесі обробки даних інженерної геофізики.

### 1.3.12. Електротомографія

**Загальна характеристика й методичні принципи.** Електротомографія є сучасним методом розвідувальної геофізики, який стає основною, лідируючою технологією в разі вирішення складних двовимірних і тривимірних задач інженерної геології,

гідрогеології, геоекології, археології, а також при пошуках і розвідці рудних родовищ. В англійській літературі відносно електротомографії найчастіше вживаються два терміни: Resistivity Imaging і Electrical Resistivity Tomography.

Електротомографія – це цілий комплекс, що включає в себе як методику польових спостережень, так і техніку й технологію обробки та інтерпретації польових даних. Її особливістю є багаторазове використання у ролі живильних і вимірювальних одні й ті ж фіксовані на профілі спостережень електроди. Це призводить до зменшення загальної кількості робочих положень електродів за істотного збільшення густоти точок вимірювань порівняно із звичайним методом вертикальних електричних зондувань. Такий підхід дозволяє, з одного боку, працювати із сучасною високопродуктивною апаратурою, а з іншого – застосовувати ефективні алгоритми моделювання та інверсії. Інтерпретацію даних електротомографії можна проводити в межах двовимірних і тривимірних моделей. Це принципово розширює коло розв'язуваних завдань електророзвідки за рахунок дослідження середовищ, що значно відрізняються від "класичних" горизонтально-шаруватих. Завдяки електротомографії й використанню алгоритмів послаблення спотворювального впливу верхньої частини розрізу можна також підвищити якість і одновимірної інтерпретації.

Відзначимо такі методичні особливості електротомографії, які відрізняють її від звичайного методу ВЕЗ:

- лінійний крок електричних зондувань по профілю дорівнює відстані (розносу) між електродами;
- одні й ті ж електроди використовуються як живильні й приймальні, при цьому струми в АВ не перевищують 1-2 А;
- для отримання даних використовуються багатоелектродні коси (як правило, на 48, 64, 72 чи 96 електродів), в яких комутація електродів виконується або за допомогою вбудованих у станцію комутаторів, або вбудованих в електроди інтелектуальних пристроїв, управління якими здійснюється по спеціальних каналах усередині коси;

– управління і збір даних здійснюється станціями, які працюють в автоматизованому режимі згідно із заданими протоколами підключення чотирьохполосників AMNB (кращі зразки станцій є багатоканальними, приклад такої станції наведено на рис. 1.30);

– як основні установки часто в електротомографії використовуються симетрична чотирьохелектродна установка AMNB, трьохелектродні установки Шлюмберже AMN + MNB, у деяких випадках – дипольна осьова ABMN;

– для інтерпретації даних використовуються програми автоматизованої двовимірної інверсії, у разі 3D томографії – тривимірної інверсії.



**Рис. 1.30.** Багатоканальна станція для електричної томографії методом опорів і викликаної поляризації

Роботи за технологією електротомографії виконуються багатоканальними електротомографічними приладами: Скала-48, EGD-48, Омега-48, ERA-MultiMAX (Росія). Syscal-Pro, Iris Instruments, SAS4000, ABEM.

Суть електротомографічної технології така. Припустимо на певному відрізку профілю з рівномірним кроком  $\Delta x$  розставлено (заземлено) парну кількість  $N$  електродів (наприкладі, наведеному на рис. 1.31,  $N = 16$ ). Уздовж цього відрізка профілю виконується багаторозносне електричне профілювання симетричною установкою AMNB з використанням як живильних і приймальних заземлень, розставлених уздовж профілю електродів. Нескладно уявити, що за таких умов кількість розносів  $k$  лінії АВ багаторозносного профілювання становить  $k = (N - 2)/2$ , причому ці розноси змінюються в межах від мінімального  $AB_{\min} = 3\Delta x$  до максимального  $AB_{\max} = (N - 1)\Delta x$  за законом  $AB(n) = (2n + 1)\Delta x$ , де  $n = 1, 2, \dots, k$ .

Послідовне збільшення розносу АВ приводить до збільшення глибинності дослідження і водночас до зміщення на крок точки прив'язки вимірюваного уявного опору (центр приймальної лінії MN). На окремих розносах АВ (перш за все це стосується великих розносів) профілювання може виконуватися з приймальними лініями MN різних розмірів.

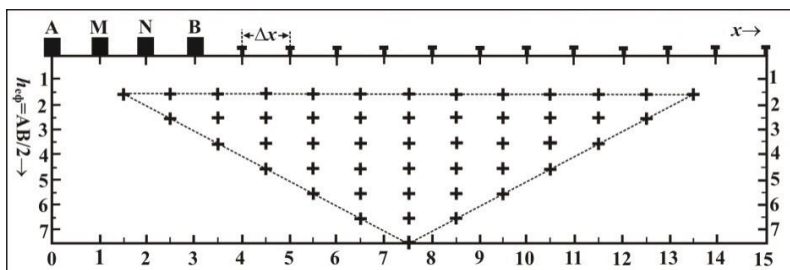


Рис. 1.31. Технологічна схема електротомографії

Після повного циклу багаторозносних профілювань результати подаються у вигляді вертикального псевдорозрізу (вертикального розрізу уявного опору  $\rho_y$ ), на якому вздовж вертикальної осі відкладається в лінійному чи логарифмічному масштабі ефективна глибина  $h_{ef}$  у вигляді  $h_{ef} = AB/2$  або  $h_{ef} = (AB/2)/2,63$  [Edwards, 1977]. Зона побудови псевдорозрізу в разі лінійної вертикальної осі матиме трикутну форму (рис. 1.31), а у випадку логарифмічної – близьку до трикутної з криволінійними боковими сторонами. Вершиною зони побудови псевдорозрізу є найбільш глибинна точка (точка уявного опору, вимірюваного на максимальному розносі лінії АВ). Крім псевдорозрізів, результати електротомографічних робіт подаються також у вигляді геоелектричного розрізу (глибинного розрізу питомого опору), отриманого в результаті автоматизованої двовимірної (або тривимірної) інверсії.

Завдяки багаторазовим повторним вимірюванням сигналу в приймальних лініях за різних положень ліній живлення, в електротомографії реалізується своєрідне "підсвічування" геологічного розрізу з різних позицій джерела і "проекування" зміненого геологічними об'єктами сигналу на приймальні лінії. Завдяки використанню цього принципу й сучасних алгоритмів інверсії електрото-

мографія дозволяє вивчати складні двовимірні й тривимірні середовища, що істотно розширює коло вирішуваних електророзвідкою завдань. Метод оперує великими обсягами даних, від перших тисяч для двовимірної до десятків і перших сотень тисяч вимірів для тривимірної електротомографії. Це вимагає використання високопродуктивної багатоелектродної й багатоканальної комутувальної апаратури, спеціального геофізичного обладнання і програм керування експериментом та інверсії польових даних.

Глибинність досліджень в електротомографії як і в методі ВЕЗ визначається геоелектричним розрізом і максимальними розносами. Максимальна глибина досліджень для електротомографії може становити 500–700 м, але досліджуються переважно глибини до 50–60 м. Роздільна здатність електротомографії визначається відстанню між електродами в косі й, так само як і для інших методів електромагнітних зондувань, зі збільшенням глибинності досліджень вона зменшується.

Реалізація електротомографічної технології електророзвідки неможлива без сучасного програмного забезпечення. Для робіт методом електротомографії використовують такий комплекс програм: 1. Підготовка протоколів з описом методики вимірювань. Зазвичай такі програми входять до комплексу поставки багатоелектродної апаратури; 2. Програми візуалізації, попередньої обробки польових даних і послаблення ефектів приповерхневих неоднорідностей; 3. Програми автоматизованої одно-, дво- та тривимірної інверсії, перш за все в класі "гладких" моделей [Loke and Barker, 1996]. Використання моделей з плавною зміною питомого опору є стандартним способом регуляризації алгоритмів інверсії й дозволяє в багатьох випадках оперативно, без урахування апріорної інформації отримувати задовільну інтерпретацію даних електротомографії. Такий підхід досить поширений за кордоном. Найбільш вживаною програмою інверсії є програма двовимірної інверсії "Res2dInv" (Geotomo, Малайзія). Відзначимо також російську розробку – "ZondRes2D" (Санкт-Петербург); 4. Програми як одновимірної, так і дво- та тривимірної моделювання: "Res2DMod", "Res3DMod" (Geotomo, Малайзія), "ie2dp" (МДУ, Росія) та ін.

Вимірюваний в електротомографії уявний опір є функцією, залежною не тільки від розносу й пікету, а й від положення всіх



чотирьох робочих електродів. Відповідно, програмне забезпечення для електротомографії повинно "вміти працювати" з такими типами даних.

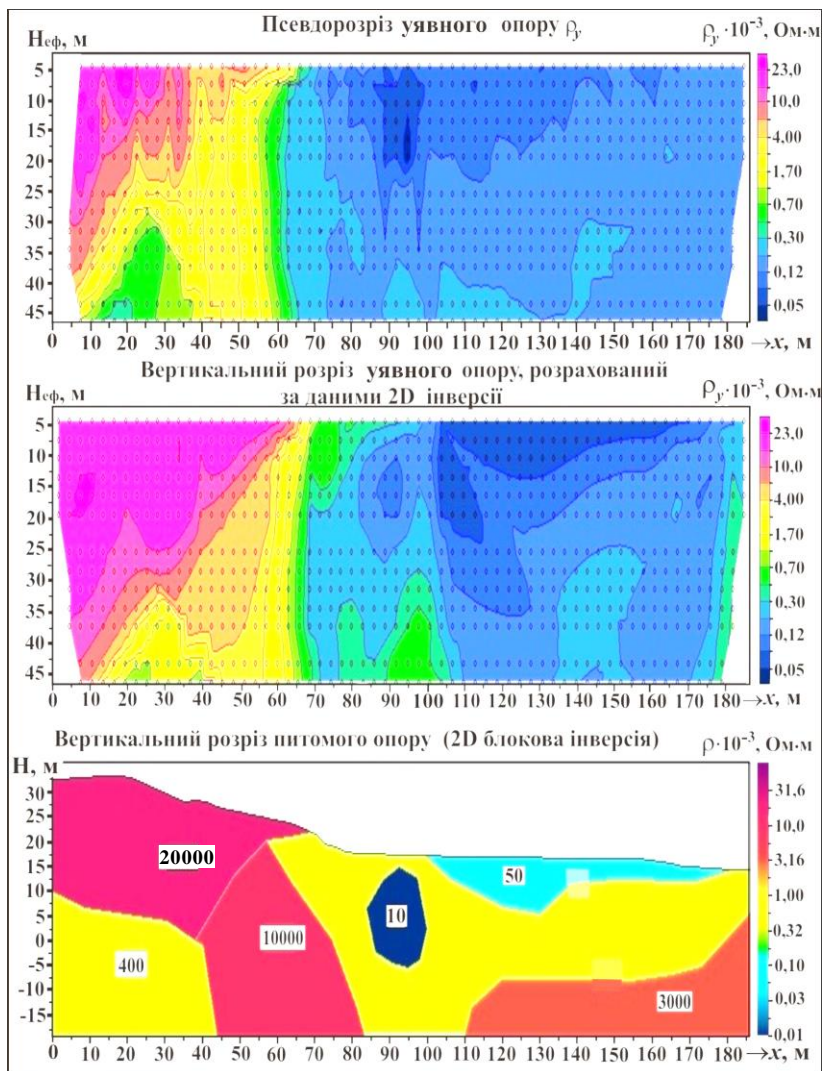


Рис. 1.32. Результати обробки даних електротомографії програмним комплексом ZondRes2D

На рис. 1.32 наведено приклад обробки даних електротомографічних спостережень програмним комплексом ZondRes 2D. Цей комплекс, між іншим, як й інші програмні комплекси, дозволяє виконувати графічні побудови вертикальних розрізів уявного опору (псевдорозрізів  $\rho_y$ ) і виконувати інверсію експериментальних даних у класах як "гладких", так і "блокових" 2D моделей (на рисунку нижній фрагмент). На основі отриманого результату 2D інверсії програмний комплекс реалізує також розрахунок прямої задачі у вигляді псевдорозрізу уявного опору з метою порівняння його з отриманим за експериментальними даними псевдорозрізом. На рисунку цей розрахунок показаний на середньому фрагменті.

### Електротомографія з багатоканальною апаратурою.

В електротомографії використовують вимірювання з різними типами установок. Для досягнення максимальної ефективності польових робіт в електротомографії застосовується спеціальна багатоелектродна апаратура з програмованою автоматичною комутацією електродів. Термін "багатоелектродна" часто плутають з більш звичним поняттям "багатоканальна".

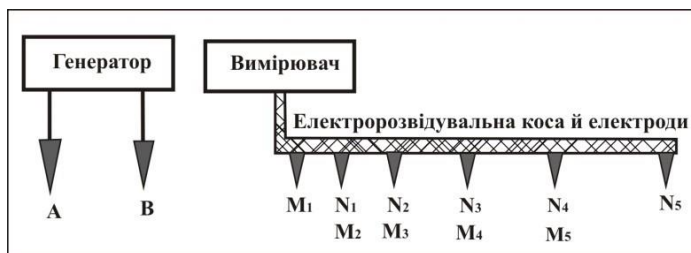


Рис. 1.33. Схема багатоканальної апаратури

*Багатоканальна* апаратура дозволяє одночасно або послідовно вимірювати різницю потенціалів на декількох (8–24) вимірювальних диполях, з'єднаних багатожильним кабелем ("косою", рис. 1.33). Такий підхід зазвичай використовується в разі робіт методом викликаної поляризації (ВП) і при річкових зондуваннях.

У багатоелектродної апаратури теж використовується великий набір електродів (зазвичай від 48 до 96 штук), з'єднаних у вигляді електророзвідувальної коси. На відміну від багатоканальних систем кожен електрод може використовуватися не тільки як приймальний, а й як живильний (рис. 1.34). Отже, один раз установивши і підключивши електроди, можна провести весь комплекс профільних вимірів.

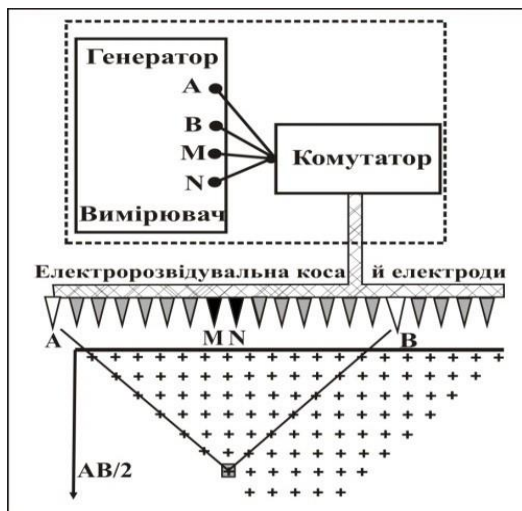


Рис. 1.34. Багатоелектродна апаратура

Прагнення підвищити продуктивність робіт спонукало появу багатоканальних багатоелектродних станцій (Syscal-Pro, Iris Instruments; SAS4000, ABEM). Такі комплекси дозволяють одночасно вимірювати значення різниці потенціалів на декількох приймальних диполях (рис. 1.35). Кількість таких каналів незначна: від 3 до 10 штук, але такий підхід дає принципову можливість збільшити швидкість польових спостережень у таку кількість разів, яка відповідає кількості каналів.

Швидкі вимірювання під час виконання експериментальних робіт відкривають нові можливості в разі використання електророзвідки для моніторингу різних геологічних і технологічних процесів.

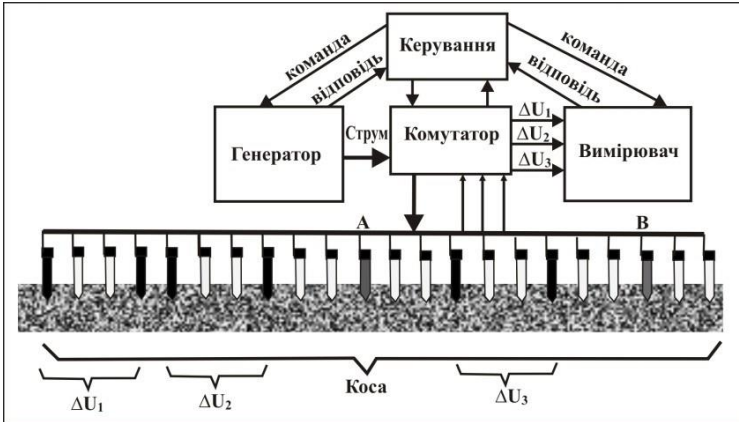


Рис. 1.35. Схема багатоканальної багатоелектродної електротомографічної установки

**Електротомографія з одноканальною апаратурою.** Багатоелектродна апаратура забезпечує максимальну продуктивність польових робіт методом електротомографії. Водночас вона має низку серйозних недоліків, а саме: висока вартість (25–75 тис. дол.); труднощі при роботах з великими струмами, необхідними при глибинних дослідженнях, особливо методом ВП; обмежений діапазон розносів, який визначається кількістю електродів, підтримуваних апаратурою. Тому часто роботи методом електротомографії проводять із звичайною одноканальною або багатоканальною апаратурою. При цьому сітка розносів і крок уздовж профілю підбирається так, щоб виконувалася основна вимога методики електротомографії – мінімізація кількості використовуваних положень електродів при збільшенні щільності спостережень. Визначальним параметром установки є мінімальна відстань між електродами ( $\Delta x$ ), рівна мінімальній довжині вимірювального диполя. Крок уздовж профілю вибирається кратним цій відстані, а значення розносів задовольняють умову  $AB = (2n + 1)\Delta x$ , де  $n$  – будь-яке ціле число.

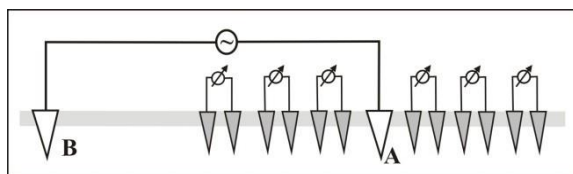
Основною проблемою при роботах із звичайною апаратурою є низька продуктивність праці. Для цього доводиться розріджувати крок уздовж профілю і сітку розносів, утрачаючи детальність результатів, особливо на малих глибинах. Досвід показує, що залежно від вирішуваних завдань і наявного часу крок між зондуваннями

може досягати п'яти відстаней між електродами. У разі робіт з багатоелектродною апаратурою в діапазоні розносів АВ від 3 до 250 м потрібно одночасно використовувати не менше 126 електродів із кроком 2 м. При вимірюваннях одноканальною апаратурою в такому діапазоні розносів допускається працювати з десятиметровим кроком уздовж профілю. У табл. 1.2 наведено рекомендовану сітку розносів для електротомографічних досліджень.

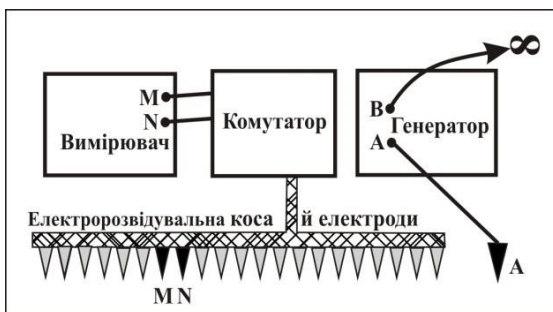
**Таблиця 1.2. Сітка розносів для робіт методом електротомографії (відстань між електродами 2 м)**

AB/2, м	2	3	4	5	7	9	11	15	19
MN, м	2	2	2	2	2	2	2	2	14
AB/2, м	19	25	35	45	55	65	85	105	125
MN, м	14	14	14	14	14	14	14	14	14

Під час глибинних робіт методом електротомографії з використанням великих струмів доводиться обмежувати кількість ліній АВ, оскільки важко забезпечувати необхідне якісне заземлення живильних електродів. У цьому випадку рекомендується використовувати несиметричні установки з досить великою довжиною лінії АВ і розташуванням приймальних диполів як усередині, так і зовні АВ (рис. 1.36). У цьому разі на малих розносах установка буде трьохелектродною, а на великих – або Шлюмберже, або дипольною осью. За умови робіт з використанням такої методики спостережень 5–7 перекривних ліній АВ забезпечують отримання обсягу даних, достатнього для двовимірної інтерпретації.



**Рис. 1.36. Приклад несиметричної чотирьохелектродної установки**



**Рис. 1.37. Схема одно каналної багатоелектродної апаратури для електротомографічних досліджень**

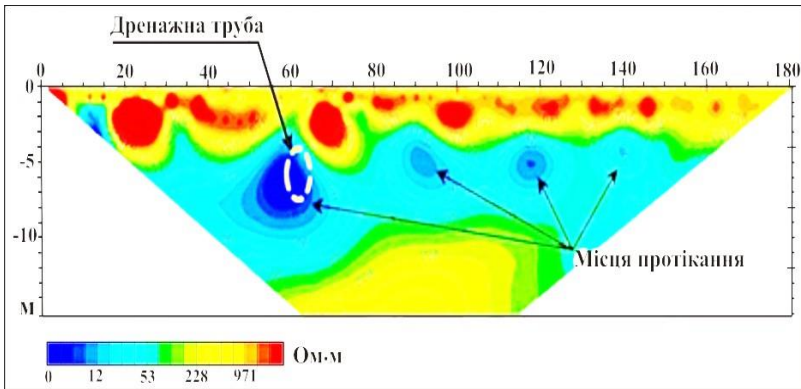
Застосування сучасної одноканалної багатоелектродної апаратури для виконання електротомографічних досліджень дозволяє добитися значно більш високої продуктивності порівняно із традиційною методикою. До комплекту одноканалної багатоелектродної апаратури

входить комутатор, призначений для комутації тільки приймальних електродів, з'єднаних косою (рис. 1.37). Живильний електрод переноситься вручну. Така апаратура відносно дешева (включаючи косою й електроди) і достатньо ефективна в разі використання установок з нерухомими електродами живлення – трьохелектродної AMN або дипольної осьової. Виконання електротомографічних досліджень уздовж профілю такими установками (прямими і зворотними) дозволяє отримати обсяг інформації, аналогічний класичній електротомографії (рис. 1.31), крім цього отримується також додаткова інформація у вигляді двох псевдорозрізів – для прямої та зворотної установок.

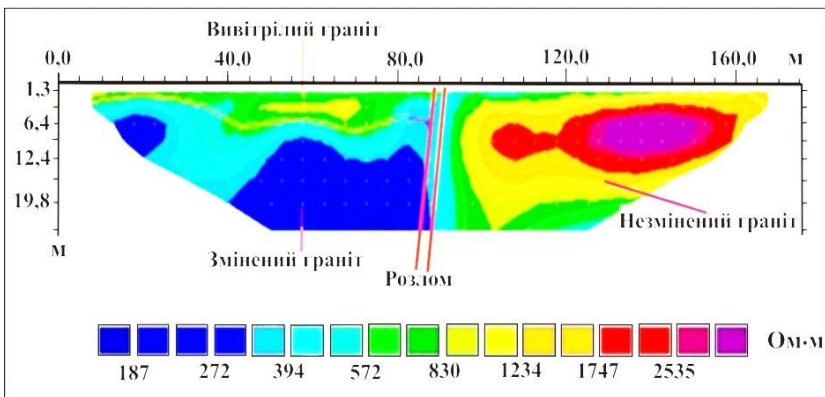
**Практичне застосування електротомографії.** Застосування двовимірної електророзвідки доцільно при всіх детальних (масштаб 1 : 2000 і крупніше) геофізичних дослідженнях – при інженерно-геологічних і гідрогеологічних дослідженнях, вивченні геологічного розрізу на малих і середніх глибинах для пошуків і розвідки корисних копалин, а також у менш традиційних сферах застосування малоглибинної геофізики – вивченні археологічних пам'яток, вирішенні геоекологічних та інших завдань. У разі вивчення геоелектричних розрізів, які значно відрізняються від горизонтально-шаруватих, застосування електротомографії є необхідною умовою для надійної інтерпретації експериментальних даних. Складна будова геологічного середовища зазвичай характерна для ру-

дних зон і зон тектонічних порушень, зсувів, насипних і штучних ґрунтів у зонах міської забудови, районів багаторічної мерзлоти, при крутому падінні шарів і за наявності карсту.

На рис. 1.38–1.42 наведено практичні приклади результатів застосування електротомографічних досліджень, отриманих під час вирішення різноманітних завдань. На рисунках представлені геоелектричні розрізи, побудовані за результатами інверсії даних 2D електротомографії, а на рис. 1.42 – фрагмент геоелектричного розрізу, отриманого в результаті інверсії даних тривимірної електротомографії.

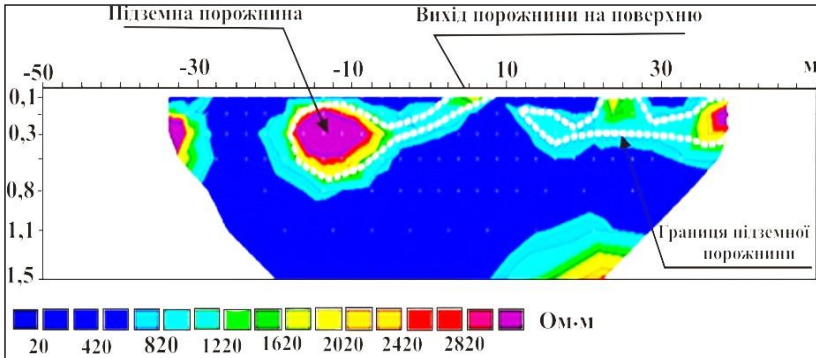


**Рис. 1.38. Геоелектричний розріз за даними електротомографічного обстеження земляної дамби**

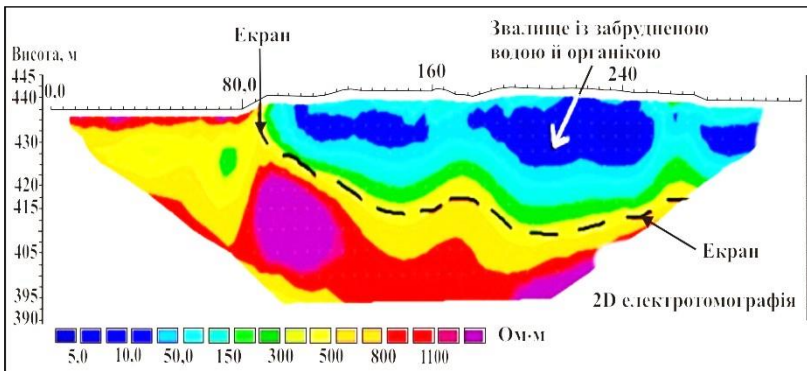


**Рис. 1.39. Результат інверсії даних 2D електротомографії при картуванні розлому**

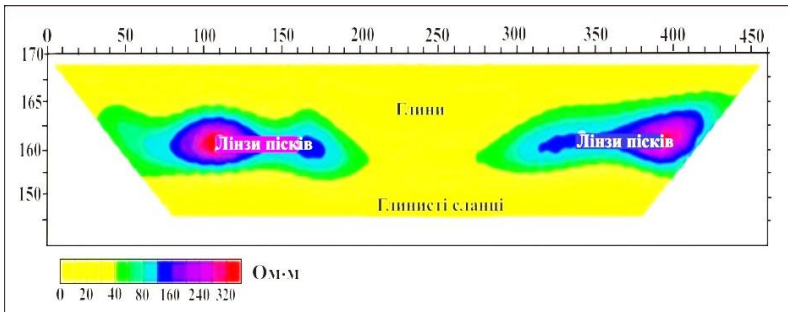




**Рис. 1.40. Приклад застосування електротомографії для картування порожнин**

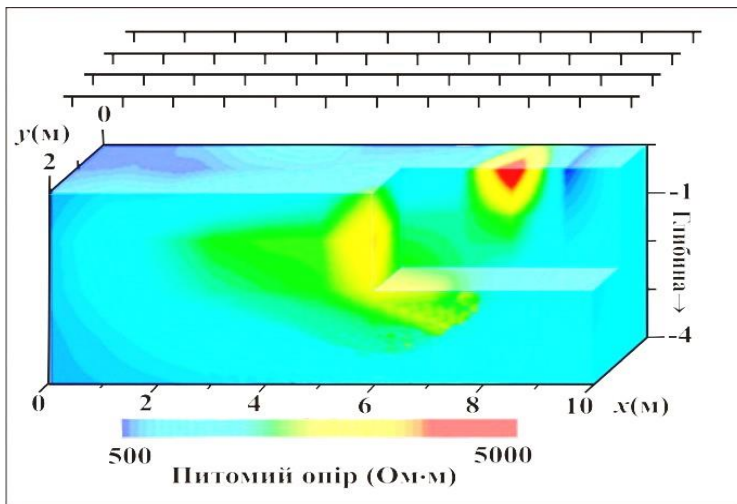


**Рис. 1.41. Результати електротомографічного обстеження звалища**



**Рис. 1.42. Приклад електротомографічного картування лінз пісків**





**Рис. 1.43. Приклад гладкої інверсії даних 3D електротомографії**

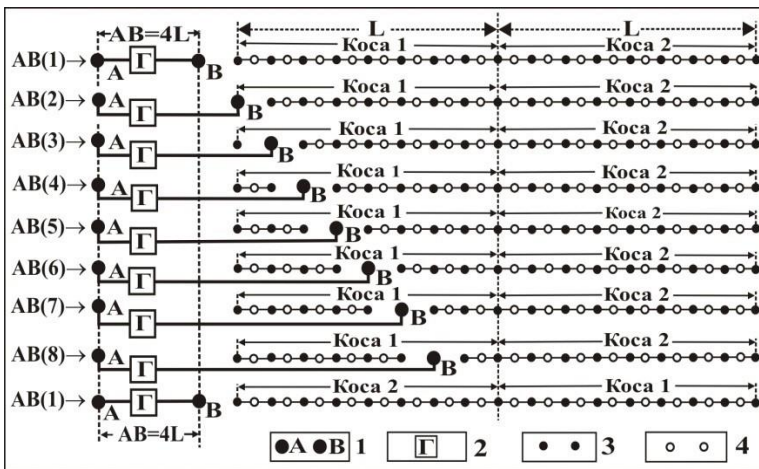
**Суцільні електричні зондування.** Для виконання робіт із застосуванням методики суцільних електричних зондувань використовується трьохелектродна комбінована установка Шлумберже AMN + MNB, яка отримала назву установки суцільних електричних зондувань (*Модін І. М.* та ін., 1995; *Електроразведка ...*, 2005). Ця установка краща за інші, оскільки дозволяє розділити аномалії С-ефекта установок AMN і MNB. С-ефект – це явище спотворення кривих зондувань за рахунок горизонтальних неоднорідностей, яке виявляється у вигляді локальних поступово згасаючих аномалій уявного опору на кривих зондувань, коли один із струмових електродів (або обидва) проходить над локальною неоднорідністю.

Комбінована установка дозволяє отримати два зображення, на яких горизонтально-шаровий розріз проявляється однаково, а глибинні неоднорідності – по-різному. Електрод С відноситься у "нескінченність" на відстань  $(3-7) \cdot AO_{\max}$  у напрямку, перпендикулярному до напрямку профілю. На кожній точці зондування приймальні електроди нерухомі, живильні електроди А і В руха-

ються в різних напрямках з лінійним кроком. Крок самої установки по профілю дорівнює кроку розносів і зазвичай становить 1–25 м. У разі малого кроку максимальні розноси АО становлять 25–30 м, якщо крок установки великий – максимальні розноси становлять 150–200 м. Для оптимізації й прискорення процесу збирання даних використовується коса, яка поступово переміщується з лінійним кроком по профілю спостережень, використовуючи заздалегідь розставлені електроди. Відмінність СЕЗ від сучасної технології електротомографії, яка розглянута вище, полягає у використанні окремих вимірювальних електродів. Це, з одного боку, призводить до уповільнення процесу вимірювання, але з іншого – дозволяє отримати додаткові малі розноси.

**Технологія точкових суцільних зондувань.** Ця технологія передбачає виміри на багатьох приймальних електродах, які поступово віддаляються від живильного електрода, цим самим збільшуючи рознос. Для одновимірної електророзвідки ця технологія є вимушеною, оскільки дозволяє зменшити спотворювальний вплив на криві зондування так званого Р-ефекту. Поверхневий Р-ефект проявляється у зміщенні кривої зондування вверх-вниз тоді, коли приймальні електроди розташовані цілком у межах поверхневої неоднорідності, а живильні розташовані поза нею. З точки зору двовимірної електророзвідки принципової різниці між точковими й суцільними зондуваннями немає, оскільки використовується лінійний крок по розносу, рівний кроку по профілю. При цьому досягається додаткова зручність, а саме – коли живильний електрод зафіксований, технологічно значно легше комутувати і переміщувати приймальні електроди. Зокрема, такий спосіб отримання даних суттєво пришвидшує процес зйомки в разі використання багатоканальних систем. Схема такої установки показана на рис. 1.44. Тут ретельно заземлений електрод В поступово наступає на установку. Другий заземлений електрод А, віднесений у "нескінченність", час від часу підтягується до робочого електрода. Близня до живильного електрода коса послідовно поступається місцем електроду В, потім переміщується в голову установки.

На рис. 1.44 наведено приклад технології точкових суцільних зондувань з двома восьмиканальними косами і двома вимірювальними приладами. Якщо припустити, що довжина коси становить 400 м (крок приймальних електродів уздовж профілю 50 м), то максимальний рознос такої установки буде 825 м, що дає змогу виконувати зондування на глибину понад 165 м. Зазвичай технологію точкових суцільних зондувань реалізують з трьома косами і відповідною кількістю вимірювальних приладів.



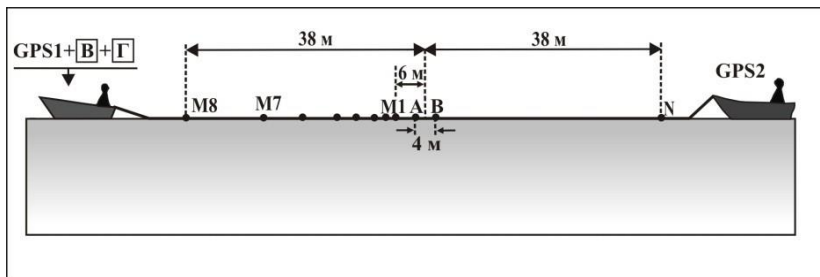
**Рис. 1.44. Схема електротомографічної технології точкових суцільних зондувань:**

- 1 – струмові заземлення; 2 – генератор;
- 3 – заземлення приймальних ліній;
- 4 – точки вимірювання уявного опору

Виконання точкових суцільних зондувань у прямому і зворотному напрямках дозволяє повністю реалізувати технологію електротомографії, при цьому отримується додаткова інформація про геоелектричну структуру верхньої малоглибинної частини розрізу.

**Технологія акваторіальних зондувань.** Акваторіальні зондування призначені для дослідження малоглибинних пріс-

новодних акваторій. Виконуються вони за допомогою спеціальних станцій, які відрізняються технологічною простотою, малими габаритами і вагою. Робота з такими станціями може проводитися з використанням будь-якого легкого плавзасобу. У процесі виконання робіт збирання даних виконуються за допомогою інверсної установки, у якій комутація розносів здійснюється приймальними лініями.



**Рис. 1.45. Схема акваторіальної електророзвідувальної установки:**

В – багатоканальний вимірювач; Г – генератор

На рис. 1.45 наведена схема акваторіальної електророзвідувальної установки, яка функціонує з восьмиканальним вимірювачем ИМВП-8 та генератором ASTRA. Поєднання такого багатоканального і швидкодіючого (частота дискретизації 1200 Гц) вимірювача з відміченою методикою дозволяє виконувати зондування в режимі безперервного переміщення, що може забезпечити скільки завгодно малий крок зондування. У результаті вдається побудувати таку систему обробки експериментальних даних, яка дозволяє виконувати їхню 2D інверсію.

**Векторні виміри електричного поля (ВВЕР).** Електричне поле, вимірюване в методі опорів, є векторною величиною. У разі традиційної зйомки із застосуванням точкового джерела електричного поля вимірюється тільки модуль однієї радіальної компоненти поля. Це правомірно для горизонтально-шарового розрізу, коли друга компонента поля практично дорівнює нулю. При цьо-

му радіальна компонента вимірюється стійко і практично ніколи не змінює свого знаку. Але в разі вимірів у двовимірних і тривимірних середовищах з'являється  $E_y$  складова поля, порівнянна або навіть більша за  $E_x$  компоненту. У неоднорідних середовищах аномальна частина поля  $E_{анх}$  може бути набагато більшою первинного поля  $E_{0,x}$  і не збігатися з ним за знаком. У результаті уявний опір може набувати від'ємних значень і за величиною може набагато перевершувати питомий опір вмісного середовища. Звідси виникла ідея векторної зйомки, тобто виміри не однієї, а двох чи трьох компонент поля з урахуванням знака вимірюваного сигналу (*І. М. Модін*). При цьому виконується нормування поля за модулем густини струму первинного поля:

$$\rho_n = E / |j_0|, \text{ де } |j_0| = \sqrt{j_{0,x}^2 + j_{0,y}^2}.$$

Векторне визначення уявного опору дає значні переваги в разі аналізу полів у складних середовищах. По-перше, відбувається перехід від амплітудних характеристик уявного опору до його просторової структури. По-друге, уявний опір тепер не набуває досить великих значень за абсолютною величиною. По-третє, напрямок вектора уявного опору збігається з напрямком вектора електричного поля.

Первинне поле формується під впливом шаруватого розрізу. Віднімання нормального поля із сумарного спостереженого поля призводить до того, що залишкове поле буде зв'язано тільки із вторинними джерелами (зарядами), які збуджуються на поверхні неоднорідностей. Ідея векторної зйомки полягає в тому, щоб за різної поляризації первинного поля відносно об'єкта дослідження (неоднорідності) в залишковому полі за допомогою аномальних векторів уявного опору зафіксувати скупчення вторинних зарядів певного знака на межах неоднорідності та, відстежуючи переміщення вторинних зарядів по цих межах для багатьох положень живильного електрода, побудувати межі неоднорідності.

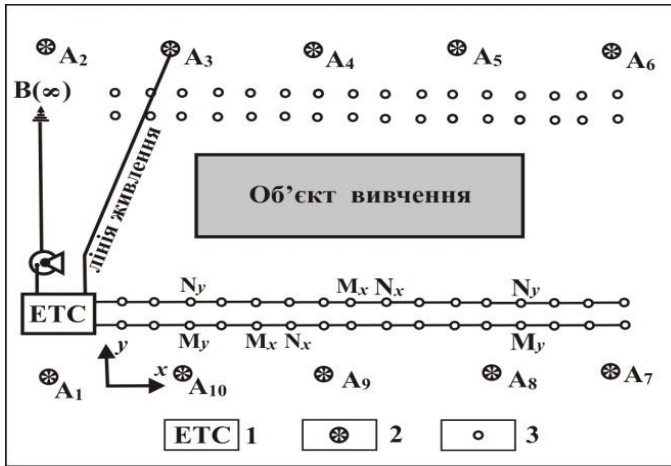
Отже, векторна зйомка є варіантом тривимірної електророзвідки, а обернена задача розв'язується через вивчення структури

аномального електричного поля, джерелами якого є вторинні заряди, розташовані на поверхні неоднорідності.

Для ефективного розрахунку аномальних полів, створюваних вторинними зарядами, Модіним І. М. запропоновано концепцію квазідиполів. Вважається, що в першому наближенні вторинне електричне поле створюється парою зарядів, розташованих на поверхні неоднорідності (квазідиполем). У межах такого наближення суттєво спрощується розв'язок як прямої, так і оберненої задачі, оскільки поле диполя має аналітичне вираження. Обернена задача зводиться до визначення центрів квазідиполів (джерел аномального поля), їхньої орієнтації в просторі, полярності й інтенсивності цих вторинних джерел за різної просторової орієнтації джерела первинного поляризувального поля відносно об'єкта дослідження. Надалі на основі отриманих формальних результатів розв'язку оберненої задачі в рамках концепції квазідиполів виконується геологічне тлумачення цих результатів.

Гострим питанням у методі ВВЕР є вибір моделі вмісного шаруватого середовища. Вважається, що в межах базової інтерпретаційної моделі припустима оцінка нормального уявного опору за кривою зондування, що апроксимує середню криву із сукупності всіх польових кривих уявного опору. Крім того, для вивчення вмісного розрізу навколо неоднорідності виконуються окремі електричні зондування.

Практична реалізація методу векторних вимірів електричного поля здійснюється за допомогою електротомографічних станцій, зокрема станцій Омега-48, АВЕМ та ін. Оскільки ця станція працює в режимі постійного струму з використанням низькочастотних перемикачів сигналів прямокутної форми різної полярності, створюється сприятлива ситуація для швидкої автоматизованої зйомки ВВЕР. При цьому станція використовується як багатоканальний вимірювальний прилад, в якому сегменти кіс кладуться не в одну лінію, як це прийнято в 2D електротомографії, а вздовж двох паралельних профілів (рис. 1.46). У цьому разі реалізується швидка зйомка сигналів за допомогою взаємно перпендикулярних ліній MN. Генераторний сигнал збуджується у виведених лініях багатоелектродної коси.



**Рис. 1.46.** Схема установки векторних вимірів електричного поля:  
 1 – електротомографічна станція; 2 – живильні електроди;  
 3 – приймальні електроди

### 1.3.13. Метод зарядженого тіла

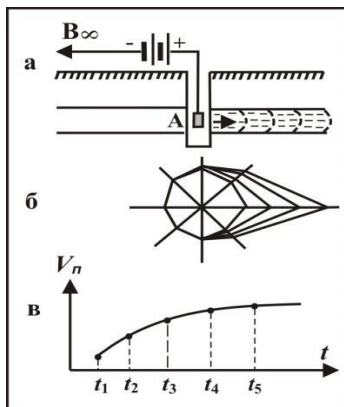
Є дві модифікації методу зарядженого тіла або методу заряду (МЗТ або МЗ) – "рудна" і "гідрогеологічна. Рудна модифікація призначена для визначення просторового положення геологічних утворень з підвищеною порівняно із вмисними породами електропровідністю, розкритих гірськими виробками, свердловинами або ерозією. Гідрогеологічна модифікація вирішує завдання визначення напрямку і швидкості фільтрації підземних вод з використанням однієї свердловини.

**Гідрогеологічний варіант методу заряду.** Як зазначено вище, цей варіант методу МЗ застосовують для визначення напрямку і швидкості фільтрації підземних вод з використанням однієї свердловини. Для цього у свердловину, що виявила підземний потік, опускають на кабелі один електрод А лінії живлення і мішок з кухонною сіллю (рис. 1.47, а). Інший електрод В відносять у "нескінченність". Після опускання електрода А пропускають струм і відстежують ізолінію, використовуючи методіку відомого в електророзвідці способу

еквіпотенціальних ліній. Ця ізо- лінія спочатку матиме форму, близьку до кола. Початковий радіус ізолінії береться рівним 1,5– 2-кратній глибині до водо- носного горизонту.

Під дією водного потоку розчин солі буде вимиватися зі свердловини і біля неї у водоносному пласті утвориться заряджена зона електроліту, витягнута в бік міграції підземних вод (рис. 1.47, а). Передня межа цієї зони рухатиметься приблизно зі швидкістю руху підземного потоку. Динаміку та напрямок руху цієї зони вивчають на поверхні землі шляхом зйомки замкнених еквіпотенціальних ліній в різні проміжки часу (від одиниць до десятків годин).

Еквіпотенціальні лінії витягуються в напрямку руху підземного потоку зі швидкістю  $V = \Delta r / \Delta t$ , де  $\Delta r$  – зміщення ізоліній вздовж напрямку потоку,  $\Delta t$  – проміжок часу між зйомкою еквіпотенціальних ліній (рис. 1.47, б). Будуючи графік залежності швидкості руху фронту ізолінії, можна визначити її сталі значення, яке й відповідає швидкості фільтрації підземного потоку (рис. 1.47, в).



**Рис. 1.47. Визначення швидкості фільтрації підземних вод методом заряду:**

а – поширення сольового ореолу в пласті; б – схема зміщення ізоліній; в – графік залежності  $V$  від  $t$

### 1.3.14. Електрохімічні методи електророзвідки

#### Метод природного електричного поля

**Загальна характеристика.** Метод природного електричного поля (ПЕП) належить до електрохімічних методів електрометрії й заснований на вивченні природних електричних полів локального характеру. Походження цих полів пов'язано з фізико-хімічними процесами, в яких беруть участь геологічні утворення, а також з



електрокінетичними явищами в багатозфазних середовищах, якими є гірські породи. Однією з основних причин виникнення таких полів є фізико-хімічні процеси, пов'язані з окисно-відновними реакціями, в яких бере участь рудне тіло, що відбуваються в зоні хімічного вивітрювання сульфідних родовищ. В інженерній геофізиці вивчаються природні електричні поля, пов'язані з фільтрацією підземних вод у пористих породах, а також з наявністю в них дифузійно-адсорбційних процесів.

Вимірювання й вивчення природних електричних полів фізико-хімічного походження широко застосовується в разі пошуків сульфідних родовищ. В інженерній геофізиці спостереження за фільтраційними електричними полями дозволяє виявляти вихід джерел вод під наносами, вивчати характер фільтрації підземних вод під час різних гідротехнічних досліджень.

Природне поле вивчають шляхом вимірів його потенціалу або градієнта потенціалу на денній поверхні, у свердловинах і гірничих виробках. Особливістю вимірювальних установок є те, що в них використовують неполярні електроди. На контакті звичайного металевого електрода з ґрунтом виникає контактна різниця потенціалів (електродний потенціал) унаслідок обміну іонами між металом електрода та солями, що містяться в ґрунтових розчинах. Величина електродного потенціалу залежить від металу електрода, поверхні контакту його з ґрунтом, вологості ґрунту, складу розчинів і тому вона різна в різних точках спостережень. Отже, величина вимірюваних різниць потенціалів природного електричного поля в разі застосування звичайних металевих електродів створюється не тільки природним полем, а й за рахунок електродних потенціалів, які в різних точках спостережень різні.

У неполярних електродів контакт металевого електрода з ґрунтом здійснюється через насичений розчин солі того ж металу, з якого він виготовлений. Завдяки цьому електродний потенціал залишається впродовж вимірів практично постійним і близьким за значенням для обох електродів. Це дає можливість у процесі вимірів природного поля позбавитися помилки внаслідок присутності електродних потенціалів. Виміри, виконані з перестановкою електродів ( $\Delta U_{MN}$  і  $\Delta U_{NM}$ ), дозволяють визначати істинне значення

природної різниці потенціалів у землі  $\Delta U$ , а також власну поляризацію електродів  $\Delta U_e$ , яка завжди обчислюється за абсолютною величиною і звичайно не перевищує 1–2 мВ:

$$\Delta U = \frac{(\Delta U_{MN} + \Delta U_{NM})}{2}, \Delta U_e = \frac{(\Delta U_{MN} - \Delta U_{NM})}{2}. \quad (1.63)$$

Для польових вимірювань застосовують електророзвідувальну апаратуру типу ЭРП-1, ЭРА або інші прилади, що вимірюють різницю потенціалів.

**Методика робіт і обробка результатів зйомки.** Зйомка природного електричного поля переважно є площевою. Досліджувана площа покривається сіткою профілів, уздовж яких вимірюється електричне поле. Польові роботи включають два етапи: пошукова зйомка (масштаби 1 : 25 000, 1 : 10 000) та детальна зйомка природного поля (1 : 5 000, 1 : 2 000) у межах аномалій, зафіксованих при пошукових зйомках. У разі інженерно-геофізичних вишукувань зазвичай застосовується детальна зйомка природного поля.

Розрізняють два способи виконання зйонок – спосіб *потенціалу* і спосіб *градієнта потенціалу*. Основним є спосіб зйомки потенціалу. Другий спосіб – зйомки градієнта потенціалу – застосовується за наявності інтенсивних завад через блукаючі струми, коли вимір потенціалів ускладнений, а також у разі деталізаційних досліджень у межах аномальних зон.

**Спосіб потенціалу.** Суть *способу потенціалу* полягає в тому, що потенціал усіх точок у межах досліджуваного профілю вимірюють щодо однієї точки, прийнятої за вихідну. За цю точку береться або початкова точка профілю, або базисна, що розташована в центрі профілю (якщо профіль довгий).

У разі виконання зйомки цим способом роботи на профілі проводяться в такому порядку. Електрод N установлюють на нульовій точці першого профілю. Він і вимірювальний прилад залишаються нерухомими на цій точці, а електрод M пересувається по профілю з вимірами різниці потенціалів між пікетами профілю і закріпленою точкою N. Після закінчення зйомки першої половини профілю провід, що з'єднує елект-

род М з вимірювальним приладом, змотується. Під час змотування на кожній п'ятій точці виконуються повторні виміри. Після змотування проводу в тому ж порядку виконується зйомка другої половини профілю.

Закінчивши зйомку першого профілю, рухомий електрод М установлюють на нульову точку другого профілю і вимірюють її потенціал щодо початкової точки зйомки, зв'язуючи тим самим I і II профілі. Потім установку переносять на другий профіль і в тому ж порядку проводять зйомку по цьому профілю. Аналогічно прив'язують третій профіль до другого і т. д.

Перед початком роботи на кожному профілі та після її закінчення визначається власна поляризація електродів  $\Delta U_e$ . Якщо її величина перевищує 2 мВ, розчин в неполяризованих електродах або самі електроди необхідно замінити.

Після закінчення зйомки всього планшета для ув'язки спостережень між собою на різних профілях вимірюють потенціали їхніх початкових точок відносно загальної початкової точки, яка є базовою для всього планшета зйомки. Для цього проходять ув'язувальний хід у прямому і зворотному напрямках шляхом вимірів різниць потенціалів між нульовими точками сусідніх профілів.

*Обробка результатів зйомки ПЕП способом потенціалу* зводиться до визначення потенціалів природного електричного поля в усіх точках мережі зйомки відносно початкової точки (умовного нуля). Обробка починається з визначення середньої абсолютної похибки на ділянці зйомки за результатами повторних вимірів. Вона не повинна перевищувати 5 мВ, при цьому абсолютні похибки на окремих контрольних точках не повинні більш ніж утричі перевищувати середню абсолютну похибку в межах ділянки робіт. Після цього для остаточної ув'язки профілів обчислюють середні значення різниць потенціалів нульових точок профілів за даними прямого і зворотного ув'язувальних ходів. Різниця цих середніх значень з раніше виміряними при переході з профілю на профіль значеннями не повинна перевищувати триразової величини середньої абсолютної похибки.

Завершальним етапом обробки експериментальних даних є обчислення потенціалів рядових точок профілів відносно початкової точки зйомки з умовно нульовим потенціалом. Для цього спочатку визначають потенціали нульових точок профілів відносно початкової точки зйомки шляхом послідовного алгебраїчного додавання виміряних за результатом прямого і зворотного ув'язувального ходу середніх значень різниць потенціалів між нульовими точками сусідніх профілів. Після цього значення виміряних потенціалів рядових точок кожного профілю алгебраїчно збільшують на величину потенціалу, визначеного для його нульової точки.

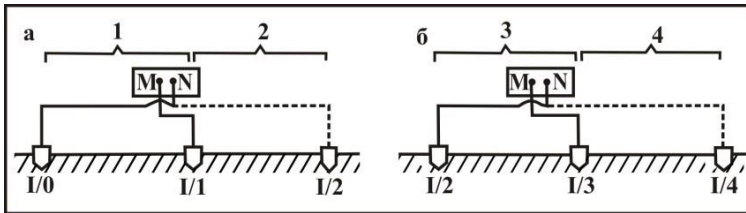
За результатами обробки польових спостережень будують графіки потенціалу природного поля, карти еквіпотенціальних ліній і карти графіків потенціалу природного поля. На сучасному етапі обробку даних і графічні побудови комп'ютеризовано.

**Спосіб градієнта потенціалу.** Відмінною особливістю проведення зйомки природного поля *способом градієнта потенціалу* є те, що в процесі польових робіт, рухаючись уздовж профілю, вимірюють різницю потенціалів між двома сусідніми точками. За виміряними різницями потенціалів підраховують потенціали всіх точок досліджуваної площі відносно однієї базисної.

У процесі переміщення вимірювальної лінії MN вздовж профілю вимірювання різниць потенціалів виконується з перестановкою електродів M і N (рис. 1.48). При такому порядку вимірювань різниця потенціалів поляризації електродів буде присутньою у вимірах з різним знаком і при підсумовуванні вимірів уздовж контуру для обчислення потенціалів похибка за рахунок власної поляризації електродів не накопичується.

З метою оцінки величини власної поляризації електродів на кожній п'ятій чи десятій точці профілю виконують двократні виміри різниці потенціалів з перестановкою електродів між вимірами (рис. 1.48). Середнє значення суми відліків відповідає різниці потенціалів природного поля між точками профілю, а середнє значення їхньої різниці – різниці потенціалів власної поляризації електродів (ф. 1.63). У тому випадку, коли необхід-

на високоточна зйомка природного поля, виміри з перестановкою електродів необхідно виконувати в усіх точках профілю.



**Рис. 1.48. Послідовність вимірювань у способі градієнта:**  
Стоянки: а – перша; б – друга; 1–4 – номери вимірювань

Польові спостереження способом градієнта проводять по замкнених контурах або ходах, прив'язаних до точок з відомими потенціалами. Замкнуті ходи зручно утворювати із двох сусідніх профілів або їхніх половин, як показано на рис. 1.49.

Дійшовши до кінця одного профілю, переходять на кінець іншого, виконуючи між ними ув'язувальні спостереження. Другий профіль проходять від його кінця до магістралі. Дійшовши до магістралі, знову повертаються до вихідної точки, виконуючи ув'язувальні виміри вздовж магістралі. Потім так само виконуються спостереження на інших половинах профілів (рис. 1.49). У результаті отримується система ув'язаних полігонів, що дозволяє розрахувати потенціали всіх точок планшета відносно потенціалу вихідної (початкової) точки. Для контролю між сусідніми полігонами виконуються ув'язувальні спостереження не тільки вздовж магістралі, а й через кінцеві точки профілів. Після закінчення робіт на планшеті необхідно виконати повторні ув'язувальні спостереження вздовж магістралі прямим і зворотним ходом з максимально великими лініями, які можна застосувати в умовах досліджуваної ділянки. Бажано ці спостереження виконувати в час найбільш спокійної поведінки блукаючих струмів.

Обробка даних зйомки способом градієнта зводиться до визначення потенціалів усіх точок планшета відносно початкової, потенціал якої умовно береться за нульовий. Починається обробка з визначення потенціалів точок перших двох профілів I і II. Спочатку визначаються потенціали точок замкненого контуру, утвореного половинами цих профілів (рис. 1.49), з попереднім

підрахунком нев'язки і введенням пропорційних поправок до спостережених даних зі знаком, протилежним отриманій нев'язці. Після цього визначаються потенціали точок ходу, утвореного другими половинами профілів I і II, з прив'язкою їх до точок I/0 і II/0 (з підрахунком нев'язки і введенням відповідних поправок до результатів вимірів). За аналогічною методикою визначають потенціали в точках наступних двох профілів з прив'язкою їх до початкової й кінцевих точок профілю II, потім так само в точках наступних двох профілів і так, допоки не визначаться потенціали всіх точок зйомочного планшета. Про якість зйомки судять за величинами похибок зйомок замкнених контурів – відношеннями абсолютних значень отриманих нев'язок контурів до суми абсолютних значень виміряних різниць потенціалів в їхніх межах, які виражаються у відсотках. Спостереження вважаються задовільними, якщо похибки не перевищують 5 %.

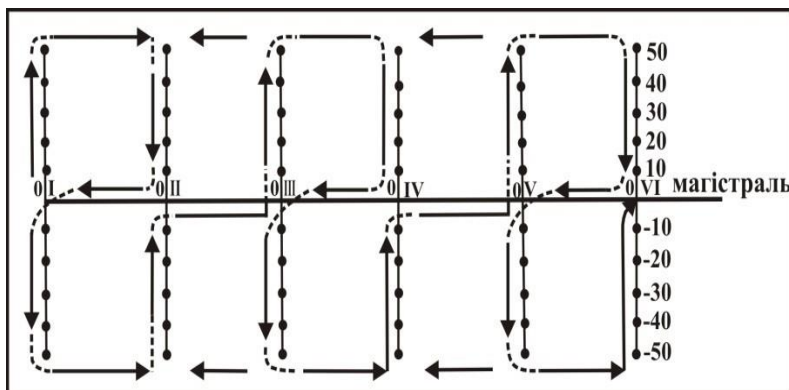


Рис. 1.49. Порядок обходу полігонів у способі градієнта

За результатами обробки польових спостережень способом градієнта так само, як і в разі зйомки способом потенціалу, будують графіки потенціалу природного поля, карти екіпотенціальних ліній і карти графіків потенціалу (кореляційні плани).

**Інтерпретація експериментальних даних.** Інтерпретація результатів зйомки природного електричного поля може бути якісною і кількісною.

Загальну схему *якісної інтерпретації* результатів спостережень у разі пошукових і картувальних робіт можна окреслити так. На карті виділяються аномальні зони з інтенсивністю, що явно перевищує похибку спостережень і коливання поля нормального фону. Нижня межа аномальних зон при цьому може бути оцінена в  $-20 \dots -30$  мВ. У межах аномальних зон виділяються й простежуються від профілю до профілю окремі аномалії. Установлюється положення та протяжність аномалій, природу яких пояснюють, виходячи із загальної геологічної ситуації. Якщо роботи виконуються в рудних районах, то, як правило, такі аномалії спричинені поляризованими рудним об'єктами і є негативними. Морфологія аномалій дозволяє наближено виділити форму рудного об'єкта та його просторову орієнтацію. Так ізометричні чи порівняно витягнуті аномалії відповідають аналогічним за формою рудним об'єктам. Якщо на карті графіків природного поля фіксується чітка кореляція аномалій на сусідніх профілях, у результаті чого утворюється витягнута кореляційна зона, це може свідчити про наявність поляризованого пласта (напр., графіту чи сульфідного зруденіння).

В інженерній геофізиці метод природного поля досліджує переважно електричні поля фільтраційного і дифузійно-адсорбційного походження. У районах розвитку фільтраційних процесів негативними аномаліями природного поля фіксуються місця припливу води, а позитивними – місця її розвантаження. Амплітудно-морфологічними характеристиками просторового розподілу природного поля можуть картуватися різні за літологією гірські утворення – пісок, суглинок, глина і т. ін.

Під час встановлення положення, протяжності й природи аномалій враховуються як геоморфологічні й гідрогеологічні умови, які впливають на інтенсивність аномалій аж до можливого їхнього зникнення, так і результати спостережень іншими методами і перш за все методами електропрофілювання.

У рудних районах за видом кривих в аномальних зонах з'ясується характер об'єкта (окреме тіло чи комплекс) та орієнтовно визначається глибина провідників. Прості прийоми з використанням параметрів  $q$  і  $m$  (рис. 1.29) дають можливість оцінити порядок глибин уже в процесі самих спостережень. Це, поряд з

інтенсивністю і конфігурацією аномалій, дозволяє безпосередньо в полі виділяти аномалії різної природи, якщо можливі об'єкти чи джерела поля мають відчутно різну глибину залягання чи розміри. Для точнішої характеристики об'єкта та кількісної оцінки його елементів залягання має бути додатково виконана зйомка інтерпретаційних профілів, які зазвичай задаються в центральній частині аномалії та зйомка поля на яких виконується з більшою точністю і детальністю.

*Кількісна інтерпретація* виконується, як правило, у районах розповсюдження рудних об'єктів для наближеної оцінки їхніх параметрів. При цьому самі поляризовані рудні тіла апроксимуються тілами правильної геометричної форми – кулею, циліндром, пластом. Для таких поляризованих об'єктів отримано аналітичні розв'язки прямих задач, які дозволяють виконувати кількісну інтерпретацію аномалій, спричинених як вертикально, так і похило поляризованими рудними тілами. Така інтерпретація виконується по кривих розподілу аномального поля вздовж інтерпретаційних профілів, що проходять через центри аномалій.

Оцінку глибини  $h$  до центра вертикально поляризованих об'єктів ізометричної й до осі тіл циліндричної форм можна виконати способами параметрів  $m$  і  $q$ :

- а) для ізометричних тіл  $h \approx 0,65 q$ ,  $h \approx 0,86 m$ ;
- б) для тіл циліндричної форми  $h = 0,5 q$ ,  $h \approx 0,65 m$ .

За умови відомих значень питомого опору вмісного середовища  $\rho_e$  і самого об'єкта  $\rho_i$  (інформацію отримують у результаті досліджень методами опору або за даними електрокаротажу), а також максимального стрибка потенціалу  $\Delta U_0$  можна оцінити радіуси об'єктів ізометричної ( $R_0$ ) та циліндричної ( $r_0$ ) форм згідно з формулами:

$$R_0 = \sqrt{\frac{\rho_e + 2\rho_i}{\rho_e} \left| \frac{U_{\min}}{2\Delta U_0} \right|} \cdot h; \quad r_0 = \frac{\rho_e + \rho_i}{\rho_e} \cdot \left| \frac{U_{\min}}{2\Delta U_0} \right| h, \quad (1.64)$$

де  $U_{\min}$  – екстремальне значення амплітуди аномалії.

Максимальний стрибок потенціалу на контактних поверхнях  $\Delta U_0$  оцінюється за результатами вимірів природного поля у свердловині чи на відслоненнях, де чітко видно контакт рудного



об'єкта із вмісним середовищем. Зазвичай він часто становить 500–600 мВ. Якщо поклад є рудним, тобто  $\rho_e \gg \rho_i$ , то розрахунок розмірів об'єктів спрощується:

$$R_0 = \sqrt{\left| \frac{U_{\min}}{2\Delta U_0} \right|} \cdot h; \quad r_0 = \left| \frac{U_{\min}}{2\Delta U_0} \right| h. \quad (1.65)$$

Для поляризованих тіл *стовпчастої форми* глибина  $h$  до верхньої кромки може бути оцінена також способами параметрів  $m$  і  $q$ . Формули розрахунку залежать від відношення  $h/l$ , де  $l$  – протяжність тіла на глибину:

$$h \approx (0,4 - 0,5) q \approx (0,46 - 0,58) m, \quad h/l = 0,3 \div 1,1;$$

$$h \approx (0,29 - 0,3) q \approx 0,38 m, \quad l \gg h;$$

$$h \approx 0,65q \approx 0,86 m, \quad l \ll h.$$

Глибину до верхньої кромки стовпчастого об'єкта і протяжність його на глибину можна визначати за допомогою спеціальної логарифмічної палетки, що являє собою залежність відносних значень потенціалу  $U(x)/U(0)$  від відносних відстаней до центра аномалії  $x/h$ , побудовану в логарифмічному масштабі для різних  $l/h$ .

Криві потенціалу поля *поляризованого вертикального пласта* мають симетричні гілки, аналогічно вертикально поляризованим об'єктам ізометричної та циліндричної форм. Величина аномалії зростає зі збільшенням протяжності пласта на глибину. Зі збільшенням глибини верхнього ребра пласта величина аномалії швидко зменшується. Аналіз кривих потенціалу поля поляризованого пласта показує, що ширина аномалії залежить головним чином від глибини верхньої кромки пласта і мало змінюється зі зміною кута падіння та протяжністю пласта на глибину. Якщо протяжність пласта на глибину  $\delta$  не перевершує його довжини в горизонтальному напрямку  $l$ , глибина  $h$  до його верхнього ребра (голови) може визначатися згідно з формулою

$$h \approx 0,4 q.$$

Глибини, визначені за цієї формулою, будуть дещо завищені для малих відношень глибини  $h$  до довжини провідника  $l$  і за-

нижені для великих. Похибка визначення глибин коливається в межах  $\pm 25\%$ . При  $\delta \gg l$  глибина  $h = (0,2 \div 0,3) q$ .

За способом параметра  $m$  глибина  $h$  може бути оцінена згідно з формулою

$$h \approx 0,55 m.$$

Визначення глибини плаstopодібного рудного покладу та його протяжності в горизонтальному напрямку може виконуватися за допомогою логарифмічних палеток.

Для похило поляризованих об'єктів аномалія потенціалу природного поля знаковмінна (рис. 1.50). Інтерпретація в цьому разі зводиться до визначення кута нахилу  $\alpha$  осі чи площини поляризації, планового положення центра чи осі об'єкта (їхнього зміщення  $x_0$  відносно точки нульового значення поля), глибини  $h$  та розмірів  $R_0$  чи  $r_0$ . Для цього використовуються характерні точки інтерпретаційних кривих. Спочатку визначається кут нахилу  $\alpha$  за відношенням  $|U_{\min}|/|U_{\max}|$ , потім глибина  $h$  за визначеним кутом  $\alpha$  та відстанню  $d$  між екстремумами і на завершальному етапі – розміри об'єктів за визначеними  $\alpha$ ,  $h$  та амплітудою  $U_{\min}$  (або  $U_{\max}$ ).

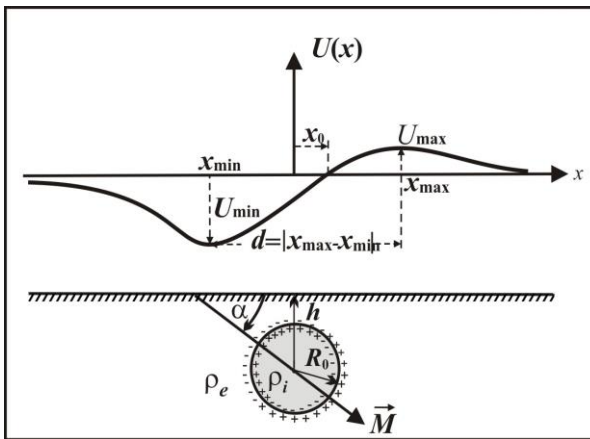


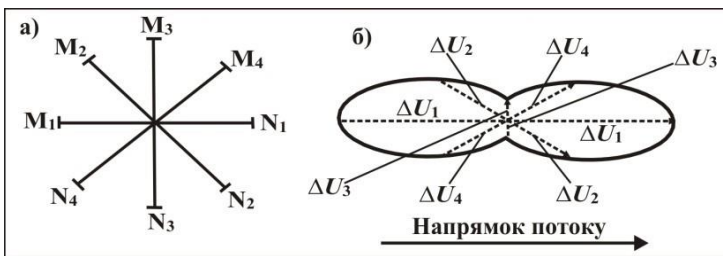
Рис. 1.50. Графік потенціалу електричного поля похило поляризованого об'єкта

Кількісну інтерпретацію на сьогодні раціональніше виконувати способом автоматизованого підбору із застосуванням комп'ютерів і відповідного програмного забезпечення.

**Сфера застосування методу природного поля.** Пошуки і розвідка родовищ руд, що мають електронну провідність, а також вугілля є основною сферою застосування методу природного поля. Роботи цим методом виконуються на мідно-колчеданних, колчеданно-поліметалічних, мідно-нікелевих і сірчано-колчеданних родовищах. Тут інтенсивність аномалій варіює від десятків до декількох сотень мілівольт.

У разі геологічного картування метод природного поля використовується переважно для локалізації порід, які мають у своєму складі розсіяні електропровідні мінерали – графіт, пірит і частково магнетит. У тих випадках, коли графітизація або сульфідизація належить зонам тектонічних порушень, метод природного поля може бути застосований для картування цих зон.

Існує можливість застосування методу ПЕП для картування тектонічно послаблених зон тоді, коли ці зони є шляхами розвантаження поверхневих вод у більш глибокі горизонти. Фільтраційні поля, що виникають у цьому разі, досягають десятків і навіть перших сотень мілівольт.



**Рис. 1.51. Визначення напрямку підземного потоку методом природного електричного поля:**

а – розташування приймальних ліній; б – зміна  $\Delta U$

Під час інженерно-геологічних і гідрогеологічних досліджень зйомка природного поля дає інформацію про напрямок фільтрації підземних вод (рис. 1.51). Цей метод успішно застосовується

для локалізації ділянок фільтрації підземних вод через основи гребель та інших інженерних споруд.

### **Метод викликаної поляризації (ВП)**

**Загальна характеристика і методичні принципи.** Метод заснований на вимірюванні вторинних електричних полів електрохімічної та електрокінетичної природи, що виникають у гірських породах у разі протікання в них електричного струму. Метод викликаної поляризації є одним із провідних у комплексі геофізичних методів, що використовуються при пошуках і розвідці рудних родовищ.

Метод ВП застосовують у модифікаціях як *зондування, так і профілювання*. Для цього використовуються такі ж установки, як і в методах опорів. Найбільш поширеними з них є установки для зйомки *способом серединних градієнтів, комбінованого профілювання, симетричні чотирьохелектродні та дипольні осьові*.

У разі зондувань водночас із дослідженням зміни уявного опору середовища  $\rho_v$  від глибини проникнення струму, яка регулюється розносом установки, досліджується також і глибинна залежність уявної поляризованості  $\eta_v$  (метод ВЕЗ-ВП). Зондування методом ВП використовують для вивчення розрізів з пологими межами поділу середовищ з різною поляризованістю  $\eta$ , зокрема під час пошуків пластових рудних покладів, вивченні шаруватих піщано-глинистих розрізів та ін. На сучасному етапі зондування методом ВП виконуються також із застосуванням електротомографічних систем спостережень. Це дозволяє вивчати розрізи не тільки з пологими межами поділу, а й дво- і тривимірні середовища.

У разі профілювань досліджується зміна  $\rho_v$  й  $\eta_v$  з послідовним переміщенням установки в горизонтальному напрямку щодо геологічних об'єктів (профілювання методом ВП). Розміри живильної та приймальної ліній в цьому випадку залишаються незмінними. При площових профілюваннях методом ВП основною установкою є установка для зйомки серединних градієнтів (модифікація ВП-СГ). Комбіноване профілювання методом ВП (модифікація КЕП-ВП) застосовують у разі детальних дослі-

джені під час пошуків пластоподібних крутопохилих об'єктів. Із цією ж метою можуть застосовуватися дипольні двосторонні осьові установки. У простих геологічних ситуаціях виконуються профілювання симетричними установками (СВП-ВП). У районах з низькими значеннями поляризованості й питомих електричних опорів гірських порід, що становлять розріз, доцільно застосовувати симетричні установки, де  $MN = 1/3 \cdot AB$  (установка Венера), оскільки вимірювана різниця потенціалів  $\Delta U_{MN}$  у цьому випадку є найбільшою й її легше зареєструвати, водночас установка залишається межевою, тобто можна вважати, що відношення виміряної різниці потенціалів  $\Delta U_{MN}$  до розміру приймальної лінії  $MN$  з прийнятною точністю дорівнює напруженості електричного поля:  $\Delta U_{MN}/MN \approx E$ .

Існують два основні варіанти вивчення поля викликаної поляризації – *імпульсний* і *частотний*. У першому вивчають часові характеристики електричного поля після вимикання постійного струму в заземленій лінії живлення. У частотному варіанті методу ВП вивчають або амплітудні, або фазові характеристики електричного поля заземлених джерел, що живляться струмом інфранизької частоти (0,1–10 Гц).

У разі вимірювання викликаної поляризації (уявної поляризованості  $\eta_y$ ) у часовому (нестационарному) режимі в землю гальванічним способом протягом 2–3 хв подається постійний електричний струм, під дією якого відбувається вимушена поляризація ("зарядка") геологічного розрізу. Після вимкнення струму поле ВП поступово зникає – відбувається процес деполіризації, у результаті якого різниця потенціалів із часом зменшується згідно із законом, близьким до експоненціального. Під час пропускання в землю струму вимірюється різниця потенціалів між приймальними заземленнями  $\Delta U_{ГР}$  і сила струму  $I$  в лінії живлення, а після вимкнення струму в строго фіксований момент часу (зазвичай через 0,5 с) або через певні його проміжки – різниця потенціалів викликаної поляризації  $\Delta U_{ВП}$ . Миттєве значення уявної поляризованості  $\eta_y$  визначають за формулою

$$\eta_y(0,5) = [\Delta U_{ВП}(0,5)/\Delta U_{ГР}] \cdot 100 \%,$$

де  $\Delta U_{\text{ПР}}$  – різниця потенціалів на електродах М і N приймальної лінії, виміряна під час пропускання струму перед його вимкненням. Визначаючи уявну поляризованість для різних відміток часу після вимкнення струму, можна також вивчати залежність цього параметра від часу  $\eta_y(t)$ .

Як правило, у методі ВП поряд з уявною поляризованістю визначають і уявний опір:  $\rho_y = K \cdot \Delta U_{\text{ПР}} / I$ , де  $K$  – коефіцієнт установки. Взагалі методи опору та викликаної поляризації за наявності апаратури для вимірювання неусталених полів реалізуються здебільшого сумісно. Звичайно над рудними об'єктами, зокрема сульфідними та графітованими, спостерігаються аномалії суттєво підвищених значень  $\eta_y$  і знижених значень  $\rho_y$ .

Ще одним вимірюваним параметром у методі ВП на постійному струмі є *уявний параметр швидкості деполізації*  $A_y$ , рівний різниці уявних поляризованостей, виміряних через 1 і 11 секунд після вимкнення струму в лінії живлення

$$A_y = \eta_y(1) - \eta_y(11).$$

Відношення уявної поляризованості  $\eta_y$  і уявного параметра швидкості деполізації  $A_y$  до уявного опору  $\rho_y$  називаються *відносними уявною поляризованістю і швидкістю деполізації*

$$\eta_y^* = \eta_y(0,5) / \rho_y, \quad A_y^* = A_y / \rho_y.$$

На змінному струмі викликану поляризацію оцінюють у градусах фазового зсуву вимірюваного гармонійного сигналу  $\Delta U_{\text{MN}} \cdot \sin(\omega t + \phi_{\text{ВП}})$  щодо струмового сигналу  $I_{\text{AB}} \cdot \sin(\omega t)$ , визначаючи затримку реакції середовища на дію зовнішнього поля (метод ІНФАЗ-ВП). Експериментально встановлено, що для більшості гірських порід фаза ВП лінійно зв'язана з параметром уявної поляризованості  $\eta_y$

$$\eta_y \approx -2,5\phi_{\text{ВП}}, \text{ у } \%.$$

На змінному струмі виконуються також амплітудно-частотні вимірювання, суть яких полягає у вимірах різниці потенціалів на двох частотах і розрахунку відсоткового частотного ефекту *PFE*:

$$PFE = \frac{\Delta U(\omega_{\text{H}}) - \Delta U(\omega_{\text{B}})}{\Delta U(\omega_{\text{H}})},$$

де  $\Delta U(\omega_H)$  – різниця потенціалів, виміряна на низькій частоті;  
 $\Delta U(\omega_B)$  – різниця потенціалів, виміряна на високій частоті.

Низька частота звичайно вибирається в інтервалі від 0,5 до 2 Гц, а висока – від 4 до 20 Гц. *PFE* пропорційний параметру  $\eta_y$ , оскільки в сигналі на низькій частоті викликана поляризація виявляється сильніше, ніж на високій частоті. Доречно відмітити, що явище викликані поляризації досить інерційне і на високих частотах ( $f > 20$  Гц) взагалі практично відсутнє.

Для якісного проведення польових вимірів необхідно, щоб вимірювані різниці потенціалів були не менше, ніж у 10 разів вищі за рівень завад і водночас не нижче 0,5 мВ. Правильність спостережень перевіряють шляхом контрольних і повторних вимірів. Загальний обсяг контрольних вимірів має становити не менше 5 % від кількості рядових точок. Повторні спостереження проводяться безпосередньо за основними на всіх точках, де спостерігалися високі завади, або якщо величини  $\eta_y$ , *PFE* і  $\rho_y$  не узгоджуються із загальним ходом відповідних графіків. Здійснювати контрольні спостереження слід приблизно за тих же величин поляризованого струму, що й основні. Похибка вимірів по  $\rho_y$  має становити не більше 5 %, а по  $\eta_y$  і *PFE* – не більше 10 %.

Результатом експериментальних вимірювань у разі зондувань методом ВП є криві уявної поляризованості, фази чи відсоткового частотного ефекту, які являють собою залежності виміряних  $\eta_y$ ,  $\phi_{ВП}$  і *PFE* від розносу  $r$  установки зондувань ( $\eta_y(r)$ ,  $\phi_{ВП}(r)$ , *PFE* ( $r$ )), побудовані в логарифмічному масштабі. За даними профілювань методом ВП будуються графіки, карти графіків і карти ізоліній  $\eta_y$ ,  $\phi_{ВП}$  і *PFE*.

**Інтерпретація зондувань викликані поляризації.** Інтерпретація даних зондувань у методі ВП (ВЕЗ-ВП, ДОЗ-ВП) спрямована на розчленування геоелектричного розрізу за параметрами поляризованості на окремі шари та визначення їхніх поляризованостей і товщин. Вона багато в чому подібна до інтерпретації в методі ВЕЗ. Так само, як і в методі ВЕЗ, вона буває якісною та кількісною. На етапі *якісної інтерпретації* будуються профілі кривих  $\eta_y(r)$ ,  $\rho_y(r)$ ,  $\phi_{ВП}(r)$ , *PFE* ( $r$ ), вертикальні псев-

дорозрізи  $\eta_y$ ,  $\rho_y$ ,  $\Phi_{ВП}$ ,  $PFE$  вздовж профілю робіт і графіки цих параметрів (у разі профільних робіт) або карти їхніх графіків чи ізолій (у разі площових досліджень) для фіксованих розносів  $r$  установок зондувань. На основі цих побудов виконується просторова кореляція характерних особливостей кривих зондувань і просторова локалізація ділянок з підвищеною поляризованістю.

До *напівкількісної інтерпретації* належать графоаналітичні способи, що проводяться сумісно з обробкою даних електричних зондувань (див. п. 1.3.9) і зводяться до аналізу кривих  $\eta_y(r)$ ,  $\rho_y(r)$ ,  $\eta_y^*(r)$ ,  $B_y(r) = \eta_y \rho_y$ ,  $C_y(r) = r \cdot \eta_y^*$ . За цими побудовами

визначаються абсциси й ординати характерних точок (напр., максимумів). Пропонується також розрахунок диференціальних та інтегральних трансформацій:

$$\partial \eta_y / \partial r, \partial \eta_y^* / \partial r, \partial B_y / \partial r, \partial C_y / \partial r,$$

$$\int_0^{r_{\text{онт}}} \eta_y dr, \int_0^{r_{\text{онт}}} \eta_y^* dr, \int_0^{r_{\text{онт}}} B_y dr, \int_0^{r_{\text{онт}}} C_y dr.$$

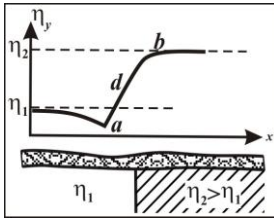
Визначені абсциси (розноси) характерних точок кривих зондувань кореляційно зв'язані з глибинами залягання поляризаційних шарів (напр., рівня до ґрунтових вод). За іншими зазначеними параметрами, отриманими в результаті параметричних зондувань на свердловинах, можна встановити кореляційні зв'язки з тими чи іншими геолого-гідрологічними властивостями. Параметричні зв'язки з найбільшими коефіцієнтами кореляції можна використовувати для аналізу рядових точок зондувань.

*Кількісна інтерпретація кривих  $\eta_y$  і  $\rho_y$*  так само, як і в методі ВЕЗ, виконується за допомогою палеток і спеціалізованих комп'ютерних програм (метод автоматизованого підбору). Для інтерпретації ВЕЗ-ВП можуть використовуватися пакети спеціалізованих програм, наприклад IPI, ZOND та ін. Метою кількісної інтерпретації електричних зондувань з вимірами уявних опорів і поляризованостей є розчленування геологічного розрізу на окремі шари, які відрізняються за питомим опором і поляризованістю та побудова відповідних геоелектричних моделей.

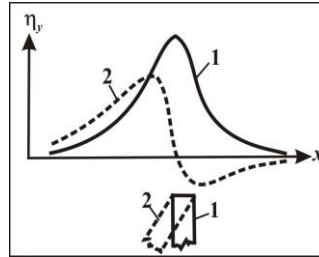


**Інтерпретація даних профілювань викликаної поляризації.** Інтерпретація даних профілювань з вимірами поляризованості *переважно якісна*. Вона зводиться до виділення аномалій з підвищеною уявною поляризованістю щодо фонових значень, які становлять близько 0,5–1 %. Над піритизованими чи графітизованими породами поляризованість досягає 5–10 % і більше. Над провідними сульфідними зруденіннями  $\eta_y$  може досягати перших десятків відсотків. Малоамплітудні аномалії виділяються статистичними методами. За формою аномалій можна оцінити форму, горизонтальні розміри, інколи глибину залягання створюваних ці аномалії об'єктів. Форма аномалій ВП над поляризованими тілами залежить від використовуваної установки і приблизно така ж, як над високоомними об'єктами за даними електропрофілювання методами опору. Загалом над об'єктами, вертикальні розміри яких порівнянні чи менші глибин залягання верхньої кромки (кулеподібні, циліндричні та ін.), спостерігаються максимуми, а з боків від нього невеликі мінімуми поляризованості. Над об'єктами з глибоким заляганням нижніх кромок (крутопохилі пласти, штоки та ін.) спостерігаються лише максимуми поляризованості. Над контактом порід з різною поляризованістю спостерігаються аномалії типу "контакту" (рис. 1.52). Над похилими пластами графіки  $\eta_y$  асиметричні (рис. 1.53).

Під час якісної інтерпретації даних профілювань ВП на спостережених графіках  $\eta_y$  визначають місця положень епіцентрів локальних тіл підвищеної поляризованості, які відповідають точкам максимумів кривих  $\eta_y$ , отриманих за даними профілювання способом серединного градієнта. Положення контакту порід різної поляризованості визначається як середня точка  $d$  ділянки кривої  $\eta_y$  з більшим градієнтом (рис. 1.52, ділянка  $a - b$ ). Ступінчасті злами кривої  $\eta_y$  відповідають пластам підвищеної поляризованості, причому над вертикальними пластами крива  $\eta_y$  буде симетричною. У разі похилих тіл більш глибокий мінімум і крутий підйом спостерігаються з боку, протилежного напрямку падіння пласта (лежачого боку), а максимум зміщений дещо від "голови" тіла в напрямку його падіння (рис. 1.53).



**Рис. 1.52. Графік  $\eta_y$  над вертикальним контактом порід**



**Рис. 1.53. Залежність графіків  $\eta_y$  від кута нахилу поляризованого об'єкта**

Несиметричність графіків  $\eta_y$  може бути зумовлена також і несиметричністю положення тіла відносно живильних електродів: більш крута гілка кривої  $\eta_y$  відповідає ближньому живильному електроду. У зв'язку з цим під час польових досліджень необхідно всі виявлені в центральній частині лінії АВ аномалії деталізувати так, щоб один із живильних електродів був у центрі аномалії. У цьому випадку гілки кривої  $\eta_y$  з обох боків від живильного електрода симетричні, якщо тіло горизонтальне чи вертикальне, а в супротивному випадку спостерігається асиметрія кривої.

Для оцінки протяжності тіла на глибину використовують співвідношення максимумів і мінімумів на кривій  $\eta_y$ . Чіткі мінімуми, розташовані з обох боків від максимумів, є ознакою того, що тіло має незначну вертикальну протяжність. Якщо тіло похиле, чіткий мінімум на графіках серединного градієнта спостерігається лише за "головою" тіла зі сторони лежачого боку (рис. 1.53). При цьому величина мінімуму  $\eta_y$  відносно тим більша, чим менший кут падіння його лежачого боку. Над протяжними в горизонтальному напрямку тілами ширина аномалії ВП приблизно відповідає проекції тіла на денну поверхню.

Окремі чіткі локальні аномалії ВП можуть бути проінтерпретовані *кількісно*. Відомо аналітичні й графічні способи визначення параметрів розвідуваних об'єктів. Вони ґрунтуються на

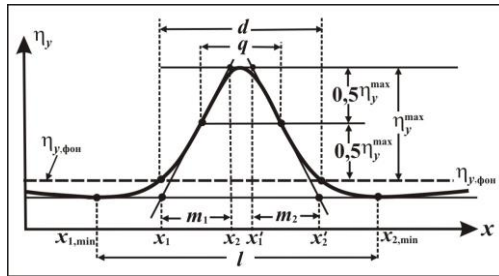
аналітичних розв'язках прямих задач для тіл простої геометричної форми: кулі, циліндра, вертикального пласта та ін.

*Аналітичний спосіб інтерпретації* ізометричних аномалій ВП, які можна апроксимувати аномаліями, спричиненими кулястими поляризованими об'єктами, заснований на використанні формули для уявної поляризованості  $\eta_y$  над поверхнево поляризованою кулею:

$$\eta_y = C \left[ \frac{h^2 - 2x^2}{(x^2 + h^2)^{5/2}} \right] \left/ \left[ 1 - A \frac{h^2 - 2x^2}{(x^2 + h^2)^{5/2}} \right] \right., \quad (1.66)$$

де  $h$  – глибина до центра кулі;  $A$  і  $C$  – коефіцієнти, залежні від співвідношення питомих опорів вмісного середовища і самого об'єкта, розмірів об'єкта та коефіцієнта його поверхневої поляризації. Приклад симетричної аномалії ВП та її атрибутів, що використовуються для інтерпретації аналітичним способом, наведений на рис. 1.54.

**Рис. 1.54.** Аномалія викликаной поляризації над поляризованим об'єктом та її атрибути для визначення глибин  $h$  до центра і до верхньої кромки об'єкта



Аналіз аномалії ВП (ф. 1.66) для тіл ізометричної форми свідчить, що глибина розташування центра орієнтовно може визначатися за формулами:

$$h = 0,4l, \quad h = 0,71d, \quad h = 1,2q,$$

де  $l$  – відстань між мінімумами кривої;  $d$  – відстань між точками перетину графіком нульової лінії (лінії фонових значень  $\eta_y$ );  $q$  – величина хорди, проведеної на рівні, що відповідає половині максимуму аномалії (рис. 1.54). Вплив провід-

них наносів, що перекривають тіло, може позначатися на завищенні визначуваних глибин.

Із графічних способів інтерпретації даних ВП найбільш простим є *спосіб дотичних* (раніше згадуваний спосіб параметра  $m$  (рис. 1.29)). Глибина залягання верхньої кромки поляризованого об'єкта оцінюється за різницею абсцис  $m_1 = |x_1 - x_2|$  і  $m_2 = |x_1' - x_2'|$  точок перетину дотичних, проведених до максимуму та мінімумів і обох бокових сторін аномалії згідно з формулою:

$$h' = 0,25 (m_1 + m_2).$$

Для тіл, у яких нижні кромки залягають на глибинах, порівнянних з верхніми (напр., ізометричні), істинна глибина  $h$  верхньої кромки в межах  $h' < h < 1,5 h'$ , а для тіл з глибоко розташованими нижніми кромками (напр., похилий круто пласт) – у межах  $0,5h' < h < h'$ .

Для оцінки розмірів поверхнево поляризованих об'єктів необхідно априорі знати питомі опори вмісного середовища і самого об'єкта та коефіцієнт їхньої поверхневої поляризації. Оцінка розмірів виконується за амплітудою максимуму аномалії при попередньо визначеній глибині  $h$ .

Інтерпретація аномалій, спричинених об'ємно поляризованими об'єктами, аналогічна інтерпретації аномалій профілювання в методах опору (п. 1.3.11). Для визначення розмірів об'ємно поляризованих об'єктів необхідні знання як питомих опорів, так і поляризованостей вмісного середовища та об'єктів.

Інтерпретацію аномалій ВП в межах об'єктів, для яких відомі оператори розв'язку прямих задач, найбільш ефективно виконувати способом автоматизованого підбору з використанням комп'ютерних засобів і відповідних програмних розробок.

**Сфера застосування методу викликаної поляризації.** Головне призначення методу викликаної поляризації – пошуки та розвідка поліметалічних, вугільних, графітових родовищ. Найбільші аномалії спостерігаються на родовищах вкраплених і розсіяних руд. Метод ВП може використовуватися також при вирішенні задач геологічного картування, зокрема

для виявлення контактів різних літологічних різновидів порід, зон подрібнення і розущільнення.

У зв'язку з тим, що поляризованість порід з іонною електропровідністю залежить від їхнього гранулометричного складу, вологості й мінералізації, метод ВП застосовують при пошуках води для розчленування розрізів, складених осадовими породами, з метою виділення колекторів узагалі й прісних водоносних горизонтів зокрема. Для вирішення подібних завдань використовують профілювання (для оконтурювання лінз прісних вод) і зондування ВП, зокрема у варіанті електротомографії.

На рис. 1.55 наведено один із прикладів застосування методу ВЕЗ-ВП. Як видно з ілюстрації, водоносний горизонт на кривій уявного опору  $\rho_y$  практично не виявляється, а на графіку уявної поляризованості  $\eta_y$  він чітко виявляється у вигляді максимуму. Інтерпретація кривої уявної поляризованості дозволила визначити дзеркало підземних вод на глибині 18 м (за даними буріння – 21 м). Завищення рівня підземних вод за даними ВЕЗ-ВП імовірно пов'язано з наявністю зволоженої капілярної кайми над водоносним горизонтом.

Метод ВП застосовують для інженерно-гідрогеологічного картування з метою виділення зон з різним характером осадових відкладів залежно від переважання глинистих чи піщаних різновидів, ступеня обводненості, мінералізації підземних вод та інших

критеріїв, що враховуються в разі таких досліджень. Для цього на основі параметричних експериментальних досліджень встановлюються кореляційні зв'язки між геофізичними параметрами, визначуваними в процесі вимірів методом ВП, у першу чергу поляризованістю  $\eta$  і питомим опором  $\rho$ , з одного

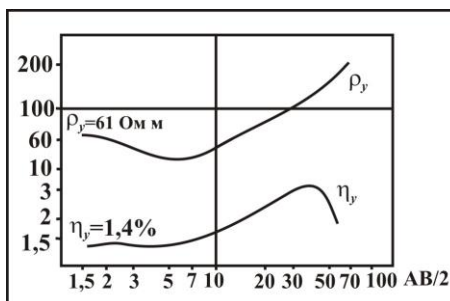


Рис. 1.55. Графіки зондувань методом ВЕЗ-ВП (за Е. М. Кузьміною)

боку, і гідрогеологічними параметрами окремих комплексів порід і відкладів – з іншого. Це дозволяє виконувати кількісні оцінки водоносності порід і мінералізації підземних вод за результатами рядових зйомок методом ВП.

У зв'язку з високою поляризованістю мерзлих порід з іонною провідністю (значення  $\eta$  досягає 10 % і більше), застосування методу ВП дозволяє вирішувати завдання літологічного розчленування геомерзлотних розрізів, виділення міжмерзлотних і підмерзлотних вод, ділянок вічної мерзлоти, жильних льодів та інших об'єктів, пов'язаних з гідрогеологічними та інженерно-геологічними вишукуваннями в районах розвитку вічної мерзлоти.

Крім наземних досліджень, метод ВП може застосовуватися також у гірничих виробках для вивчення рудоконтролюючих структур і пошуків "сліпих" рудних тіл, а також у свердловинному варіанті в разі виконання робіт з міжсвердловинної електричної кореляції рудних об'єктів (МЕК-ВП) і вивченні будови навколосвердловинного простору.

### **1.3.15. Методи низькочастотних індукційних електромагнітних зондувань**

До групи низькочастотних індукційних електромагнітних зондувань належать магнітотелуричні зондування (МТЗ), частотні зондування (ЧЗ) та зондування становленням поля (ЗС або ЗСП). Магнітотелуричні зондування засновані на вимірах варіацій (змін у часі) природних електромагнітних полів Землі космічного походження, а частотні зондування та зондування становленням поля – на вимірах відповідно гармонійних і неусталених полів індукційної природи, створюваних штучними (контрольованими) джерелами. Основу низькочастотних електромагнітних зондувань становить *індукційний принцип* – залежність глибинності поширення електромагнітного поля (отже, і глибинності досліджень) від швидкості зміни поля в часі (для гармонійних електромагнітних полів від частоти чи періоду коливань). Це явище називається *скін-ефектом*. Регулятором глибинності досліджень

в МТЗ і ЧЗ (зондувальним параметром) є частота  $f$  (або період  $T$ ) коливаль, а в методі ЗСП – час становлення поля  $t$ . Процес усталення поля називають перехідним процесом, тому метод ЗСП ще називають зондуванням методом перехідних процесів (ЗМПП).

Слід відзначити, що методи низькочастотних електромагнітних зондувань застосовуються, у першу чергу, для вирішення завдань структурної геології та вивчення глибинної будови земної кори. У разі вирішення завдань інженерної геології та гідрогеології використовуються комплексні дані цих методів, що були отримані за результатами попередньо виконаних на території робіт досліджень. Теорія, методика польових робіт і обробки матеріалів цих методів у достатньому обсязі викладені в рекомендованій літературі з електророзвідки, тому в даному підрозділі не наводяться.

Водночас варто зупинитися на розгляді розробленого в Інституті нафтогазової геології і геофізики СВ РАН (Новосибірськ) оригінального апаратурно-програмного комплексу електромагнітного сканування ЕМС (О. С. Манштейн, М. І. Епов), який реалізує малоглибинні (до 8–10 м) індукційні частотні зондування. Комплекс призначений для цілорічних досліджень приповерхневої частини розрізу з метою вирішення завдань археології, комунального господарства, будівництва, ґрунтознавства та охорони довкілля.

### **Апаратура електромагнітного сканування (ЕМС) для малоглибинних зондувань**

Апаратура ЕМС реалізує метод електромагнітного індукційного частотного зондування і являє собою трикотушковий зонд (рис. 1.56). Генераторний контур випромінює електромагнітне поле на 14 частотах у діапазоні 2,5–250 кГц. Моменти ( $M_1$  і  $M_2$ ) й положення центрів ( $r_1$  і  $r_2$ ) приймальних котушок, приєднаних назустріч, підібрані відповідно до умови  $M_1 / r_1^3 = M_2 / r_2^3$ , забезпечуючи в повітрі якомога повнішу компенсацію первинного по-

ля. Вимірюються квадратурна й синфазна складові різницевої електрорушійної сили, індукованої в приймальних котушках магнітним полем наявних у провідному середовищі вихрових струмів.

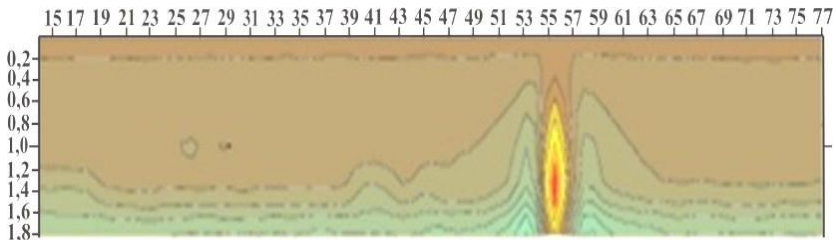


Рис. 1.56. Апаратура електромагнітного сканування

Апаратура ЕМС є автономною із внутрішнім акумулятором і постійним запам'ятовувальним пристроєм. Загальна довжина зонда в робочому стані становить 2,75 м, у транспортному положенні – 1,4 м. Маса не перевищує 8 кг. На генераторній частині корпусу розташовані клавіатура й рідкокристалічний монітор. Під час польових робіт управління зондом виконується дистанційним пультом. Результати вимірів зберігаються в пам'яті, розраховані на обсяг даних з 1000 пікетів. Для подальшої обробки й аналізу ці дані через стандартний порт передаються в персональний комп'ютер. Апаратура працює без гальванічного контакту із середовищем і стійка до впливу зовнішніх електромагнітних завад. Середній час одного зондування – 3 с.

Апаратура ЕМС забезпечує відносно високу локальність зондувань і роздільну здатність (0,1–0,5 м). Апаратура оснащена програмним забезпеченням, що дозволяє виконувати обробку й інтерпретацію експериментальних даних і різноманітну графічну візуалізацію, включаючи побудову карт і 2D й 3D геоелектричних розрізів. На рис. 1.57 наведено приклад застосування апаратурно-програмного комплексу для виконання частотних зондувань на території з підземними комунікаціями. На геоелектричному розрізі видно шукану металеву водопровідну трубу, прокладену в траншеї на глибині 2 м.





**Рис. 1.57. Геоелектричний розріз на території з підземними комунікаціями (за О. К. Манштейном):**  
 крок зондувань уздовж профілю 0,5 м

Апаратурно-програмний комплекс ЕМС може застосовуватись для дослідження ґрунтів з метою вирішення інженерно-геологічних завдань – пошуків, трасування й діагностики підземних комунікацій, пошуків і локалізації археологічних пам'яток, оконтурювання меж об'єктів техногенного захоронення, дослідження зв'язку рівня родючості землі з її електропровідністю, оцінки вологонасичення ґрунтів, виявлення областей підвищеної мінералізації ґрунтових вод та ін. Сумісне застосування апаратури ЕМС з вібраційними сейсмічними джерелами в разі дослідження водонасичених теригенних порід дозволяє також вивчати динамічні процеси в ґрунтах.

### **1.3.16. Методи низькочастотних індуктивних профілювань**

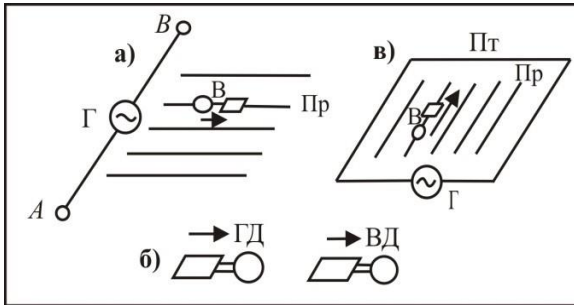
Методи застосовуються для виявлення на площі досліджень неоднорідних за електропровідністю включень. Вони проводяться як під час загальних пошуково-картувальних зйомок, так і в разі детальної розвідки родовищ добре провідних руд.

До групи низькочастотних індуктивних методів профілювання входять методи: довгого кабелю (ДК), дипольного індуктивного профілювання (ДІП), незаземленої петлі (НП), перехідних процесів (МПП) та природного імпульсного електромагнітного поля Землі (ПІЕМПЗ). Вони використовують як гармонійні (від

одиниць до перших десятків тисяч герц), так і неусталені поля. На рис. 1.58 показано методичні схеми різних модифікацій методів низькочастотних індуктивних профілювань.

Особливість індуктивних методів полягає в тому, що геометричні розміри установок, діапазон частот і час перехідних процесів вибираються такими, щоб дослідження велися в індукційній зоні джерела, тобто розміри досліджуваних об'єктів мають бути малими порівняно з довжиною хвилі. У цьому випадку поле є синфазним для всіх точок об'єкта дослідження.

Змінне електромагнітне поле, що вимірюється в точках денної поверхні, є сумою нормального поля контуру джерела й аномального поля, зумовленого впливом локальних геологічних об'єктів. За фізичною природою аномалії електромагнітних полів поділяються на індуктивні (вихрові), кондуктивні (концентраційні) та магнітостатичні.



**Рис. 1.58. Модифікації індуктивних методів:**

- а – метод довгого кабелю; б – дипольне індуктивне профілювання;
- в – метод незаземленої петлі;  $G$  – генератор;  $B$  – вимірювач;
- $GD$  – генераторний диполь;  $ВД$  – вимірювальний диполь;
- $Pr$  – профіль;  $Pt$  – петля

*Індуктивні (вихрові) аномалії* – це аномалії, що спричинені магнітним полем струмів, індукованих первинним змінним магнітним полем у добре провідних (рудних) тілах. *Кондуктивні (концентраційні) аномалії* – це аномалії, спричинені концентрацією в рудних об'єктах електричних струмів, наведених у вмістному середовищі, і виникненням при цьому (при перетині цими

струмами меж поділу) поляризаційних зарядів на поверхнях рудних тіл. *Магнітостатичні аномалії* мають місце лише за наявності магнітних об'єктів – за рахунок їхнього намагнічування первинним магнітним полем.

У реальному геологічному розрізі, у якому будь-яким джерелом збуджується первинне магнітне поле, аномалії вихрового, концентраційного й магнітостатичного типів накладаються одна на одну. Спеціальним вибором типу джерела поля, частоти та часу реєстрації можна змінювати співвідношення між аномаліями різних типів, а відтак створювати модифікації індуктивних методів, ефективні для вирішення конкретних задач.

Методи довгого кабелю (ДК), незаземленої петлі (НП) та перехідних процесів (МПП) застосовуються в основному в рудній геофізиці. Методика польових робіт і обробки матеріалів цих методів в достатньому обсязі викладені в рекомендованій літературі з електророзвідки і в даному підрозділі не наводяться.

**Дипольне індуктивне профілювання.** Метод дипольного індуктивного профілювання (ДІП) являє собою модифікацію індуктивної електророзвідки, де джерелом первинного збуджувального поля є магнітний генераторний диполь ГД (рис. 1.58, б) – багатовиткова рамка з розміром, який, як правило, не перевищує 1–2 м. У процесі польових робіт генераторний і вимірювальний (ВД) диполі переміщуються по профілю з постійним розносом без зміни їхнього взаємного розташування. Умова дипольності зберігається при розносі у 2–3 рази більшому від розмірів рамок. Рознос має бути сумірним з проектованою глибинністю розвідки.

Вимірювальна рамка встановлюється на тринозі, вона може обертатися навколо горизонтальної та вертикальної осей. З її допомогою вимірюють вертикальну  $H_z$  і горизонтальну  $H_r$  складові магнітного поля. Можуть також вимірюватись елементи еліпса поляризації – велика  $H_a$  і мала  $H_e$  півосі та кут нахилу великої осі до горизонту.

У результаті зйомки будуються окремі графіки, карти графіків, карти вимірюваних параметрів. Інтерпретація даних в основному якісна і є подібною до методу ДК. Окремі чіткі аномалії

можуть інтерпретуватися кількісно: за формою аномалії й за характерними точками можна оцінити форму та умови залягання об'єкта підвищеної провідності, а за частотними характеристиками (на стадії деталізації) – його електропровідність, що дає змогу провести класифікацію аномалій на "рудні" й "нерудні".

Метод ДПП може бути реалізований і в аероваріанті. Для цього генераторний контур закріплюється навколо фюзеляжу гелікоптера (напр., КА-26), а виносна приймальна рамка – у гондолі, що буксирується на кабель-тросі довжиною 35–50 м.

Метод ДПП переважно застосовується для пошуків провідних рудних покладів. Інколи він також застосовується і в разі вирішення інженерно-геологічних завдань.

**Метод природного імпульсного електромагнітного поля Землі.** Природне імпульсне електромагнітне поле Землі (ПЕМПЗ) генерується гірськими породами під час дії на них механічних напружень. Це поле створюється джерелами, зосередженими безпосередньо в літосфері, і доступне спостереженню на відстанях від них від перших десятків метрів до сотень кілометрів у випадку підготовки вогнища сейсмічної події. Джерелами ПЕМПЗ є масиви гірських порід, у яких під дією механічних напруг різного походження відбуваються невідомні деформації зерен мінералів-діелектриків чи капілярів, заповнених електролітом (природною вологою).

Деякими фахівцями висловлюються припущення про два типи механізмів збудження електричного стану геологічного середовища в джерелі: електрична поляризація (виникнення надлишкового дипольного моменту) та електризація (поява надлишкового електричного заряду).

Оскільки в природних діелектриках надлишковий електричний заряд індукуює виникнення заряду протилежного знаку, то надлишковий дипольний момент виникає завжди, і стан такої поляризації є загальною властивістю джерела ПЕМПЗ. Короткочасна поляризація середовища може виникнути за умов:

а) масового розколювання мінералів-діелектриків, явищ електроадгезії й когезії в зернах, трибоелектризації поверхонь зерен,

що зміщуються, електризації поверхонь вільних пор, деформівних за рахунок виникнення дефектів у кристалічній структурі, а також унаслідок ефекту Степанова – електризації зерен мінералів-неп'єзоелектриків під час пластичних деформацій;

б) розриву капілярів, заповнених рідиною, унаслідок чого на поверхні капілярів різко змінюється дзета-потенціал Гельмгольца і гірська порода загалом змінює стан природної поляризації фільтраційно-адсорбційного походження;

в) інтенсивної фільтрації рідини в капілярах, видавлювання її у вільні пори та інші порожнини при розповсюдженні фронту ударної хвилі (ФУХ), тобто явищ, які також супроводжуються різкою зміною дзета-потенціалів Гельмгольца та іншими порушеннями подвійних електричних шарів на поверхнях поділу фаз діелектрик – електроліт.

П'єзоелектричний та п'єзомагнітний ефекти, а також зміни інших видів електричних потенціалів також можуть змінювати свій хід під дією механічних напруг і викликати електромагнітні збурення в середовищі. Ці явища зазвичай пов'язані зі слабкою поляризацією і приводять до варіацій електромагнітних полів, які при вивченні ПЕМПЗ сприймаються як фон, на якому проявляються збурення, пов'язані з невідновними деформаціями.

Стан надлишкової електризації, спричинений в геологічних середовищах механічними напругами, нестійкий і швидко релаксує. Процес релаксації в ближній зоні джерел супроводжується проявами помітних струмів провідності й індукованих ними магнітних полів. У дальній зоні спостерігаються збурення полів хвильового характеру, які важко відрізнити від індустріальних завод, полів радіостанцій, атмосфериків та інших явищ, що розглядаються як завади.

На практиці ПЕМПЗ вивчається, як правило, у ближній зоні. Воно виявляється у вигляді серій (пачок) електромагнітного поля трикутної чи трапецієподібної форми тривалістю  $10^{-7}$ – $10^{-3}$  с, що швидко надходять одна за одною. Їхні амплітуди залежать від відстані точки спостереження до джерела, форми цього джерела, природи геоелектричних процесів, спричинених наявністю в джерелі механічних напруг, інтенсивності й кінетики останніх.

Досвід експериментальних досліджень свідчить, що діапазон спостережуваних амплітуд імпульсів ПЕМПЗ досить широкий:  $10^{-6}$ – $10^{-3}$  В/м по електричному полю і  $10^{-7}$ – $10^{-4}$  А/м по магніт-

ному. Кількість імпульсів у секунду може при цьому становити від одиниць до десятків тисяч, залежно від ступеня та інтенсивності порушення структурних зв'язків у геологічному середовищі.

Найбільш інтенсивні ПЕМПЗ зумовлюються геологічними процесами, що відбуваються поблизу земної поверхні та в значних об'ємах гірських порід. Насамперед до таких процесів належать зсувні процеси, а тому дослідження методом

ПЕМПЗ виконуються здебільшого для діагностики напружено-деформованого стану масивів гірських порід на ділянках розвитку зсувів, для визначення меж цих ділянок та прогнозу розвитку й активізації зсувних процесів на них. Досвід показує, що індикатором напружено-деформованого стану масивів гірських порід є специфічний режим зміни імпульсного електромагнітного поля на локальних ділянках, де відбувається накопичення механічних напружень. Завдяки зв'язку доступних для спостереження параметрів ПЕМПЗ з кінетикою зсувних рухів на таких спостереженнях і базуються методи прогнозування та дослідження зсувних явищ. Природні імпульсні електромагнітні поля Землі успішно використовуються також під час інженерно-технічних досліджень територій, відведених під будівництво житлових і технічних споруд.

**Методика робіт.** Серійна апаратура, призначена спеціально для спостережень ПЕМПЗ, нині відсутня. Тут можуть застосовуватися прилади, що використовуються в низькочастотних методах електророзвідки, а також у методах індукції, радіокіп, радіопросвічування. Тоді необхідна деяка переробка серійної електророзвідувальної апаратури з метою налаштування вхідних контурів на необхідний діапазон частот і для вимірів швидкості надходження імпульсів чи величини, пропорційної їй.

В Україні для реалізації методу ПЕМПЗ застосовується індикатор РВІНДС-П-03, розроблений в Західноукраїнській геологорозвідувальній експедиції (ЗУГРЕ), обладнаний електричною штировою та магнітною антенами. Перший тип антен призначений для вимірів напруженості електричного поля, другий – для вимірів магнітного потоку.

Вимірювання швидкості надходження імпульсів (інтенсивності електромагнітного випромінювання) виконується двома приладами РВІНДС-П-03. Один індикатор використовується для вимірювання на рядових точках профілю, другий – для вимірювання

протягом робочого дня варіацій інтенсивності випромінювання природного імпульсного електромагнітного поля Землі на контрольному пункті, який вибирається, по можливості, у відносно спокійному, з точки зору механічних навантажень, місці.

Іншим сучасним приладом, призначеним для вивчення ПЕМПЗ як у польових, так і в лабораторних умовах, який належить до апаратури нового покоління, є мікропроцесорний індикатор МЕМП-4/1 (розробка УкрНДІМП, м. Донецьк).

У методичному плані польові спостереження швидкості надходження імпульсів ПЕМПЗ виконуються за задалегідь розбитою сіткою профілів і пікетів на них. Профілі задають, керуючись звичайними для електророзвідки методичними міркуваннями. Для виявлення об'єкта, що має чітко виражене простягання, їх орієнтують уперек нього і вибирають крок спостережень з таким розрахунком, щоб до досліджуваної прогнозованої аномальної зони (зону зсуву) потрапило не менше трьох точок вимірів. Зазвичай на кожному досліджуваному зсуві закладають 1–2 центральні профілі вздовж його осі чи паралельно їй і 3–5 поперечних профілів з виходом кожного за межі зсуву на 50–100 м в обидва боки. У випадку виявлення аномалії інтенсивності випромінювання ПЕМПЗ крок спостережень зменшують для її деталізації. Деталізацію виділених аномальних зон виконують вимірюваннями ПЕМПЗ на допоміжних 2–3 профілях, розташованих між тими, на яких виявлена аномалія, з розрахунку на виділення 5–9 аномальних точок на кожному профілі.

У зонах механічних напружень, де спостерігаються збільшення анізотропності поля та різка зміна азимутів максимальної інтенсивності, здійснюється деталізація як на основному, так і на суміжних проміжних профілях.

Вимірювання проводяться в широкому діапазоні частот (2–50 кГц) у двох напрямках орієнтації антени з фіксованою її висотою від денної поверхні: вздовж профілю – у бік максимальної інтенсивності випромінювання імпульсів електромагнітного поля і вперек простягання профілю – уздовж схилу. У кожному напрямку виконується близько 10 вимірювань інтенсивності ПЕМПЗ, що забезпечує можливість їхньої статистичної обробки. Інтервал вимірювань становить близько 1 с.

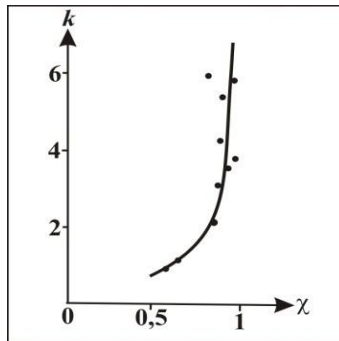
Вимірювання варіацій на КП проводиться в інтервалах: 5 с, 15 с, 30 с, 1 хв, 5 хв – іноді через інтервали: 30 с, 1 хв, 5 хв, 10 хв, 15 хв, 30 хв, 1 год. Для визначення інтенсивності надходження імпульсів зафіксовану кількість їх відносять до часу експозиції. Орієнтація приймальної антени при цьому здійснюється в напрямку простягання профілів (у бік максимальної інтенсивності випромінювання імпульсів ПЕМПЗ). На початку і в кінці робочого дня на КП перевіряється ідентичність приладів. Отримані дані по варіаціях ураховуються при обробці польових матеріалів.

**Аналіз експериментальних даних.** У разі інтерпретації даних методу ПЕМПЗ, у якому вимірюється швидкість надходження імпульсів електромагнітного поля Землі за орієнтації антени вздовж профілю, тобто "перпендикулярно схилу" –  $J_m$ , та поперек профілю, тобто "вздовж схилу" –  $J_l$ , визначаються середні арифметичні значення  $J_m$  і  $J_l$  із 10 послідовних вимірів, проведених за мінімальний проміжок часу. Ураховуючи, що в кожній із цих складових ( $J_m$  і  $J_l$ ) поряд з інформативними корисними імпульсами присутні також і неінформативні, Н. Р. Хархалісом запропоновано для оцінки небезпеки зсувних процесів ввести параметр, який називається кореляційним коефіцієнтом анізотропії ( $\chi$ ):

$$\chi = \frac{J_m}{J_l} = \frac{\sum_{i=1}^n J_{m,i}}{\sum_{i=1}^n J_{l,i}}, \quad (1.67)$$

де  $J_{m,i}$  і  $J_{l,i}$  – значення швидкості надходження імпульсів електромагнітного поля в точці спостереження за орієнтації антени приймача вздовж профілю та перпендикулярно до нього;  $n$  – кількість вимірювань у точці спостереження.

Відношення  $J_m/J_l$  дозволяє зменшити рівень завпад, які реструють за тієї чи іншої орієнтації антени. Припускається, що з допомогою параметра  $\chi$  можна досить однозначно визначити стадії напружено-деформованого стану схилу. Про



**Рис. 1.59.** Графік залежності коефіцієнта стійкості схилу ( $k$ ) і кореляційного коефіцієнта анізотропії ( $\chi$ )



правильність такого припущення свідчать результати кореляційного зв'язку коефіцієнтів стійкості  $k$  та анізотропії  $\chi$ , наведеного в роботі Н. Р. Хархаліса.

Із графіка залежності коефіцієнтів  $k$  і  $\chi$  (рис. 1.59) видно, що зі зменшенням величини  $\chi$  зменшується стійкість схилу. Так, критичному значенню  $k = 1$  відповідає  $\chi = 0,6$ ;  $k = 1,8$  при  $\chi = 0,8$ ;  $k = 3,4$  при  $\chi = 0,9$ . Тому в разі інтерпретації матеріалів ПЕМПЗ значення коефіцієнта анізотропії прийнято за основний інформаційний параметр. На картах площових спостережень ПЕМПЗ виділяються ділянки, а на профілях режимних вимірів – інтервали, які відповідають значенням  $\chi = 0,6$ , тобто таким, що характеризують критичний стан стійкості схилів ( $k = 1$ ). Критичний стан таких ділянок, як правило, підтверджується й аномально високими показниками динамічності поля  $\delta J$ :

$$\delta J = (J_{\max} - J_{\min}) / J_{\min},$$

де  $J_{\max}$  і  $J_{\min}$  максимальне та мінімальне значення швидкості надходження імпульсів електромагнітного поля Землі в одній точці режимних спостережень. В. Д. Чебан рекомендує зазначений параметр використовувати для виділення складової ПЕМПЗ, зв'язаної з напружено-деформованим станом порід тоді, коли роботи ведуться тільки з одним приладом.

За результатами зйомки методом ПЕМПЗ та обробки експериментальних даних будуються карти інтенсивності випромінювання ПЕМПЗ, карти коефіцієнта анізотропії ПЕМПЗ  $\chi$  і карти динамічності  $\delta J$ , інформативність яких ураховується при виділенні зсувонебезпечних ділянок. Зазвичай метод ПЕМПЗ застосовується в комплексі з вертикальними електричними мікрозондуваннями (МЕЗ) та сейсмічним методом заломлених хвиль (МЗХ). Інколи до геофізичного комплексу включають і метод природного електричного поля (ПЕП).

Часто в практиці використання ПЕМПЗ застосовують методику, згідно з якою вилучення впливу добових варіацій виконується окремо на кожному профілі нормуванням польових результатів вимірювань ПЕМПЗ за стандартним відхиленням згідно з формулою

$$E = (E_i - E_{\text{сер}}) / \sigma,$$

де  $E$ ,  $E_i$ ,  $E_{\text{ср}}$  – відповідно нормоване, виміряне на конкретному пікеті й середньоарифметичне в межах профілю значення ПІЕМПЗ;  $\sigma$  – стандартне відхилення значень ПІЕМПЗ на профілі. У результаті отримують карти розподілу нормованих польових вимірів ПІЕМПЗ для горизонтальної й вертикальної складових електричного поля. Практичний досвід застосування методу ПІЕМПЗ свідчить, що за підвищеними значеннями ПІЕМПЗ виділяються зони напружень порід, а за зниженими – зони розривних порушень, підвищеної тріщинуватості або обводнення порід. Відносна величина аномалії дозволяє якісно судити про інтенсивність вияву порушеності порід.

Іншим способом вивчення геодинамічного стану верхньої частини розрізу є метод азимутального структурно-геодинамічного картування СГДК-А (Ю. С. Рябоштан, Е. П. Тахтамиров), заснований на концепції, згідно з якою поточні геодинамічні процеси, приурочені до тектонічних порушень фундаменту та осадочного чохла, досить виразно виявляються в динаміці фізико-хімічних властивостей поверхневого шару. СГДК-А – спосіб, який використовує гармонійні поля для вивчення азимутальної анізотропії поверхневого горизонту, яка є наслідком поточних геодинамічних процесів, що відбуваються в корінному масиві.

**Сфера застосування.** Дослідження методом ПІЕМПЗ виконуються здебільшого з метою діагностики напружено-деформованого стану масивів гірських порід, зокрема для:

1) вивчення за результатами поверхневого дослідження збурення ПІЕМПЗ характеру розподілу механічних напружень масивів гірських порід;

2) оконтурювання селевих вогнищ, зсувних і зсувонебезпечних ділянок, простежування розломів;

3) здійснення локального короткострокового прогнозування геодинамічних явищ; визначення динаміки або режиму незворотних деформацій в породах за результатами спостережень на поверхні, у свердловинах і підземних гірничих виробках;

4) вивчення геодинамічного стану порід і ґрунтів ділянок житлового і промислового будівництва;

5) картування ділянок напруженого стану гірських масивів, визначення просторового положення "живих" розломів, їхню орієнтацію й обводненість, виявлення наявності в гірських масивах зон розущільнення і пустот.

### **1.3.17. Високочастотні методи електророзвідки**

До високочастотних (*радіохвильових*) методів належать методи, в яких використовуються змінні електромагнітні поля частот 10–300 МГц. Ці поля вивчають у хвильовій (дальній) або проміжній зонах джерела, тобто на відстанях, що набагато перевершують довжину хвилі або порівнювані з нею.

На характер електромагнітних полів радіохвильових частот значно більше впливає діелектрична проникність середовища  $\epsilon$ , ніж питома електропровідність  $\gamma$ . Це зумовлено тим, що на високих частотах тангенс кута втрат, який виражає собою відношення густини струму провідності до густини струму зміщення, суттєво менше 1 ( $\operatorname{tg}\delta = \gamma/\omega\epsilon \ll 1$ ). У діапазоні радіохвильових частот суттєво збільшується поглинання електромагнітних хвиль провідним середовищем. Коли довжина хвилі значно менша за відстань до точки виміру і лінійних розмірів досліджуваного геологічного об'єкта, то з певним наближенням можна застосувати закони геометричної оптики до електромагнітних полів і використовувати такі явища, як відбиття, заломлення, поляризація електромагнітних хвиль на межах поділу порід з різними електромагнітними властивостями, виникнення тінювих ефектів за рахунок поглинання полів об'єктами тощо.

Відомо багато модифікацій радіохвильових методів. Зупинимося на розгляді деяких із них.

#### **Радіокомпараційний метод**

Серед високочастотних методів електрометрії найбільш простим і портативним є радіокомпараційний метод ("радіокіп"). У повоєнні роки цей метод у колишньому радянському союзі розроблявся під керівництвом А. Г. Тархова (1961) і також А. Д. Фроловим (1960).

**Основи методу.** Суть радіокомпаративного методу полягає у вимірах електромагнітних полів у дальній зоні довгохвильових (довжина хвиль  $\lambda = 500\text{--}2000$  м) і наддовгохвильових ( $\lambda = 2\text{--}10$  км) мовних широкосмугових чи спеціальних радіостанцій. Із радіофізики відомо, що такі хвилі переважно поширюються у вигляді так званих земних хвиль, тобто хвиль, що проходять уздовж поверхні землі й унаслідок дифракції її огинають. Ці хвилі проникають на деяку глибину, яка завдяки явищу скін-ефекту тим більша, чим більша довжина хвилі й вищий питомий опір середовища.

Радіофізикам давно відомо, що над суходолом (порівняно високоомним середовищем) напруженість поля нижча за рахунок відтоку енергії в землю, а над морем (добре провідне середовище) напруженість поля вища завдяки відбиттю енергії від поверхні води.

Електромагнітне поле в дальній зоні (на відстанях, що перевершують у 10–100 разів довжину хвилі) слабко змінюється при зміні відстані до радіостанції й визначається переважно електромагнітними властивостями порід поблизу пункту виміру. При цьому первинне радіополе збуджує в провідних вкрапленнях індукційні струми, які створюють вторинне електромагнітне поле. Вторинне поле, складаючись з первинним, змінює напруженість і спотворює структуру сумарного поля. Особливо помітні аномалії напруженості й структури поля спостерігаються в разі переходу через контакт середовищ з різними електромагнітними властивостями, а також над добре провідними витягнутими об'єктами.

Розглянуті особливості поширення радіохвиль дають можливість виконувати радіохвильове картування, тобто виявляти в плані неоднорідності геологічної будови за аномаліями інтенсивності й структури поля. Головним недоліком цього методу є його мала глибинність, яка навіть на наддовгих хвилях становить усього перші десятки метрів. Неприятливими обставинами в цьому методі є також часові варіації напруженості поля. Зазвичай випромінювана потужність мовних радіостанцій достатньо стабільна, і варіації пояснюються дією атмосферних завад та іоносферних збурень. Джерелом атмосферних завад є переважно грозові

розряди. Крім того, атмосферні завади виникають у горах, на болотах, у разі сильного вітру і т. ін. Іоносферні збурення зумовлені хвилями, відбитими від різних шарів іоносфери.

Варіації бувають плавні й імпульсні. Перші лише змінюють рівень напруженості вздовж профілю, не впливаючи суттєво на структуру поля. Імпульсні й короткоперіодні варіації можуть створювати хибні аномалії, які, однак, неважко відбракувати при повторних спостереженнях. Роль варіацій зменшується в разі вивчення полів, напруженість яких значна (вище 100 мкВ/м). На характер поля суттєво впливають також і промислові завади.

**Методика зйомки.** Метод призначений для вивчення крутошаруватих геологічних середовищ з товщиною наносів від декількох метрів до 20–30 м, в умовах відносно спокійного рельєфу і на ділянках, віддалених на декілька кілометрів від джерел електричних завад (електрифікованих доріг, рудників і т. ін.). Перед початком радіокомпараційної зйомки за допомогою радіоприймача чи польового вимірювача напруженості поля (ПВНП) проводяться дослідні спостереження полів прослуховуваних радіостанцій вздовж опорних профілів і на окремих точках. Метою цих досліджень є вибір необхідної радіостанції, оцінка стабільності її роботи і величини напруженості поля, оцінка фону завад, вибір мережі спостережень і т. п.

При виконанні дослідних робіт необхідно керуватися такими рекомендаціями.

1. Напруженість поля радіостанції має бути якомога більшою, щоб зменшити роль завад атмосферного і промислового походження і збільшити величину вторинних полів, спричинених геологічними неоднорідностями.

2. Напрямок на радіостанцію повинен бути близьким до напрямку простягання порід і рудних об'єктів. Це пов'язано з тим, що магнітна складова нормального (первинного) поля радіостанції горизонтальна і перпендикулярна напрямку "радіостанція – ділянка досліджень". Якщо простягання рудного об'єкта збігається з цим напрямком, то первинне поле буде

перпендикулярно рудному тілу, а тому в ньому індукується максимальне вторинне поле. Навпаки, якщо рудне тіло буде витягнуто вздовж вектора напруженості первинного магнітного поля, то це первинне поле не створить помітного вторинного поля.

3. Довжина хвилі використовуваної радіостанції має бути по можливості більшою. Це необхідно з метою підвищення глибинності розвідки. У районах, де широкополосні мовні й спеціальні радіостанції не прослуховуються, інколи застосовуються передавачі потужністю до 10 кВт.

4. Для зменшення спотворень за рахунок варіацій не варто проводити роботи в години сходу і заходу сонця, при різкій зміні погоди, грозах і магнітних бурях.

Польова зйомка методом радіокіп поділяється на пошукову (рекогносцирувальну) і розвідувальну (детальну). Пошукова зйомка виконується або з рухомого транспорту (літак, автомобіль), або шляхом наземної маршрутної зйомки.

Зйомка в русі проводиться вздовж окремих маршрутів чи за системою паралельних профілів, направлених уперек гаданого простягання контактів, рудних тіл, інших геологічних об'єктів. При цьому ведеться автоматична чи напівавтоматична реєстрація тих чи інших складових поля.

Детальна наземна зйомка радіокомпараційним методом проводиться в масштабі крупніше 1 : 5000. Роботи ведуться як за системою профілів, так і вздовж окремих маршрутів, що прокладаються безпосередньо під час зйомки.

У разі наземної зйомки крок спостережень становить 10–20 м. Однак аномалії інколи бувають настільки вузькими й локальними, що за такого кроку спостережень можуть бути пропущені. Тому при детальній зйомці крок спостережень необхідно згущувати до 2–5 м.

На кожному пункті спостереження за допомогою польового вимірювача напруженості поля (ПВНП) вимірюються такі величини: максимальна горизонтальна складова поля  $H_p$  (для вимірювання якої вісь феритової антени орієнтується

горизонтально (площина рамки вертикальна) і обертанням навколо вертикальної осі добиваються максимальних показань індикатора); вертикальна складова  $H_z$ , для вимірювання якої вісь антени орієнтується вертикально (площина рамки горизонтальна); відхилення вектора напруженості магнітного поля  $H$  від горизонталі – кут  $\alpha$  (для його вимірювання антена з вертикального положення нахилиється до отримання мінімуму по індикатору); інколи вимірюється пеленг на радіостанцію (кут  $\theta$ ). Частіше за все вимірюються лише  $H_p$  та  $H_z$ . Процес вимірювань на кожній точці з урахуванням налаштування і періодичного калібрування триває не більше хвилини, тому даний метод є достатньо продуктивним порівняно з іншими геофізичними методами.

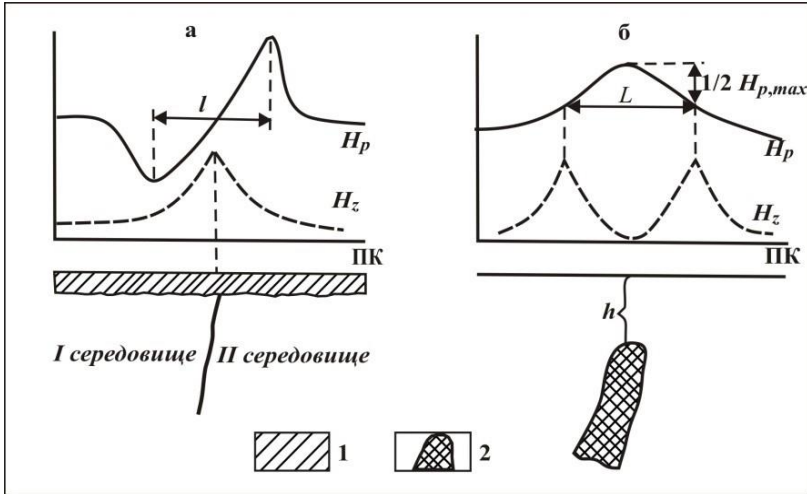
Для вирішення картувальних задач і пошуків непровідних тіл доцільно вимірювати  $H_y$  і  $E_x$  (вертикальна площина рамки та ізольована або заземлена на кінцях приймальна лінія довжиною до 20 м зорієнтовані вздовж профілю) або  $H_\phi$  і  $E_r = \sqrt{E_x^2 + E_y^2}$ . За результатами вимірів можна визначити імпеданс поля  $Z = E_x/H_y = E_r/H_\phi$  та ефективний питомий опір середовища:  $\rho_{\text{еф}} = |Z|^2 / (2\pi f \mu_0)$ .

Метод радіокіп застосовується також у підземному, аеро- та автомобільному варіантах (зйомка в русі).

Результати польових робіт зображуються у вигляді графіків вимірюваних параметрів поля: по горизонталі відкладаються відстані між пунктами спостереження (пікети), по вертикалі –  $H_p$ ,  $H_z$ ,  $\alpha$  або  $\theta$ .

**Інтерпретація результатів.** Інтерпретація даних зйомки методом радіокіп здебільшого якісна. Будуються карти, графіки і кореляційні плани вимірюваних параметрів ( $H_p$ ,  $H_z$ ,  $\alpha$  або  $\theta$ ,  $E_x$ ), чи ефективного опору  $\rho_{\text{еф}}$ . За виявленими аномаліями та кореляцією їх між собою, зіставленням з результатами інших геофізичних методів і геологічними даними

виділяють контакти порід, пласти, зони тектонічних порушень, рудні й нерудні об'єкти. Аномалії, типові для різних геологічних розрізів, зображені на рис. 1.60.



**Рис. 1.60. Аномалії типу контакту (а)  
і провідного пласта (б)  
радіокомпаративного методу:  
1 – поверхневі відклади; 2 – рудний поклад**

Для виділення аномалій основними рекомендаціями є такі. Над однорідним в електричному відношенні середовищі максимальна напруженість поля  $H_p$  залишається практично постійною, змінюючись у межах 10–20 %, а вертикальна складова  $H_z$  і кут  $\alpha$  близькі до нуля.

Над добре провідними породами рівень значень  $H_p$  вищий, ніж над погано провідними. У разі плавних змін властивостей графіки  $H_p$  також змінюються плавно.

Крутопохилий контакт двох середовищ з різними електромагнітними властивостями відмічається максимумом  $H_z$ , розташованим між мінімумом і максимумом  $H_p$  (рис. 1.60, а). Кут  $\alpha$  над контактом має екстремум. Приблизна глибина залегання контакту може бути оцінена за такою емпіричною формулою



$$h \approx \frac{H_{z,\max}}{H_{p,\max}} \cdot \frac{l}{4}, \quad (1.68)$$

де  $l$  – відстань між екстремумами.

Крутопохиле витягнуте рудне тіло створює аномалію, близьку до аномалії над провідним пластом. Характерною її особливістю є наявність над тілом максимуму на кривій  $H_p$  і мінімуму на кривій  $H_z$ . З обох боків від рудного тіла на кривій  $H_z$  розташовані максимуми. Приблизна глибина залягання верхньої кромки рудного тіла може бути оцінена згідно з формулою  $h = 0,5 L$ , де  $L$  – відстань між максимумами  $H_z$ , чи між точками на графіку  $H_p$ , у яких  $H_p = 0,5 H_{p\max}$ .

За наявності декількох рудних тіл чи близько розташованих контактів структура поля різко ускладнюється. У цьому випадку при площовій зйомці головним критерієм виявлення аномалій є їхня корельованість і підтвердження іншими методами.

**Сфера геологічного застосування.** Радіокомпаративний метод застосовується під час геологічної та гідрогеологічної зйомок, картуванні рудних полів, у разі пошуків та розвідки масивних і вкраплених рудних тіл, а також нерудних корисних копалин, вирішенні деяких гідрогеологічних завдань.

Доречно відмітити, що не завжди результати методу радіокіп при розвідці рудних родовищ є успішними. Це пояснюється тим, що глибина залягання розвідуваних покладів здебільшого перевершує глибинність методу. Однак якщо розглянуті вище сприятливі умови для застосування методу хоча б частково виконуються, то в комплексі з іншими геофізичними методами необхідно застосовувати і метод радіокіп.

Відомі позитивні результати застосування цього методу для картування кварцових і пегматитових жил, кімберлітових трубок, мерзлоти, тобто для виявлення високоомних геологічних утворень.

Під час інженерно-геологічних і гідрогеологічних вишукувань метод застосовується для інженерно-геологічного картування, оконтурювання давніх долин, пошуків прісних і мінералізованих вод в аридних зонах і т. ін.

## Методи радіохвильового просвічування

Провідними методами підземної геофізики, призначеними для вивчення ціликів порід між гірничими виробками чи свердловинами з метою пошуків рудних тіл, виявлення обводнених і порушених порід, небезпечних при проходці й експлуатації підземних виробок, є методи радіохвильового просвічування (РХП).

У методах радіохвильового просвічування вивчаються явища поглинання, відбиття і дифракції високочастотних електромагнітних хвиль (частота поля 100 кГц – 100 МГц) у гірських породах. При цьому передавач переміщується по одній виробці чи свердловині, а приймач, що вимірює напруженість поля – по тій же чи сусідніх виробках або свердловинах, а інколи й на поверхні землі. На виробництві застосовуються такі варіанти РХП: шахтне радіопросвічування, радіопросвічування між свердловинами, радіопросвічування з-під землі на поверхню, односвердловинне просвічування чи радіохвильове профілювання і зондування по свердловинах чи гірничих виробках.

**Основи теорії радіохвильового просвічування.** Теоретичний розв'язок прямих задач методу РХП пов'язаний зі значними математичними труднощами. Обчислення нормального поля, тобто розрахунок поля електричного чи магнітного диполів, розташованих у свердловині чи виробці, у точках поверхні землі і в сусідніх виробках навіть для випадку однорідного середовища, виконується за досить громіздкими формулами (Хмелевської В. К., 1959). Однак, як показують розрахунки і результати польових робіт, нормальне електромагнітне поле дипольного джерела в сусідніх виробках чи свердловинах може наближено визначатися за формулами поля диполя, розташованого в однорідному середовищі, у дальній зоні джерела збудження. Зокрема, амплітудні значення напруженості поля визначаються згідно з формулами:

а) для електричного диполя

$$H_{\phi}^e = A_{H0}^e \frac{e^{-br}}{r} \sin \theta, \quad E_{\theta}^e = A_{E0}^e \frac{e^{-br}}{r} \sin \theta, \quad (1.69)$$

б) для магнітного диполя

$$H_{\theta}^M = A_{H0}^M \frac{e^{-br}}{r} \sin \theta, \quad E_{\phi}^M = A_{E0}^M \frac{e^{-br}}{r} \sin \theta, \quad (1.70)$$

де  $\theta$  – кут між дипольним джерелом і напрямком  $r$  на точку вимірювання;  $A_{H0}^e, A_{E0}^e, A_{H0}^M, A_{E0}^M$  – амплітудні коефіцієнти, які визначаються круговою частотою  $\omega = 2\pi f$  ( $f$  – частота в Гц), інтенсивністю електричного і магнітного дипольних джерел (їхніми моментами  $P_e$  і  $P_M$  відповідно) та властивостями навколишнього середовища – його питомою провідністю  $\gamma = 1/\rho$  ( $\rho$  – питомий опір) і магнітною  $\mu$  й діелектричною  $\epsilon$  проникністю:

$$\begin{aligned} A_{H0}^e &= \frac{P_e}{4\pi} |k|; & A_{E0}^e &= \frac{P_e}{4\pi} \omega \mu; \\ A_{H0}^M &= \frac{P_M}{4\pi} |k|^2; & A_{E0}^M &= \frac{P_M}{4\pi} \omega \mu |k|. \end{aligned} \quad (1.71)$$

У співвідношенні (1.71)  $k = b - ia$  є комплексним хвильовим числом середовища, коефіцієнт поглинання  $b$  і фазовий коефіцієнт  $a$  якого, виражаються

$$b = \omega \sqrt{\frac{\mu \epsilon}{2} \left[ \sqrt{1 + \left( \frac{\gamma}{\omega \epsilon} \right)^2} - 1 \right]}, \quad (1.72)$$

$$a = \omega \sqrt{\frac{\mu \epsilon}{2} \left[ \sqrt{1 + \left( \frac{\gamma}{\omega \epsilon} \right)^2} + 1 \right]}. \quad (1.73)$$

Вирази (1.69), (1.70) залишаються справедливими лише для зовнішнього середовища. У гірничій виробці поряд зі сферичною просторовою хвилею утворюються циліндричні поверхневі хвилі, поширення яких підпорядковується більш складним законам. Розв'язання прямих задач про аномальні поля в методах радіопросвічування виконується шляхом моделювання і теоретичного вивчення дифракції радіохвиль на провідній пів-

площині і в присутності тіл простої геометричної форми. При цьому вплив провідних включень оцінюється коефіцієнтом екранування вздовж променю  $r$ , який дорівнює відношенню нормального поля до виміряного (спостереженого). У разі вимірювання магнітної складової поля  $H$ , створюваного електричним диполем, яке часто практикується в методі РХП, коефіцієнт екранування дорівнює

$$\mathcal{E} = \frac{A_{H0}^e e^{-br} \sin \theta}{H}. \quad (1.74)$$

Не зупиняючись на громіздких теоретичних формулах для коефіцієнтів екранування, наведемо деякі висновки, отримані на основі розв'язків прямих задач методу радіохвильового просвічування.

1. Пластові тіла з поперечними розмірами, більшими за довжину хвилі, виділяються високими коефіцієнтами екранування. Вони зростають пропорційно добутку товщини пласта на електропровідність порід, що його становлять. Крім того, на високих частотах ( $f > 1$  МГц) коефіцієнт екранування зростає також зі збільшенням частоти.

2. Витягнуті тіла лінзоподібної форми з довжиною більшою, а поперечним перерізом меншим за довжину хвилі характеризуються меншими коефіцієнтами екранування порівняно з пластовими тілами. Коефіцієнти екранування в цьому випадку суттєво залежать від поляризації первинного поля. Якщо вектор напруженості електричного поля паралельний протяжній частині провідного тіла, то коефіцієнт екранування більший, ніж у разі, коли вектор  $E$  направлений перпендикулярно до тіла.

3. Ізометричні тіла у зв'язку зі збільшенням явища дифракції відмічаються ще меншими коефіцієнтами екранування.

4. Якщо поперечні розміри об'єктів менші половини довжини хвилі, то аномалій в методі РХП може й не бути ( $\mathcal{E} \approx 1$ ). Аномалія може бути відсутньою також у випадку, коли поперечні розміри розвідуваних тіл у 2–5 разів менші відстані між передавачем і приймачем.

**Методика радіохвильового просвічування.** У всіх варіантах радіохвильового просвічування вивчається інтенсивність радіополя, а в шахтних методах і пеленг на передавач, при послідовному просвічуванні цілика порід між генераторною і вимірювальною виробками чи свердловинами. Роботи проводяться за допомогою спеціально виготовлених передавачів і приймачів.

Із теорії антен відомо, що електричні антени відрізняються більш високим коефіцієнтом корисної дії, але на них за рахунок дії ємнісних ефектів більше впливають навколишні породи. Тому у практиці радіопросвічувань частіше використовуються електричні генераторні антени і магнітні приймальні. Залежно від робочої частоти (довжини хвилі в повітрі  $\lambda_0$ ) довжина електричної антени  $l$  для ефективної роботи має задовольняти нерівність

$$2l \leq \lambda \approx \lambda_0 / \sqrt{\epsilon_r} ,$$

де  $\lambda$  – довжина хвилі в навколишніх породах;  $\epsilon_r$  – відносна діелектрична проникність навколишніх гірських порід.

Результати радіохвильового просвічування можуть спотворюватися так званими обхідними хвилями, які є поверхневими хвилями, що утворюються у виробках. Особливо інтенсивні обхідні хвилі в разі наявності у виробках металевих хвилеводів (тролей електровозної відкатки в штреках, освітлювальних і силових ліній, погано заземлених труб), а у свердловинах – проводів живлення генератора.

Під час шахтного радіопросвічування для боротьби з виносом енергії по виробках передавач, а краще і приймач, повинні розташовуватись або у виробках без проводів, або хоча б за 1–2 м від них. Крім того, тролей за допомогою високовольтних конденсаторів заземлюються в декількох точках. Кількість і місце розташування заземлень вибираються дослідним шляхом.

У разі свердловинного радіопросвічування для запобігання виносу енергії по живильних проводах використовуються фільтри-пробки чи застосовуються передавачі з автономним живленням, що опускаються у свердловину на непровідному капроновому канаті.

Перед радіопросвічуванням спочатку здійснюються дослідні роботи із просвічування однорідних ціликів порід для визначення початкових амплітуд і коефіцієнтів поглинання, тобто для оцінки нормального поля й дальності просвічування в даних геоелектричних умовах. Крім того, оцінюється вплив обхідних хвиль і з'ясовується можливість його зменшення. Після цього з урахуванням плану гірничих виробок починається послідовне просвічування ціликів.

Під час просвічування передавач з вертикальною штировою антеною залишається нерухомим, а приймач з вертикальною магнітною антеною переміщується по сусідніх виробках. Випромінювана потужність передавача під час зйомки підтримується постійною. На кожному пункті визначається максимальна горизонтальна складова магнітного поля  $H$  і пеленг. Крок вимірів вибирається рівним 5–10 м.

У подальшому передавач установлюється на іншу точку в тій же виробці, або у виробці, де раніше вимірювалася напруженість поля (взаємні установки), і спостереження повторюються.

У разі хвильового профілювання передавач і приймач переміщуються вздовж виробок так, щоб відстань між ними залишалася постійною в межах 20–60 м. При радіохвильовому зондуванні передавач залишається нерухомим, а приймач поступово віддаляється.

Свердловинне радіопросвічування здійснюється здебільшого синхронним переміщенням по глибині передавача і приймача по двох сусідніх свердловинах. Інколи передавач залишається нерухомим, а приймач переміщується по сусідніх свердловинах.

Односвердловинні профілювання і зондування виконуються відповідно при постійній і змінній відстані між передавачем і приймачем.

Для деталізації аномалій РХП проводяться спостереження на різних частотах, при цьому змінюються напрямки генераторної й вимірювальної антен, виконуються поляризаційні виміри, згущується мережа спостережень. До 10–20 % усіх точок спостережень повинні складати контрольні й повторні. Припу-

стимі похибки спостережень залежать від типу використовуваної апаратури і зазвичай становлять  $\pm 20\%$ .

Точки спостережень і стоянки передавачів ретельно прив'язуються за маркшейдерськими планами виробок і даними інклінометричних вимірів у свердловинах. У результаті робіт РХП по профілях спостережень з урахуванням чутливості вимірювачів і градуированих сигналів будуються криві напруженості поля, здебільшого в умовних одиницях.

**Інтерпретація та сфера застосування радіохвильового просвічування.** Найпростішим способом інтерпретації даних радіопросвічувань є тінювий, в якому виділяються радіотіні, тобто ділянки, на яких сигнал різко послаблений внаслідок поглинання хвиль провідними включеннями.

Положення провідного об'єкта у просторі виявляється за тінями, отриманими при просвічуванні з різних стоянок передавача. Вважаючи, що енергія поширюється вздовж променю  $r$ , який з'єднує центри генераторної й приймальної антен, контури провідних об'єктів оцінюються за загальними для всіх стоянок передавача ділянками тіней. Такий спосіб визначення просторового положення провідного об'єкта називається способом засічок.

Спосіб засічок застосовується за наявності достатньо чітких радіотіней, спричинених екранувальним тілом. За діаграмами виділяються радіотіні (рис. 1.59) проведенням прямих ліній (засічок) від точки стоянки передавача до межових точок тіні на осі свердловини чи виробки, по якій переміщується приймач. Такі засічки, побудовані для різних взаємних положень передавача і приймача, оконтурюють у площині свердловин (чи виробок) зону екранування (екранувальний об'єкт).

Застосуванню інших способів інтерпретації має передувати визначення нормального поля, тобто обчислення коефіцієнтів  $H_0$  і  $b_0$  за результатами вимірів на ділянках однорідних вмісних порід. При цьому необхідно зважати на те, що амплітудні коефіцієнти, що входять до співвідношень (1.69) та (1.70), визначаються частотою, типом джерела, його інтенсивністю і властивостями навколишніх порід біля генератора, а тому при

незмінному струмі в антені й однаковій методиці зйомки ця величина залишається практично постійною.

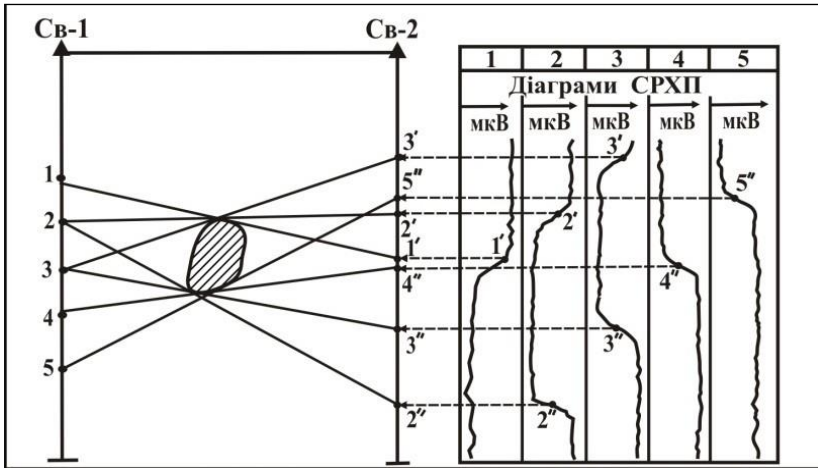


Рис. 1.61. Виділення екранувальної зони способом засічок

Для паралельних гірничих виробок чи свердловин формула розрахунку нормального поля має вигляд

$$H_{\text{н}} = A_{H0} \frac{e^{-b_0 r}}{r} \sin \theta. \quad (1.75)$$

Якщо виробки непаралельні й не лежать в одній площині, то замість  $\sin \theta$  необхідно брати геометричний коефіцієнт  $D = \sin \theta_1 \cdot \sin \theta_2 \cdot \cos \alpha$ , де  $\alpha$  – кут між однією з антен і площиною, що проходить через її центр і другу антену;  $\theta_1$  – кут у зазначеній площині між прямою, що з'єднує центри антен, і проекцією першої антени на площину;  $\theta_2$  – кут між тією ж прямою і другою антенною.

Якщо загальне рівняння

$$H_{\text{н}} = A_{H0} \frac{e^{-b_0 r}}{r} \cdot D \quad (1.76)$$



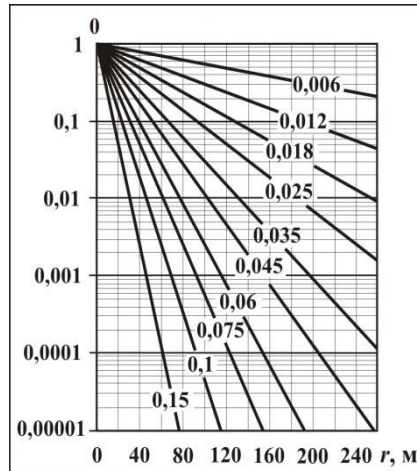
прологарифмувати, то формула для визначення  $b_0$  буде мати вигляд

$$\ln \frac{H_n \cdot r}{D} = \ln A_{H0} - b_0 r. \quad (1.77)$$

Побудувавши залежність  $\ln(H_n \cdot r/D)$  від  $r$  у напівлогарифмічному масштабі, отримаємо пряму, тангенс кута нахилу якої дорівнює коефіцієнту поглинання  $b_0$ . За значення  $r = 0$  ця пряма відсікає на осі ординат значення  $A_0$ .

На рис. 1.62 наведено палетку для визначення коефіцієнтів  $b_0$  та  $A_{H0}$  однорідного півпростору за відомими значеннями  $H_n \cdot r/D$  і  $r$ . Користуватися цією палеткою слід так. Провівши радіопросвічування однорідних в електричному відношенні ціликів порід чи виконавши спостереження у виробках без штучних провідників, що, як свідчить практика польових робіт, дає приблизно однакові значення  $b_0$  і  $A_{H0}$ , будують у такому ж напівлогарифмічному масштабі, як і на палетці, залежність  $H \cdot r/D$  від  $r$ . Далі, сумістивши польову криву з палеткою, легко визначити  $b_0$  (за параметром палеткової кривої, що збіглася з польовою) і  $A_{H0}$  (за значенням шкали польової кривої в точці перетину її з точкою "0" палетки). Визначивши усереднені за декількома спостереженнями параметри

нормального поля  $b_0$  і  $A_{H0}$ , подальшу інтерпретацію даних РХП виконують такими способами: порівняння, променевим, уявних коефіцієнтів поглинання та узагальненої площини.



**Рис. 1.62. Палетка для визначення параметрів  $b_0$  і  $A_{H0}$  нормального поля в методі РХП:**  
цифри – коефіцієнти поглинання в неперах/метр (Нп/м)

У способі порівняння виділення аномалій виконується шляхом накладання на польовий графік  $H$  теоретичної кривої нормального поля  $H_H$ , розрахованої за формулою (1.76) і побудованої на кальці. Провідні тіла розміщуються між радіусами  $r$ , проведеними із точки розташування передавача до країв виявленої аномалії.

У променевому способі для кожної точки розташування приймача за вимірним значенням  $H$  і відомим (розрахованим) нормальним полем  $H_H$  виконується обчислення коефіцієнта екранування:

$$\mathcal{E}_H = \frac{A_{H0} \cdot \left( e^{-b_0 r} / r \right) \cdot D}{H} \quad \text{або} \quad \mathcal{E}_E = \frac{A_{E0} \left( e^{-b_0 r} / r \right) \cdot D}{E}. \quad (1.78)$$

У способі уявних коефіцієнтів поглинання за відомими значеннями  $D, H, A_{H0}$  чи  $D, E, A_{E0}$  визначається уявний коефіцієнт поглинання  $b_y$ :

$$b_y = \frac{\ln A_{H0} - \ln(Hr/D)}{r} \quad \text{або} \quad b_y = \frac{\ln A_{E0} - \ln(Er/D)}{r}. \quad (1.79)$$

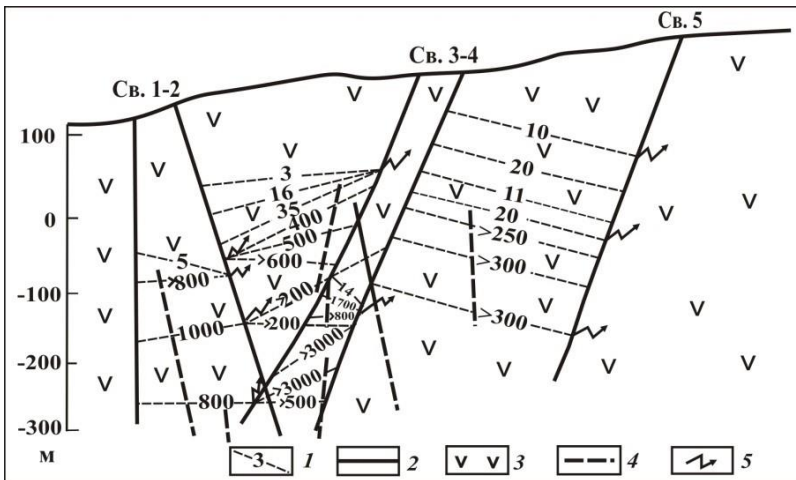
Для цього можна користуватися палеткою на рис. 1.62.

У результаті інтерпретації даних радіопросвічувань між свердловинами чи виробками на променях  $r$ , що з'єднують точки стоянок передавача і приймача, проставляється величина отриманого коефіцієнта екранування  $\mathcal{E}$  чи уявного коефіцієнта поглинання  $b_y$ . Параметри  $\mathcal{E}$  та  $b_y$  характеризують вплив неоднорідностей як за рахунок поглинання енергії провідними включеннями, так і за рахунок дифракції на них і відбиття радіохвиль від об'єктів, що містяться збоку від напрямку променю  $r$ . Чим більша величина  $\mathcal{E}$  та  $b_y$ , тим більша імовірність наявності на шляху променю  $r$  добре провідного потужного тіла. Рудні тіла характеризуються коефіцієнтами екранування в декілька десятків, навіть сотень і більше.

На рис. 1.63 показані результати міжсвердловинного просвічування на одному з мідно-нікелевих родовищ, де за високими

коефіцієнтами екранування ( $\mathcal{E} > 200$ ) вдалося виявити ряд рудних жил промислового значення.

У багатьох випадках чіткі радіотіні не відмічаються. Часто вмісні породи за електричними властивостями досить неоднорідні. У таких випадках можна застосовувати спосіб узагальненої площини спостережень, в якому використовується багатократне просвічування кожної точки простору для оцінки поглинання в будь-якій точці досліджуваної площини.



**Рис. 1.63. Результати свердловинного радіопросвічування мідно-нікелевого родовища (за А. Д. Петровським):**

- 1 – променеві діаграми з коефіцієнтами екранування;
- 2 – свердловини; 3 – вивержені породи; 4 – рудні жили;
- 5 – пункти розташування передавачів

Звернемося до рис. 1.64. Пряма лінія, що з'єднує генератор (випромінювач) і приймач у міжсвердловинній площині  $H$  (промінь) зображується точкою в узагальненій площині  $Q$ , в якій осями прямокутних координат є осі свердловин з генератором (вертикальна  $h_r$ ) і приймачем (горизонтальна  $h_n$ ). Це дозволяє розраховане відповідно до цього променя в площині  $H$  значення уявного коефіцієнта поглинання  $b_y$  (чи коефіцієнта екранування  $\mathcal{E}$ ) приписати конкретній точці в площині  $Q$ . У разі багатократного просвічування в площині  $H$  утворюється певна множи-



щених значень  $b_y$  (чи  $\mathcal{E}$ ) відповідають ділянки підвищеної питомої електричної провідності.

Обробку та інтерпретацію матеріалів способом узагальненої площини рекомендується виконувати в такій послідовності.

1. Побудувати узагальнену площину  $Q$  із взаємно перпендикулярними осями  $h_r$  та  $h_n$ .

2. Обчислити значення  $b_y$  для прямих ліній (променів), що з'єднують кожену пару точок розташування генератора (передачача) і приймача в площині  $H$ . Ці значення приписуються точкам площини  $Q$  і будується карта рівних значень коефіцієнта поглинання в цій площині. Ізолінії рекомендується проводити через 0,002–0,01 Нп/м (непер на метр).

3. У площині  $H$  будується мережа точок, для яких передбачається оцінити поглинання енергії радіохвиль (на рис. 1.64 для прикладу показано три точки  $a$ ,  $b$  і  $v$ ). Точки в площині  $H$  рекомендується розташовувати на прямих  $h_r = h_n$ . На площині  $Q$  кожна така пряма зображується точкою на бісектрисі координатного кута.

4. У площині  $Q$  визначаються прямі, які відповідають точкам, вибраним у площині  $H$ . Як зазначено вище, кожній прямій у площині  $Q$  відповідає безліч прямих, що проходять через кожену вибрану точку в площині  $H$ . У зв'язку із цим для визначення прямої в площині  $Q$  достатньо координат двох прямих у площині  $H$ , одна з яких є прямою  $h_r = h_n = h_0$ , і відповідна їй точка лягає на бісектрису в площині  $Q$ , а інша вибирається довільно, при цьому координати  $h_r$  та  $h_n$  будь-якої точки, що лежить на цій прямій, функціонально зв'язані таким рівнянням:

$$h_n = \frac{\Delta x}{x_0} h_0 - \left( \frac{\Delta x}{x_0} - 1 \right) h_r, \quad (1.80)$$

де  $\Delta x$  – відстань між свердловинами. Ця лінія перетинає осі площини  $Q$  в точках

$$h_r = \frac{\Delta x}{\Delta x - x_0} h_0, \quad h_n = \frac{\Delta x}{x_0} h_0. \quad (1.81)$$

Так, на рис. 1.64 за координатами прямих  $1_{\Gamma}1_{\Pi}$  та  $a_{\Gamma}a_{\Pi 1}$  у площині  $H$  побудована пряма  $a-a$  в площині  $Q$ . Ця пряма будуватиметься також і за координатами прямих  $1_{\Gamma}1_{\Pi}$  та  $a_{\Gamma}a_{\Pi 2}$ . Як бачимо, усі три прямі (промені) перетинаються в одній і тій же точці. Отже, точка  $a$  у площині  $H$  відповідає прямій  $a-a$  у площині  $Q$ . Аналогічно будуються прямі  $b-b$  та  $v-v$  площини  $Q$ , які відповідають точкам  $b$  і  $v$  площини  $H$ .

Можна відповідні побудови виконувати у зворотному порядку: спочатку проводиться лінія в площині  $Q$ , потім розраховуються координати  $h_0$  та  $x_0$  відповідної точки площини  $H$  згідно з формулами

$$x_0 = \frac{h_{\Gamma 1} - h_{\Gamma 2}}{h_{\Gamma 1} - h_{\Gamma 2} + h_{\Pi 2} - h_{\Pi 1}} \Delta x; \quad h_0 = \frac{h_{\Gamma 1} h_{\Pi 2} - h_{\Gamma 2} h_{\Pi 1}}{h_{\Gamma 1} - h_{\Gamma 2} + h_{\Pi 2} - h_{\Pi 1}}, \quad (1.82)$$

де  $h_{\Gamma 1}$ ,  $h_{\Pi 1}$  і  $h_{\Gamma 2}$ ,  $h_{\Pi 2}$  – координати двох довільних точок на проведеній прямій. Якщо за одну із точок взяти точку перетину проведеної прямої з бісектрисою площини  $Q$ , то ордината точки перетину дозволяє визначити  $h_0$  ( $h_{\Gamma} = h_0$ ), а координата  $x_0$  вираховується за формулою

$$x_0 = \frac{h_0 - h_{\Gamma}}{h_{\Pi} - h_{\Gamma}} \Delta x, \quad (1.83)$$

де  $h_{\Gamma}$  та  $h_{\Pi}$  – координати будь-якої точки проведеної прямої.

5. По кожній прямій у площині  $Q$ , побудованій згідно з пунктом 4, у межах ізоляцій  $b_y$  підраховується середньозважене значення уявного коефіцієнта поглинання

$$b_{y, \text{сеп}} = \frac{b_1 l_1 + b_2 l_2 + \dots + b_n l_n}{l},$$

де  $b_i$  – середні значення коефіцієнта поглинання  $b_y$  між сусідніми ізоляціями;  $l_i$  – довжина відрізків прямої, яка перетинає ці ізоляції;  $l = \sum_i l_i$  – довжина прямої між крайніми ізоляціями.

Якщо в межах довжини  $l$  виконана аналітична апроксима-

ція  $b_y$ , то середньозважене значення цього коефіцієнта може бути визначено шляхом інтегрування

$$b_{y,\text{сеп}} = \int b_y(l) dl / l.$$

Обчислені значення  $b_{y,\text{сеп}}$  приписуються відповідним точкам площини  $H$ . За їхньою сукупністю проводяться ізолінії  $b_{y,\text{сеп}}$  у досліджуваній площині  $H$  між свердловинами.

Дані інтерпретації цим способом варто уточнювати за матеріалами інших геофізичних методів і за даними буріння. Спосіб узагальненої площини є одним з найефективніших. На сучасному етапі він повністю автоматизується за допомогою комп'ютерних технологій обробки експериментальних даних.

**Інші варіанти методу радіопросвічування.** Односвердловинні радіохвильові методи призначені для визначення розмірів та елементів залягання рудних тіл, розкритих окремою свердловиною (способом радіопросвічування), і пошуків рудних тіл у навколосвердловинному просторі (способом відбитих і розсіяних радіохвиль). У першому випадку використовується об'ємне поширення радіохвиль і явище дифракції на крайках тіл, розкритих свердловиною. У другому випадку реєструються і вивчаються сигнали, відбиті й розсіяні рудними тілами, що розташовані поза свердловиною.

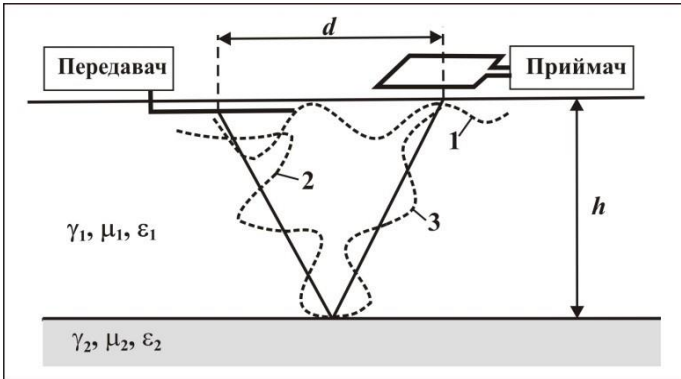
Ультракоткохвильове радіопросвічування (УКХРП) використовується для пошуків нееквіпотенціальних провідників. На частотах 20, 35 і 62 МГц цей метод успішно застосовувався для виявлення кришталеносних пегматитів у гранітних масивах.

### **Радіохвильове інтерференційне зондування**

Радіохвильове інтерференційне зондування – це метод високочастотної електрометрії (частоти від 0,5 до 20 МГц), яким вивчається явище інтерференції (накладання) прямої радіохвилі і радіохвиль, відбитих від шарів з різними електромагнітними властивостями. Цей метод може застосовуватися при вивченні горизонтально-шарових товщ, пошуках підземних вод, дослідженні льодовиків.

**Основи теорії радіохвильового зондування.** У разі радіохвильового зондування поле створюється розташованою на по-

верхні землі чи заритою в землю на декілька сантиметрів горизонтальною променевою антеною, приєднаною до передавача. За допомогою приймача і рамкової антени вимірюється вертикальна магнітна складова напруженості радіополя, яка являє собою суму напруженостей прямої хвилі, поширювальній у верхньому шарі, і хвиль, відбитих від меж поділу шарів з іншими електромагнітними властивостями.



**Рис. 1.65. Схема інтерференційного радіохвильового зондування:**

1, 2, 3 – пряма, набіжна і відбита хвилі

Розглянемо інтерференцію хвиль над двошаровим геоелектричним розрізом (рис. 1.65). У цьому разі пряма, набіжна і відбита хвилі поширюються у верхньому шарі з фазовою швидкістю  $v_1$  і мають довжину хвилі  $\lambda_1 = \frac{v_1}{f} = \frac{c}{fq_1} = \frac{\lambda_0}{q_1}$ , де  $c = 3 \cdot 10^8$  м/с;

$\lambda_0$  – довжина хвилі в повітрі;  $q_1$  – коефіцієнт укорочення хвилі у верхньому шарі, який виражається

$$q_1 = \sqrt{\frac{1}{2} \epsilon_r \mu_r \left[ \sqrt{1 + \left( \frac{\gamma}{\omega \epsilon} \right)^2} + 1 \right]},$$

де  $\epsilon_r, \mu_r$  – відповідно відносні діелектрична й магнітна проникності верхнього шару,  $\epsilon$  і  $\gamma$  – його абсолютна діелектрична проникність і питома провідність,  $\omega$  – кругова частота ( $\omega = 2\pi f$ ),



де  $f$  – частота в Гц). Залежно від відстані між антенами  $d$ , глибини залягання відбивної межі  $h$ , довжини шляху пробігу відбитої хвилі  $2a = 2\sqrt{h^2 + d^2/4}$ , параметрів розрізу і частоти поля між прямою і відбитою хвилями виникає той чи інший зсув фаз. Змінюючи частоту  $f$  чи відстань  $d$ , можна добитися або мінімуму напруженості сумарного поля, коли різниця фаз дорівнює  $180^\circ$ , а різниця шляху прямої хвилі вздовж  $d$  і відбитої хвилі вздовж  $2a$  (різниця ходу) дорівнює непарній кількості півхвиль, або максимуму напруженості сумарної хвилі в разі збігу фаз і різниці ходу, рівній парному числу півхвиль.

Отже, формули, якими визначаються інтерференційні екстремуми, мають вигляд

$$\left. \begin{aligned} 2a + \frac{\phi}{2\pi} \lambda_{1\min} - d &= (2k+1) \frac{\lambda_{1\min}}{2} && \text{– для мінімуму} \\ 2a + \frac{\phi}{2\pi} \lambda_{1\max} - d &= (2k+1) \frac{\lambda_{1\max}}{2} && \text{– для максимуму} \end{aligned} \right\}, (1.84)$$

де  $k = 1, 2, 3, \dots$ ,  $\phi$  – кут зсуву фаз хвилі при відбитті від межі поділу (у радіанах).

Підставляючи в (1.84)  $\lambda_1 = v_1/f$ , отримаємо

$$\left. \begin{aligned} \frac{2a-d}{v_1} f_{\min} &= k + \frac{1}{2} - \frac{\phi}{2\pi} && \text{– для мінімуму} \\ \frac{2a-d}{v_1} f_{\max} &= k - \frac{\phi}{2\pi} && \text{– для максимуму} \end{aligned} \right\}. (1.85)$$

У разі вивчення інтерференційним методом багатопарового розрізу формули (1.85) можуть бути переписані так:

$$\left. \begin{aligned} \left( \frac{2a}{v_{\text{сер}}} - \frac{d}{v_1} \right) f_{\min} &= k + \frac{1}{2} - \frac{\phi}{2\pi} && \text{– для мінімуму} \\ \left( \frac{2a}{v_{\text{сер}}} - \frac{d}{v_1} \right) f_{\max} &= k - \frac{\phi}{2\pi} && \text{– для максимуму} \end{aligned} \right\}, (1.86)$$

де  $v_{\text{сер}}$  – середня швидкість електромагнітної хвилі в товщі, що перекиває відбивну межу поділу.

Якщо антена приймача розташована близько від передавача ( $d \leq \lambda_{\min}$ ), то можна вважати  $d \approx 0$ ,  $a \approx h$  і формули, що описують інтерференційні явища, спрощуються. Так, із співвідношень (1.85) для двохшарового розрізу отримуємо такі рівняння для екстремумів:

$$\frac{2h_1}{v_1} f_{\min} = k + \frac{1}{2} - \frac{\varphi_1}{2\pi}, \quad \frac{2h_1}{v_1} f_{\max} = k - \frac{\varphi_1}{2\pi}. \quad (1.87)$$

Для тришарового розрізу умова інтерференції хвилі, відбитої від підшви другого шару, очевидно визначиться формулами

$$\left. \begin{aligned} \left( \frac{2h_1}{v_1} + \frac{2h_2}{v_2} \right) f_{\min} &= k + \frac{1}{2} - \frac{\varphi_2}{2\pi} \\ \left( \frac{1}{2h_1} + \frac{1}{2h_2} \right) f_{\max} &= k - \frac{\varphi_2}{2\pi} \end{aligned} \right\}, \quad (1.88)$$

де  $h_2$  та  $v_2$  – товщина другого шару і швидкість поширення в ньому електромагнітної хвилі;  $\varphi_2$  – фазовий зсув на підшві другого шару. При цьому зсув фази під час заломлення на підшві першого шару буде компенсуватися зсувом під час зворотного ходу хвилі. Аналогічно отримують формулу для чотиришарового розрізу:

$$\left. \begin{aligned} \left( \frac{2h_1}{v_1} + \frac{2h_2}{v_2} + \frac{2h_3}{v_3} \right) f_{\min} &= k + \frac{1}{2} - \frac{\varphi_3}{2\pi} \\ \left( \frac{1}{2h_1} + \frac{1}{2h_2} + \frac{1}{2h_3} \right) f_{\max} &= k - \frac{\varphi_3}{2\pi} \end{aligned} \right\}. \quad (1.89)$$

Отже, використовуючи формули (1.86), можна за аналогією із сейсмозвідкою говорити про метод "середніх швидкостей", а на основі формул (1.87–1.89) – про метод "пластових швидкостей". Дещо більш громіздкими є формули "пластових швидкостей" у разі  $d \neq 0$ .

Вирази (1.87–1.89) застосовні для методу радіохвильової розвідки, названого зворотним, в якому за струмом в антені передавача вивчаються сторчові хвилі, що утворюються у просторі між передавальною антеною і відбивними контактами пластів.

Якщо підходити зі строгих принципів позицій, то отримані вище закони поширення радіохвиль, засновані на принципах променевої оптики, можна використовувати тільки тоді, коли на окремих промінях не впливають сусідні. Подібні умови у вільному просторі виконуються у так званій "дальній зоні" на відстанях від джерела  $r \geq 10\lambda$ , де  $\lambda$  – довжина хвилі. Однак унаслідок укорочення й більшого поглинання радіохвиль у реальних породах вплив сусідніх ділянок хвильового фронту послаблюється й закони геометричної оптики стають справедливими на відстанях  $r > \lambda/2$ . Отже, можна вважати, що на високих частотах закони дальньої зони застосовні на відносно малих відстанях від джерела. У зв'язку із цим можна також вважати, що хвильовий опір шару (імпеданс) визначається так само, як і для плоскої електромагнітної хвилі:  $Z = \frac{-i\omega\mu}{k}$ . То-

му, користуючись законами геометричної оптики й межовими умовами, можна визначити коефіцієнти відбиття ( $K_B$ ) і заломлення ( $K_3$ ) радіохвиль на контакті двох шарів із хвильовими опорами  $Z_1$  і  $Z_2$ . Так, у випадку падіння хвиль перпендикулярно до межі поділу ці коефіцієнти дорівнюють

$$K_B = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}, \quad K_3 = \frac{2Z_2}{Z_2 + Z_1}. \quad (1.90)$$

У загальному випадку коефіцієнт відбиття є комплексною величиною, дійсна частина якої характеризує відношення амплітуд відбитої й набіжної хвиль, а уявна – зсув фаз. На високих частотах коефіцієнт відбиття залежить від контрастності діелектричної проникності на межі поділу. На контакті "земля – повітря" він змінюється від 10 % у разі відбиття від сухих пісків до 60 % і вище для досить зволжених порід. Такі ж високі коефіцієнти спостерігаються на контакті з хорошими

провідниками. Для горизонтально-поляризованих хвиль (вектор напруженості електричного поля  $E$  лежить у площині межі поділу), які використовуються в практиці радіохвильових зондувань, кут повороту фази на відбивному контакті практично завжди дорівнює  $\pi$ .

Глибина розвідки залежить від коефіцієнта поглинання радіохвиль (ф. 1.72). Розрахунки показують, що за частоти  $f \approx 10$  МГц глибина розвідки не перевершує 50–80 м у разі, коли питомий опір  $\rho$  близько 1000 Ом·м, і не перевершує 200–400 м, коли  $\rho$  близько 10 000 Ом·м.

**Способи проведення радіохвильового зондування.** Для роботи методом РХЗ можна застосовувати серійні радіостанції. Частотний діапазон передавачів і приймачів має знаходитися в таких межах:

$$\frac{3 \cdot 10^8}{5h_{\min}} < f < \frac{3 \cdot 10^8}{0,5h_{\max}}, \quad (1.91)$$

де  $h_{\min}$  і  $h_{\max}$  – мінімальна і максимальна глибина поверхонь шарів, які передбачається вивчати.

Існує декілька способів виконання радіохвильового зондування. Зупинимось на одному з них. Його суть зводиться до вивчення залежності електрорушійної сили у приймальній рамці від частоти на одній-двох відстанях між генераторною і приймальною антенами (рекомендується відстані вибирати рівними 5, 10, 20 і 50 м).

Під час робіт за допомогою передавача й горизонтальної антени довжиною 5–10 м у землю посилаються імпульси тривалістю декілька секунд спочатку на самій високій із вибраного діапазону частоті, яка потім поступово зменшується на 3–5 %. На кожній із цих частот реєструється електрорушійна сила, індукована в приймальній рамці. Випромінювана потужність передавача підтримується постійною. У результаті будуються криві РХЗ – графіки залежності інтенсивності сигналу від довжини хвилі (чи частоти).

Радіохвильове зондування можна проводити також, змінюючи відстань між передавачем і приймачем (дистанційне зондування), вивченням хвильових властивостей розрізу, аналізуючи силу струму в генераторній антені та ін.

Точки РХЗ ставляться вздовж окремих профілів або систем профілів. Відстань між точками РХЗ залежить від складності геоелектричного розрізу і глибини розвідки. У разі детальної зйомки вона може змінюватися від 10 до 100 м, а під час рекогносцирувальних робіт – значно більше.

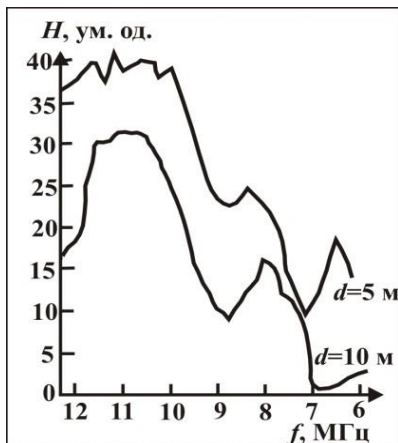


Рис. 1.66. Інтерференційна крива радіохвильового зондування (за В. А. Шемшуриним)

**Інтерпретація даних радіохвильового зондування.** Для інтерпретації даних РХЗ використовуються інтерференційні криві (рис. 1.66), на яких виділяються максимуми чи мінімуми сигналів і за допомогою наведених вище формул визначаються глибини залягання відбивних контактів і діелектричні проникності.

Наступним, найбільш відповідальним етапом інтерпретації є ідентифікація виявлених екстремумів з певними відбивними межами. Для цього аналізуються відстані між сусідніми мінімумами і максимумами, їхня інтенсивність і положення на осі частот. Так, при  $d = 0$  сусідні мінімум і максимум, відповідні одній і тій же межі, згідно з формулами (1.86–1.89), у яких із перших рівнянь віднімаються другі, задовольняють таким співвідношенням:

$$\left( \frac{2a}{v_{\text{сеп}}} - \frac{d}{v_1} \right) \cdot (f_{\text{мін}} - f_{\text{макс}}) = \frac{1}{2}, \quad \text{або} \quad \Delta f_{\text{сеп}} = 0,5 / \left( \frac{2a}{v_{\text{сеп}}} - \frac{d}{v_1} \right); \quad (1.92)$$

$$\Delta f_1 = \frac{1}{4 \frac{1}{v_1}}, \quad \Delta f_2 = \frac{1}{4 \left( \frac{1}{v_1} + \frac{2}{v_2} \right)}, \quad \Delta f_3 = \frac{1}{4 \left( \frac{1}{v_1} + \frac{2}{v_2} + \frac{3}{v_3} \right)}, \quad (1.93)$$

де  $\Delta f_{\text{сер}}$ ,  $\Delta f_1$ ,  $\Delta f_2$ ,  $\Delta f_3$  – різниці частот між сусідніми мінімумом і максимумом на інтерференційній кривій, що відповідають одній межі й отримані з урахуванням середніх чи пластових швидкостей перекривальних шарів.

Із наведених формул виходить, що відстань на осі частот між сусідніми мінімумом і максимумом, які відповідають одній і тій же відбивній межі, постійна і тим більша, чим ближче до поверхні ця межа розташована. З іншого боку, чим ближче відбивна межа до поверхні землі, тим більша інтенсивність відбитої хвилі (оскільки менше поглинання радіохвилі на більш короткому шляху) і різкіші інтерференційні екстремуми.

Виділити хвилі, відбиті від контактів на різних глибинах, можна за загальною формою інтерференційної кривої з урахуванням геоелектричного розрізу та ймовірної глибини залягання поверхонь поділу, які можна брати як відбивні поверхні.

Наступним етапом інтерпретації є визначення параметрів геоелектричного розрізу за допомогою аналітичних і палеткових способів. Принципово невідомі параметри  $a = \sqrt{h^2 + d^2/4}$ ,  $v_1$ ,  $v_2$ , ...,  $v_{\text{сер}}$ ,  $\phi_1$ ,  $\phi_2$ , ...,  $\phi$  можуть бути визначені розрахунковими, аналітичними способами з рівнянь (1.86–1.93). При цьому, як відмічалось вище, фазовий зсув на контактах може бути прийнятий рівним  $180^\circ$ , тобто  $\phi_1 = \phi_2 = \phi_3 = \dots = \phi \approx \pi$ .

Розрахункові формули для визначення глибин методом середніх швидкостей (за умови  $d \neq 0$ ), отримані з формул (1.86) і (1.92), мають вигляд

$$a = \left. \begin{aligned} \sqrt{h^2 + \frac{d^2}{4}} &= \frac{k}{2} \frac{v_{\text{сер}}}{v} + \frac{d}{2} \cdot \frac{v_{\text{сер}}}{v_1}, \\ k - \frac{1}{2} &= \frac{v_{\text{сер}}}{2f_{\text{max}}} + \frac{d}{2} \cdot \frac{v_{\text{сер}}}{v_1} \end{aligned} \right\} \quad (1.94)$$

$$a = \left. \begin{aligned} \frac{d}{4\Delta f_{\text{сер}}} + \frac{d}{2} \cdot \frac{v_{\text{сер}}}{v_1} \end{aligned} \right\}$$

У разі  $d \approx 0$  можна користуватися формулами пластових швидкостей, що випливають з рівнянь (1.93):

$$h_1 = \frac{v_1}{4} \cdot \frac{1}{\Delta f}, \quad h_2 = \frac{v_2}{4} \cdot \frac{1}{\left( \frac{1}{\Delta f} - \frac{1}{\Delta f} \right)}, \quad h^3 = \frac{v_3}{4} \cdot \frac{1}{\left( \frac{1}{\Delta f} - \frac{1}{\Delta f} \right)}. \quad (1.95)$$

Як видно із формул (1.94) і (1.95), для визначення  $a$  чи  $h$  необхідно знати швидкість поширення радіохвиль у верхньому шарі ( $v_1$ ), а також середню швидкість до відбивного контакту ( $v_{\text{сер}}$ ), або пластові швидкості ( $v_1, v_2, v_3$ ).

Унаслідок того, що кількість рівнянь у системах (1.94) і (1.95) менша, ніж кількість невідомих величин, доводиться виконувати спостереження принаймні на двох відстанях  $d$  (включно і при  $d = 0$ ), а також намагатися аналізувати екстремуми різних порядків при  $k = 1, 2, 3$ . Далі методом послідовних наближень чи найменших квадратів отримують необхідні величини  $a$  та  $h$ .

Характерно, що на високих частотах і в порівняно високоомних породах, в яких звичайно ведуться роботи РХЗ, швидкості поширення радіохвиль визначаються в основному діелектричною проникністю. Тому від отриманих у результаті інтерпретації кривих РХЗ значень швидкостей можна перейти до визначення відносної діелектричної проникності  $\epsilon_{r1}, \epsilon_{r2}, \dots, \epsilon_{r\text{сер}}$ . Існують також відповідні палетки для визначення глибини залягання відбивних шарів за даними РХЗ.

**Сфера застосування радіохвильового зондування.** Застосування радіохвильових зондувань найбільш перспективне при інженерно-геологічних і гідрогеологічних дослідженнях особливо в умовах аридної зони, де покривні відклади мають високий питомий опір. При цьому за даними РХЗ в умовах високоомних перекривальних порід ( $\rho > 1000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ) можна визначати глибину залягання рівня підземних вод, розчленовувати за літологічним складом на окремі шари розріз над цим рівнем, оцінювати ступінь мінералізації підземних вод. Метод РХЗ може застосовуватися також для визначення товщини льоду.

Суттєвим недоліком РХЗ є не тільки мала глибинність досліджень у зв'язку з високими частотами радіохвиль, але й низький рівень відбитого сигналу на фоні інтенсивного прямого. Це утруднює, а інколи й виключає можливість отримання інтерференційних кривих.

## Радіолокаційний метод високочастотної електрометрії

У радіолокаційному методі високочастотної електрометрії, названого *імпульсним методом радіолокації* (ІМР), вимірюється час між випроміненими антеною передавача і відбитими від неоднорідностей радіоімпульсами. Цей метод характеризується такими особливостями.

1. Оптимальними радіочастотами в ІМР можна вважати частоти від 30 до 500 МГц (довжина хвилі в повітрі 10–0,6 м). На таких частотах можна створювати гостронаправлений промінь, оскільки довжина хвилі в середовищі в декілька разів менша, ніж у повітрі. Тому в теорії методу використовуються закони геометричної оптики.

2. Тривалість зондувального імпульсу ( $\tau$ ) має бути по можливості такою, щоб отримати відбитий сигнал після закінчення зондувального імпульсу. По-іншому подвоєна ехо-глибина відбивного контакту ( $2h$ ) має перевершувати добуток  $v \cdot \tau$ . Оскільки швидкість поширення радіохвиль  $v$  у високоомних немагнітних середовищах визначається співвідношенням  $v \approx 3 \cdot 10^8 / \sqrt{\varepsilon_r}$  м/с, де  $\varepsilon_r$  – відносна діелектрична проникність середовища, то відбивні контакти повинні залягати на глибинах, що перевищують  $150\tau / \sqrt{\varepsilon_r}$  м. У зазначеному діапазоні частот тривалість імпульсу може бути рівною 1–0,1 мкс, тобто відбивні контакти повинні залягати на глибинах вище 100–10 м. Звідси випливає перевага робіт з піднесеними антенами, наприклад з літака.

3. Для виконання експериментальних вимірів у методі ІМР можуть використовуватися звичайні радіолокатори з потужністю в імпульсі декілька десятків чи сотень ват і укороченою тривалістю зондувального імпульсу, укомплектовані компактними антенами та засобами фотофіксації радіоімпульсів з екрана електронно-променевої трубки.

4. Польові роботи можуть проводитися як з рухомого транспорту (літак, автомобіль), так і під час стоянки станції. У цьому разі можна збільшити глибинність розвідки, застосувавши ті чи інші схеми накопичення сигналу.

5. Через значне поглинання енергії високих частот радіолокаційний метод може застосовуватися лише за наявності висо-



коомної перекривальної товщі. У цьому випадку виявляються справедливими закономірності, характерні для електромагнітного поля в середовищах з переважанням струму зміщення над струмом провідності. Розрахунки і дослідні роботи та практичний досвід свідчать, якщо питомий опір середовища перевершує  $10^3$ – $10^5$  Ом м, то зафіксувати неоднорідності в ньому можна лише тоді, коли вони залягають на глибинах 100–1000 м.

6. Інтенсивність відбитих сигналів визначається як згасанням і розсіянням хвилі в перекривальній товщі, так і величиною відбитого сигналу. Останній тим більший, чим більша різниця діелектричних проникностей з обох боків відбивного контакту. Тому найбільші сигнали будуть спостерігатися в разі відбиття від води або обводнених порід.

7. Для кількісної інтерпретації даних ІМР і зокрема для визначення глибини залягання контакту ( $h = vt/2$ , де  $t$  – час між зондувальним і відбитим імпульсом, вимірюваний на екрані електронно-променевої трубки), необхідно знати швидкість поширення радіохвиль у середовищі. Вона визначається як за даними вимірів діелектричних проникностей, так і за результатами зондувань на ділянках, де глибина відома (напр., за даними сейсмозвідки чи буріння).

Найбільш стабільна швидкість поширення радіохвиль у льодах. Численними теоретичними й експериментальними дослідженнями встановлено, що за частоти  $f > 10^6$  Гц для різних льодів з температурою нижче  $-5^\circ$  і за будь-яких тисків відносна діелектрична проникність практично однакова і рівна 3,2, що відповідає швидкості радіохвиль  $1,68 \cdot 10^8$  м/с. У разі використання цієї величини похибки у визначенні товщини льоду не перевершують 10 %. Водночас, з підвищенням температури льоду та його неоднорідності, а також зі зниженням тиску згасання радіохвиль зростає, унаслідок чого зменшується глибинність розвідки й амплітуда відбитих сигналів.

Метод ІМР практично застосовується в інженерній гляціології (визначення товщини льодовикового покриву, якщо вона не перевищує 3–4 км, оцінка температури, ступеня однорідності, тріщинуватості, забрудненості льоду). Він може також використовуватися для пошуків води в пустелях, вивчення вічної мерзлоти, дослідження дна прісноводних басейнів і т. ін.

## Георадарне зондування

**Загальна характеристика методу.** Георадарне зондування (ГРЗ) є модифікацією *радіолокаційного зондування* або *радіолокаційного методу підповерхневого зондування* і ґрунтується на посиленні в землю коротких (від 1нс до 1мкс) радіо- або відеоімпульсів і реєстрації сигналів, відбитих від меж поділу шарів з різними електромагнітними властивостями.

Основними фізичними властивостями, на яких заснований георадарний метод, як одна із модифікацій електромагнітних методів дослідження, є діелектрична проникність середовища ( $\epsilon$ ), його питомий електричний опір ( $\rho$ ) чи питома електрична провідність ( $\gamma = 1/\rho$ ) та магнітна проникність ( $\mu$ ). Нині прийнято вважати, що домінуючою фізичною властивістю, яка використовується в георадарному методі, є діелектрична проникність середовища. Дані про відносну діелектричну проникність  $\epsilon_r$  різних гірських порід і матеріалів наведено в табл. 1.3.

**Таблиця 1.3. Діелектрична проникність деяких порід і матеріалів**

Гірські породи і матеріали	$\epsilon_r$	Гірські породи і матеріали	$\epsilon_r$
Повітря	1	Сухий бетон	5,5
Снігова кірка	1,5	Зволожений бетон	12,5
Кора вивітрювання (осадочні породи)	2,5	Сухий вапняк	5,5
Лід	4	Зволожений вапняк	8
Суха глина	4	Моренні відклади	11
Мокра глина	27	Сухі боксити	25
Сухий пісок	4	Калійні солі	5,5
Зволожений пісок	15	Кам'яна сіль	6
Водонасичений пісок	27	Мерзлі породи/вічна мерзлота	6
Мокрий пісковик	6	Сінітовий порфірит	6
Вугілля	4,5	Травертин	8
Асфальт	5	Торф	61,5
Сухий граніт	5	Вода (20 °С) прісна	81
Мокрий граніт	6,5	Морська вода	> 100
Мерзлий гравій, пісок	5	Метал	> 81
Сухий гравій з піском	5,5		

*Радіолокатори (георадари)* для зондування в землі працюють у діапазоні частот 10 МГц – 3 ГГц, і, як свідчить практика, вони забезпечують глибинність дослідження до 10–30 м з визначенням основних характеристик досліджуваного середовища, пов'язаних зі змінами його електромагнітних властивостей.

У георадіолокації, в її основному діапазоні частот від 50 до 3000 МГц, довжини хвиль у геологічному середовищі перебувають у межах від перших сантиметрів до 2 метрів. Згасання визначається в основному енергетичними втратами за рахунок струмів провідності та розбіжності сферичного фронту хвилі і, наприклад, для піщано-глинистого розрізу з питомим електричним опором не нижче 100 Ом·м може доходити до 15 Дб/м. Глибинність досліджень на найнижчих частотах у суглинках становить 10–15 м і може сягати 50 м, якщо розріз представлений скельними гірськими породами (суцільні граніти, базальти, вапняки, доломіти). При цьому роздільна здатність не гірше половини довжини хвилі, тобто в межах від 1 см до 6 м.

**Апаратура й методика польових робіт.** На сучасному етапі застосовуються георадари типу Зонд-10, ОКО, георадари виробництва компанії Transient technologies – VIY2-300, VIY3-500, VIY3-300 та інші.

До складу георадара входять випромінювальна (джерело) і приймальна (приймач) антени. Джерело випромінює електромагнітний імпульс заданої частоти, приймач записує отриманий з досліджуваного середовища сигнал.

Під час георадіолокаційної зйомки георадар переміщується вздовж профілю, при цьому для вимірювання можуть застосовуватися дві методики – точкова методика, коли в кожній точці профілю записується георадарна траса, або методика неперервного запису, коли записується в неперервному русі георадарний профіль. Методика неперервного запису георадарного профілю здійснюється за допомогою одометра – колеса, яке вимірює пройдену відстань, або за допомогою часової прив'язки, під час якої через певний проміжок часу випромінюється та приймається електромагнітна хвиля.

Георадари виробництва компанії Transient technologies – VIY2-300, VIY3-500, VIY3-300 призначені для виявлення неоднорідностей у ґрунті, блоках порід і будівельних конструкціях.

**Таблиця 1.4. Основні технічні характеристики георадарів компанії**

**Transient technologies**

<b>Модифікації георадарів VIY</b>	<b>VIY3-500</b>	<b>VIY3-300</b>	<b>VIY2-300</b>
Максимальна глибина зондування, м	4,0	8,0–15,0	8,0–15,0
Частота антенного блока, МГц	500	300	300
Просторова роздільна здатність, м, не гірше	0,18	0,3	0,3
Габарити, мм	311 × 176 × 152	610 × 312 × 170	311 × 176 × 152
Вага, кг	3,0	10,4	13,0
АЦП (біт)	18	18	10
Динамічний діапазон (не менше, дБ)	135	135	100
Інтерфейс	USB 2,0; Wi-fi	USB 2,0; Wi-fi	RS232
Діапазон робочих температур	від –20 °С до 40 °С		

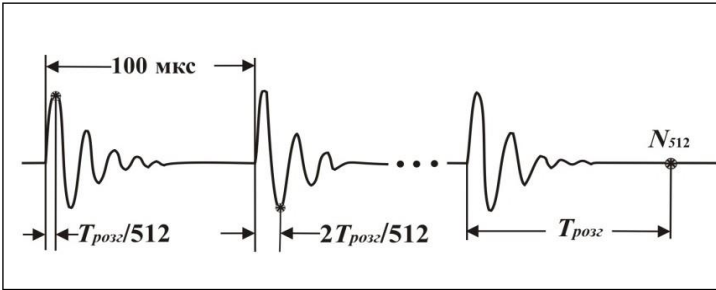
У георадарах виробництва компанії Transient technologies – VIY2-300, VIY3-500, VIY3-300 під час запису даних точне розташування точок вимірювання визначається за допомогою одометра, який приєднується до георадара. Сам георадар приєднується до комп'ютера за допомогою USB кабелю. У георадарі в одному блоці зібрано екрановані генераторна і приймальна антени та електронні блоки. Така конструкція забезпечує ідеальне узгодження антен з електронікою, високу надійність, завадостійкість і простоту в експлуатації георадарів. Основні технічні характеристики георадарів серії VIY компанії Transient technologies наведено в табл. 1.4.

Георадар Зонд-10 Ризького НВО "Радар" являє собою комбінований прилад, що об'єднує генераторну та вимірювальну частини в одному корпусі. Генераторна частина приладу забезпечує збудження зондувальних імпульсів у генераторній антені на двох частотах – 75 і 150 МГц. Зондувальний сигнал має 1,5 періоду коливань. Частота випромінювання імпульсів – 10 кГц. Різним частотам зондувального імпульсу відповідають антени різної довжини. Довжина антени має бути кратною 1/4 довжини хвилі в повітрі  $\lambda_0$ . У приладі Зонд-10 застосовуються антени з розмахом на частоті 75 МГц ( $\lambda_0 = 4$  м) – 2 м, а на частоті 150 МГц ( $\lambda_0 = 2$  м) – 1 м.

Вимірювальна частина приладу забезпечує прийняття відбитих хвиль (трас) за допомогою приймальної антени, часове автоматичне регулювання підсилення (ЧАРП), стробування та цифрування сигналу. Результати вимірів виводяться на дисплей, записуються на ОЗП і можуть безпосередньо виводитися і записуватися на жорсткий диск комп'ютера.

Через велику складність створення АЦП із гігагерцевою частотою дискретизації для отримання результативної траси в георадарі використовується принцип стробування. На кожній трасі (часовий процес відгуку на один збуджувальний імпульс) знімається значення амплітуди, що відповідає одній часовій затримці. Цифрування виконується на часових затримках  $t_i$ , що дорівнюють  $t_i = (i - 1) \cdot 100$  мкс +  $i \cdot T_{\text{розг}} / 512$ , де  $i = 1, \dots, 512$ ,  $T_{\text{розг}}$  – час

розгортки, 512 – кількість відліків для цифрування однієї результативної траси (рис. 1.67). Стробування сигналу забезпечується блоком керування і синхронізації. Таким чином, одна результативна радаротраса отримується після випромінювання та стробування 512 імпульсів.



**Рис. 1.67.** Цифрування результативної траси в георадарі

У георадарі передбачена корекція амплітуд двох видів. По-перше, це зміна коефіцієнта підсилення (як єдиного множника) для всіх відліків траси (уздовж осі часу) і по профілю (для всіх трас). По-друге, це введення динамічного підсилення, коли коефіцієнт підсилення зростає зі збільшенням часу вздовж траси. ЧАРП забезпечує малий коефіцієнт підсилення в ранній час і автоматичне збільшення коефіцієнта підсилення пізніше. Це необхідно для стиснення динамічного діапазону та вирівнювання амплітуд, оскільки амплітуда сигналу на радаротрасі згасає за експоненціальним законом.

Згідно з набутим досвідом георадарних досліджень для отримання достовірних результатів при роботі цим методом варто дотримуватися трьох умов:

1 – вибирати правильний крок досліджень; 2 – правильно визначати швидкість поширення електромагнітної хвилі; 3 – обирати правильний алгоритм обробки отриманих даних.

Для виконання цих умов рекомендовано попередньо розраховувати параметри досліджень згідно з такими співвідношеннями, як:

– час  $T$  у наносекундах (нс), що забезпечує георадарне зондування до заданої глибини  $h$ , який розраховується за формулою

$$T = 2h/v,$$

де  $v$  – швидкість поширення електромагнітної хвилі в досліджуваному середовищі;

– частота антени  $f$  у Гц, яку необхідно використовувати для виконання зондування до бажаної глибини  $h$

$$f = 1/T,$$

– роздільна здатність радарограми (георадарної траси) за часом  $\Delta t$  (по вертикалі), яку необхідно встановити при дослідженнях

$$\Delta t = 1/(2f) = T/2;$$

– рекомендована кількість точок відліків  $N$  на георадарній трасі (по вертикалі)

$$N = \frac{T}{\Delta t} + 1;$$

– рекомендований крок зйомки по горизонталі  $\Delta x$ ,  $\Delta y$

$$\Delta y = \Delta x \leq \lambda/4 = \frac{c}{4f}, \text{ де } \lambda - \text{довжина хвилі (м);}$$

– горизонтальна  $HR$  і вертикальна  $VR$  роздільні здатності георадарних досліджень:

$$HR = \lambda/2, \quad VR = c/f = \lambda.$$

– амплітуда реєстрованого на денній поверхні сигналу  $A_h$ , відбитого від межі поділу, розташованої на глибині  $h$ :

$$A_h = A_0 \cdot K_{\text{відб}} \prod_{i=1}^n \left[ (1 - K_i^2) \cdot \exp(-2 \cdot b_i \cdot h) \right],$$

де  $A_0$  – амплітуда зондувального сигналу;  $n$  – кількість проміжних шарів;  $b_i$  – коефіцієнти поглинання зондувального імпульсу

в проміжних шарах в  $1/m$ ;  $h_i$  – товщини проміжних шарів у метрах;  $K_{\text{відб}}^n$  – коефіцієнт відбиття від відбивної поверхні на глибині  $h = \sum_{i=1}^n h_i$ ;  $K_i$  – коефіцієнти відбиття на проміжних межах поділу (підшвах проміжних шарів). Якщо скористатися усередненим коефіцієнтом поглинання зондувального імпульсу в межах перекривальної відбивну поверхню товщі ( $b_{\text{сер}}$ ), то цілком очевидно, що амплітуду реєстрованого сигналу можна оцінити так:

$$A_h = A_0 \cdot K_{\text{відб}}^n \prod_{i=1}^n (1 - K_i^2) \cdot \exp(-2 \cdot b_{\text{сер}} \cdot h).$$

Зауважимо, що коефіцієнти відбиття  $K_{\text{відб}}$  і заломлення  $K_{\text{зал}}$  за умови нормального падіння хвилі на межу двох середовищ з різними діелектричними та магнітними проникностями  $\epsilon_1, \epsilon_2$  та  $\mu_1, \mu_2$  визначаються за формулами:

$$K_{\text{відб}} = \frac{\sqrt{\epsilon_1 \mu_2} - \sqrt{\epsilon_2 \mu_1}}{\sqrt{\epsilon_1 \mu_2} + \sqrt{\epsilon_2 \mu_1}}; K_{\text{зал}} = 1 - K_{\text{відб}} = \frac{2\sqrt{\epsilon_2 \mu_1}}{\sqrt{\epsilon_1 \mu_2} + \sqrt{\epsilon_2 \mu_1}}. \quad (1.96)$$

У разі немагнітних середовищ або ж однакових їхніх магнітних властивостей ( $\mu_1 = \mu_2$ ) ці формули набувають такого вигляду:

$$K_{\text{відб}} = \frac{\sqrt{\epsilon_1} - \sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}}; K_{\text{зал}} = 1 - K_{\text{відб}} = \frac{2\sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}}. \quad (1.97)$$

Необхідно також ураховувати, що згідно з хвильовою теорією при відбитті хвилі від плоскої поверхні поділу в цьому процесі на 90 % задіяна ділянка поверхні радіусом  $r = 0,5\sqrt{\lambda \cdot h}$ , де  $h$  – глибина до відбивної межі, а  $\lambda$  – довжина хвилі.

За результатами георадарних досліджень уздовж окремих профілів отримують георадарні профілі, які являють собою часові розрізи – сукупність георадарних трас уздовж профілю з вертикаль-



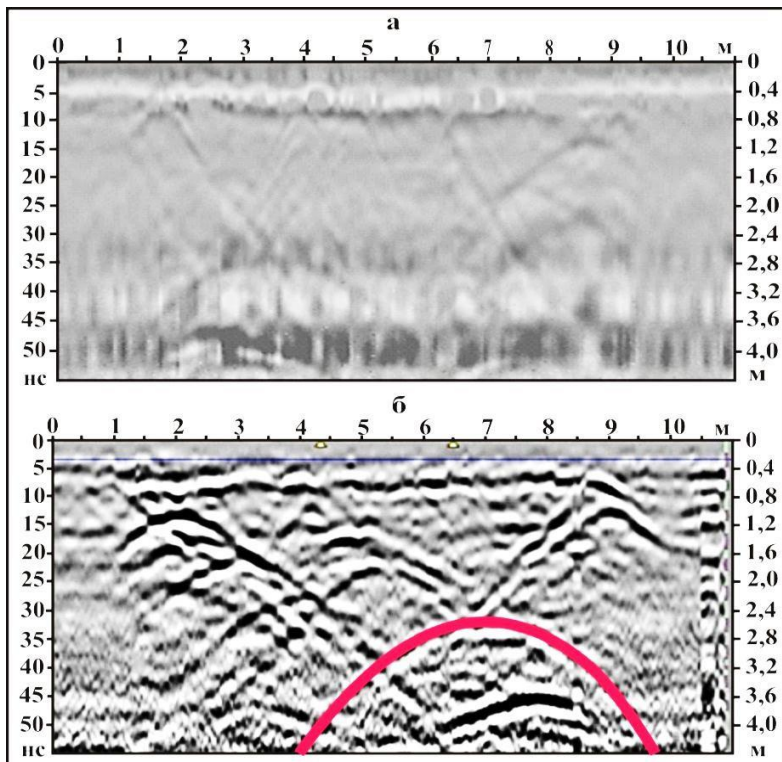
ним зображенням часової розгортки (рис. 1.68б, 1.69) За відомої швидкості поширення радіохвиль у вмісному середовищі часові значення приходу відбитих хвиль перераховуються в глибини (для прикладу на цих рисунках праворуч наведена така шкала глибин).

Якість отриманих експериментальних даних георадарних зондувань залежить як від урахування, при виконанні експериментальних робіт, розглянутих параметрів досліджень, так і від коефіцієнтів відбиття та амплітуди реєстрованого сигналу.

**Загальні принципи обробки та інтерпретації даних георадарних досліджень.** Записаний у процесі експериментальних вимірів георадарний профіль у більшості випадків зашумлений всілякими завадами. У зв'язку із цим під час його первинної обробки використовується низка програмних інструментів, які суттєво поліпшують якість експериментальних даних. Ці програмні інструменти включають такі процедури, як згортку трас з функцією із заданим періодом, підсумовування трас на одній точці вимірювання з метою прибирання фонового шуму на георадарному профілі, викликаного як власним шумом приладу, так і "шумом" середовища, що вміщує досліджувані об'єкти, підсилення сигналів з метою отримання більш інформативного і якісного зображення георадарного профілю, усереднення значень амплітуди сигналів у певному радіусі трас. Приклад георадарного профілю до і після первинної обробки представлений на рис. 1.68.

Як у сейсмозвідці, так і в методиці георадарних досліджень у процесі подальшої обробки експериментальних даних застосовуються також такі процедури, як полосова фільтрація, деконволюція, перетворення Гільберта для обробки одиничних трас, застосування процедур міграції для кращої локалізації об'єктів та ін

Набір відбиттів на георадарному профілі може утворювати пряму, або пологу лінію в разі плоскої межі відбиття або ж гіперболу (гіперболічну криву) в разі відбиття від локального об'єкта ("точкової неоднорідності"), при цьому просторове положення самого об'єкта пов'язано з вершиною цієї гіперболи (рис. 1.69).



**Рис. 1.68. Вигляд георадарного профілю до процедур його первинної обробки (а) та після їхнього застосування (б): (гіпербола, підібрана за допомогою програмного інструмента "Гіпербола")**

У випадку плоскої відбивної поверхні, яка на георадарному профілі фіксується впевненою лінійною кореляцією зареєстрованих георадарними трасами імпульсів збільшеної амплітуди (рис. 1.69), глибина  $h$  до цієї поверхні розраховується за такою формулою:

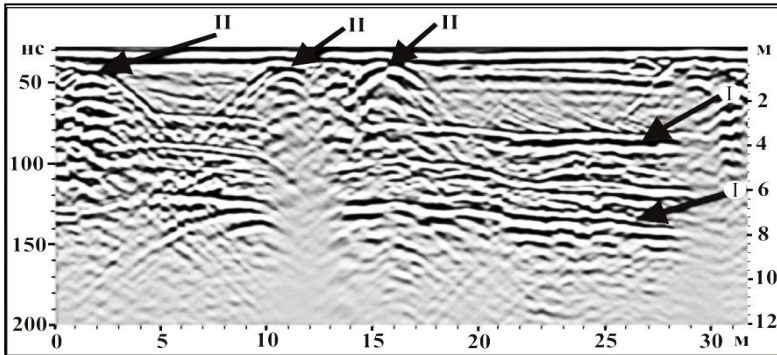
$$h = 0,5\sqrt{v^2 t^2 + d^2} \quad (1.98)$$

де  $v$  – швидкість поширення радіохвилі в перекривальній товщі;  $t$  – час приходу відбитої хвилі;  $d$  – відстань між антенами георадара.

Швидкість поширення радіохвилі в перекривальному магнітному і немагнітному середовищах визначається:

$$\left. \begin{aligned} \text{у магнітному середовищі} & - \quad v = c / \sqrt{\mu_r \epsilon_r} \\ \text{у немагнітному середовищі} & - \quad v = c / \sqrt{\epsilon_r} \end{aligned} \right\} \quad (1.99)$$

де  $c = 3 \cdot 10^8$  м/с – швидкість світла;  $\mu_r$  та  $\epsilon_r$  – відносні магнітна й діелектрична проникності перекривальної товщі.



**Рис. 1.69. Приклад георадарного профілю:**

I – відбиття від плоских поверхонь;  
II – відбиття від локальних об'єктів

Для шаруватого середовища, у якому перекривальна відбивну поверхню товща порід складається з  $n$  окремих шарів, які відрізняються за діелектричними й магнітними властивостями, глибина  $h$  до відбивної поверхні розраховується за такою ж формулою (1.98), у якій  $v = v_{\text{сеп}} = h / \sum_{i=1}^n (h / v_i)$  є середньою швид-

кістю поширення хвилі ( $h_i$  і  $v_i$  – товщини пластів і швидкості поширення електромагнітної хвилі в них). З діелектричними й магнітними параметрами пластів такої шаруватої товщі середня швидкість поширення хвилі зв'язана такими співвідношеннями:

$$\left. \begin{aligned} v_{\text{сеп}} &= c \cdot h / \sum_{i=1}^n (h_i \cdot \sqrt{\epsilon_{ri} \mu_{ri}}) - \text{для магнітних шарів,} \\ v_{\text{сеп}} &= c \cdot h / \sum_{i=1}^n (h_i \cdot \sqrt{\epsilon_{ri}}) - \text{для немагнітних шарів,} \end{aligned} \right\} \quad (1.100)$$

де  $h_i$ ,  $\epsilon_{ri}$ ,  $\mu_{ri}$  – товщини пластів порід, що залягають на відбивній поверхні, та їхні діелектричні й магнітні відносні проникності. У випадку довільної функціональної зміни з глибиною діелектричної та магнітної проникностей перекривальної товщі ( $\epsilon_r(z)$  і  $\mu_r(z)$ ) співвідношення (1.100) записуються в інтегральному вигляді:

$$\left. \begin{aligned} v_{\text{сеп}} &= c \cdot h / \int_0^h \sqrt{\epsilon_r(z) \mu_r(z)} dz - \text{для магнітних розривів,} \\ v_{\text{сеп}} &= c \cdot h / \int_0^h \sqrt{\epsilon_r(z)} dz - \text{для немагнітних розривів.} \end{aligned} \right\} (1.101)$$

Відбиття від об'єктів локального типу на георадарному профілі виявляються наявністю корельованої лінії синфазності (годографом), яка має вигляд гіперболи (рис. 1.68). Такий вигляд годографа обумовлений тим, що випромінюваний сигнал має сферичну діаграму направленості. Отже, відбивний об'єкт локального типу фіксується на георадарному профілі не тільки тоді, коли прилад розташований безпосередньо над об'єктом, але й на деякій відстані до і після об'єкта.

Припустимо, що георадар переміщується по поверхні землі вздовж епіцентрального відносно відбивного об'єкта профілю. Зважаючи на незначний рознос між антенами, його можна взяти рівним нулю. Тоді час приходу відбитої хвилі в точку розташування георадара (рис. 1.70) запишеться у вигляді

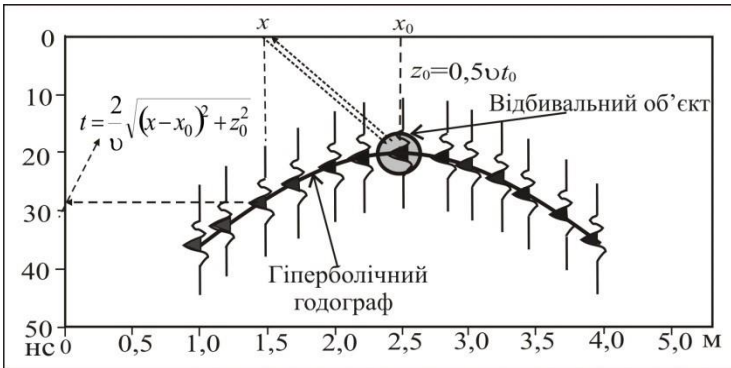
$$t = \frac{z}{v} \sqrt{(x-x_0)^2 + z_0^2} = \sqrt{4 \left( \frac{x-x_0}{v} \right)^2 + t_0^2}, \quad (1.102)$$

де  $v$  – швидкість поширення сигналів у вмісному середовищі над об'єктом;  $z_0$  – глибина до відбивного об'єкта;  $x_0$  та  $x$  – координати епіцентра об'єкта і точки розташування георадара.  $t_0$  – час приходу відбитого сигналу над об'єктом (вершина гіперболи).

За кутами нахилу гілок гіперболи  $\alpha = \pm \arctg(2/v)$  можливо визначити швидкість поширення електромагнітної хвилі над об'єктом:

$$v = \frac{2}{|\operatorname{tg}\alpha|} = \frac{2}{|\Delta t/\Delta x|}, \quad (1.103)$$

де  $\Delta x$  – відстань між двома точками профілю;  $\Delta t$  – приріст значень часу в цих точках на проведеній гілці гіперболи.



**Рис. 1.70. Утворення гіперболічної осі синфазності відбитих хвиль:**

$v$  – швидкість поширення електромагнітної хвилі;

$t_0$  – час приходу відбитого сигналу над об'єктом

Для визначення глибин до відбивних об'єктів і поверхонь необхідно знати швидкість поширення електромагнітної імпульсної хвилі у вмісному середовищі (ф. 1.98). Для цього можна скористатися гіперболічними годографами відбиттів від локальних об'єктів на георадарних профілях. Один із способів визначення швидкості ми розглянули. У рівнянні гіперболи (1.102) такі параметри, як  $x_0$  та  $t_0$  відомі, адже просторове положення вершини гіперболи і значення часу в ній чітко визначені. Тоді швидкість поширення сигналу у вмісному середовищі можна визначити аналітично за простою формулою

$$v = 2|x - x_0| / \sqrt{t^2 - t_0^2}, \quad (1.104)$$

де  $|x - x_0|$  – відстань будь-якої точки профілю (у межах годографа) до точки вершини гіперболи, а  $t$  – час приходу відбиття в цю точку. Знаючи  $v$  і  $t_0$ , можна визначити глибину  $z_0$  до об'єкта локального типу:  $z_0 = 0,5 v \cdot t_0$ .

В арсеналі програмного забезпечення обробки георадарних профілів, отримуваних сучасними георадарами, є інструмент "Гіпербола", за допомогою якого визначається швидкість поширення електромагнітної хвилі в середовищі підбором гіперболи, яка найкраще повторює контури гіперболічного годографа, спричиненого відбиттями від локального об'єкта (рис. 1.68). Підбір гіперболи виконується оптимізаційними методами, зокрема методом найменших квадратів, і дозволяє визначити як швидкість поширення електромагнітної хвилі  $v$ , так і глибину  $h$  до відбивного об'єкта, виходячи із загального рівняння поверхневого гіперболічного годографа:

$$t = \frac{\sqrt{(x - d/2)^2 + y^2 + h^2} + \sqrt{(x - d/2)^2 + y^2 + h^2}}{v}, \quad (1.105)$$

де  $x, y$  – поверхневі координати георадара в системі координат з початком у точці проєкції відбивного об'єкта на денну поверхню,  $d$  – відстань між випромінювальною і приймальною антенами георадара.

У разі кількісної інтерпретації даних георадарних досліджень досить важливо знати швидкість поширення радіохвиль у геологічному середовищі. Крім розглянутих можливостей, пов'язаних з аналізом георадарних профілів, швидкість поширення радіохвиль, урахувавши, що верхня частина розрізу практично немагнітна ( $\mu_r = 1$ ), може бути оцінена за відносною діелектричною проникністю геологічного середовища  $\epsilon_r$ . Інформацію про діелектричні властивості геоелектричного розрізу отримують як за даними петрофізичних визначень на зразках порід, так і параметричних спостережень на свердловинах або ж безпосередніми вимірами у свердловинах (діелектричний каротаж).

**Сфера застосування георадарних досліджень.** Теорія електромагнітних хвиль, яка використовується в методі георадарно-

го зондування, у зв'язку з високим частотним діапазоном носить хвильовий характер і нагадує теорію поширення пружних хвиль у сейсморозвідці. А тому результати зондувань георадарами більш схожі з даними, отриманими за результатами сейсмічних досліджень. Головним недоліком георадарного методу є мала глибинність досліджень. Водночас він з успіхом застосовується для вирішення багатьох важливих народногосподарських завдань. Їх можна розділити на дві групи відповідно до вирішуваних завдань, методик досліджень і способів обробки георадарних профілів: 1. Геологічні, інженерно-геологічні та гідрогеологічні завдання – картування геологічних структур, визначення рівня ґрунтових вод, визначення товщини крижаного покриву; 2. Пошук і обстеження інженерно-геологічних споруд та об'єктів антропогенної діяльності, а саме: трубопроводів, кабелів, відходів і поховань, підземних порожнин (карстові порожнини, підземні виробки, підвальні приміщення), прихованих порушень у стінах наземних і підземних споруд, порушень у конструкції автомобільних доріг і злітно-посадкових смуг.

Загалом за допомогою георадарної зйомки можна вирішувати будь-які завдання, пов'язані з пошуком об'єктів, що відрізняються за електричними властивостями від навколишнього середовища й розташовані на невеликих глибинах.

## **1.4. Магніторозвідка**

Магнітна розвідка вивчає магнітне поле Землі з метою вирішення геологічних завдань. У магнітному полі Землі виділяється стаціонарне геомагнітне поле й магнітні варіації. Застосування магніторозвідки для вирішення завдань геологічної й інженерно-геологічної галузей ґрунтується на вивченні, перш за все, стаціонарної частини магнітного поля (постійного поля).

### **1.4.1. Фізико-геологічні основи магніторозвідки**

Речовини (гірські породи), що знаходяться в зовнішньому магнітному полі, намагнічуються. У результаті в речовині з'являється додаткове внутрішнє магнітне поле, яке накладається на зовнішнє. Силовою характеристикою сумарного поля є векторна

величина, яка називається вектором магнітної індукції  $\mathbf{B}$ . У гаусовій системі вектор магнітної індукції виражається

$$\mathbf{B} = \mathbf{H} + 4\pi\mathbf{J},$$

де  $\mathbf{H}$  – вектор напруженості зовнішнього намагнічувального поля,  $\mathbf{J}$  – вектор намагніченості, який являє собою об'ємну густину дипольного магнітного моменту намагнічуваного середовища (магнітний момент одиниці об'єму)

$$\mathbf{J} = \lim_{\Delta\tau \rightarrow 0} \left( \sum_i \mathbf{M}_i / \Delta\tau \right),$$

де  $\sum_i \mathbf{M}_i$  – геометрична сума дипольних магнітних моментів атомарних мікрострумів, сконцентрованих в елементарному об'ємі  $\Delta\tau$  намагнічуваного середовища й просторово упорядкованих під силовою дією зовнішнього поля  $\mathbf{H}$ .

У більшості речовин вектор намагніченості  $\mathbf{J}$  пропорційний зовнішньому полю  $\mathbf{H}$ :  $\mathbf{J} = \chi\mathbf{H}$ . Коефіцієнт пропорційності  $\chi$  називається магнітною сприйнятливістю речовини. Чим більша ця величина, тим за заданого зовнішнього поля більш "намагніченою" виявляється речовина.

Зважаючи на наведені співвідношення, рівняння матеріального зв'язку між векторами магнітної індукції й напруженості магнітного поля записується у вигляді

$$\mathbf{B} = (1 + 4\pi\chi)\mathbf{H}.$$

Величина  $1 + 4\pi\chi$  позначається однією буквою  $\mu$  і називається магнітною проникністю:  $\mu = 1 + 4\pi\chi$ . Отже, у системі СГС

$$\mathbf{B} = \mu\mathbf{H},$$

де  $\mu = 1 + 4\pi\chi$ , а тому магнітна сприйнятливість  $\chi = (\mu - 1)/4\pi$ . У вакуумі й наближено в повітрі  $\mu = 1$ , тобто  $\chi = 0$ , так що  $\mathbf{J} = 0$ , а  $\mathbf{B} = \mathbf{H}$ .

У гаусовій системі  $\mathbf{B}$  вимірюється в гаусах (Гс),  $\mathbf{H}$  – в ерстедах (Е). Обидві одиниці мають однакову розмірність і відрізняються лише за назвою. Таку відмінність назв доцільно зберегти,



зважаючи на різну фізичну суть величин  $\mathbf{B}$  і  $\mathbf{H}$ . Очевидно, що намагніченість  $\mathbf{J}$  має таку ж розмірність, що  $\mathbf{B}$  й  $\mathbf{H}$ .

У системі СІ одиницею виміру  $\mathbf{B}$  є 1 тесла ( $1 \text{ Тл} = \text{В} \cdot \text{с} / \text{м}^2 = 10^4 \text{ Гс}$ ),  $\mathbf{H}$  вимірюється в А/м ( $1 \text{ А/м} = 4\pi \cdot 10^{-3} \text{ Е}$ ). Отже, навіть у вакуумі, де фізичної відмінності між  $\mathbf{B}$  і  $\mathbf{H}$  немає, у системі СІ не можна записати  $\mathbf{B} = \mathbf{H}$  через відмінність одиниць. Необхідно записати  $\mathbf{B} = k\mathbf{H}$ , де  $k$  – коефіцієнт пропорційності, який вирівнює розмірність обох сторін. У системі СІ він позначається  $\mu_0$ , так що рівняння матеріального зв'язку між  $\mathbf{B}$  і  $\mathbf{H}$  у пустоті (вакуумі) має вигляд  $\mathbf{B} = \mu_0\mathbf{H}$ . Цей коефіцієнт називається абсолютною магнітною проникністю вакууму і є важливою фізичною сталою. Його розмірність легко знайти, виходячи з розмірності  $\mathbf{B}$  і  $\mathbf{H}$  в системі СІ, а числове значення – із зв'язку одиниць системи СІ і гаусової:

$$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Ом} \cdot \text{с} / \text{м} = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ генрі} / \text{м} (\text{Гн} / \text{м}).$$

У системі СІ намагніченість  $\mathbf{J}$  має таку ж розмірність, як і напруженість  $\mathbf{H}$ , тобто А/м, а магнітна сприйнятливість є величиною безрозмірною. Урахувавши зв'язок векторів  $\mathbf{B}$  і  $\mathbf{H}$  у вакуумі, записаний у системі СІ ( $\mathbf{B} = \mu_0\mathbf{H}$ ), аналогічний лінійний зв'язок цих векторів у реальних середовищах можна подати у вигляді

$$\mathbf{B} = \mu_0(1 + \chi_{\text{СІ}})\mathbf{H} = \mu_0\mu\mathbf{H},$$

де  $\mu = (1 + \chi_{\text{СІ}})$  – так звана відносна магнітна проникність, величина безрозмірна, на практиці її переважно називають просто "магнітною проникністю", оскільки вона відповідає магнітній проникності в гаусовій системі. Цей параметр показує, у скільки разів збільшується сила магнітної взаємодії електричних струмів у разі перенесення їх із вакууму в дане середовище. Добуток  $\mu_0\mu = \mu_a$  є абсолютною магнітною проникністю середовища, тому в системі СІ рівняння матеріального зв'язку, крім зазначеної вище форми запису  $\mathbf{B} = \mu_0\mu\mathbf{H}$ , може записуватися в такому ж вигляді, як і в гаусовій системі одиниць:  $\mathbf{B} = \mu_a\mathbf{H}$ . Розмірність  $\mu_a$  така ж, як і магнітної сталої  $\mu_0$  –  $\text{Гн} / \text{м} = \text{Ом} \cdot \text{с} / \text{м}$ .

За магнітними властивостями речовини поділяються на діамантики, парамагантики і феромагантики. Вектор намагніче-

ності діаманетиків спрямований проти вектора намагнічувального поля  $\mathbf{H}$ , отже,  $\chi < 0$ , а  $\mu < 1$ , магнітна індукція  $B < H$ . Для діаманетиків характерний лінійний (пропорційний) зв'язок векторів намагніченості  $\mathbf{J}$  і напруженості  $\mathbf{H}$ .

У парамагнетиків магнітна проникність  $\mu$  не набагато більша одиниці, а отже, магнітна сприйнятливості  $\chi_{CI} = (\mu - 1) > 0$ . Для парамагнетиків пропорційність зв'язку між намагніченістю і напруженістю поля зберігається, але не в занадто сильних полях  $\mathbf{H}$  і не занадто низьких температурах. Варто зауважити, що переважна більшість гірських порід за своїми магнітними властивостями є парамагнетиками.

Феромагнетики належать до сильно магнітних речовин. У феромагнітних мінералів і руд (магнетит, гематит, титаномагнетит, піротин) магнітна проникність може досягнути декількох десятків. У зв'язку із цим  $\mu$  деяких руд, до складу яких входять феромагнітні мінерали, дорівнює 3–10 і більше. У феромагнетиків лінійний пропорційний зв'язок між напруженістю і намагніченістю відсутній (зі зростанням  $\mathbf{H}$  намагніченість прямує до насичення).

Не зважаючи на те, що переважна більшість гірських порід є парамагнетиками (за магнітною проникністю слабомагнітними), магніторозвідка є ефективним геофізичним методом вирішення багатьох геологічних та інженерно-геологічних завдань. Це пов'язано з тим, що за параметром магнітної сприйнятливості гірські породи досить диференційовані. Ця властивість гірських порід безрозмірна, виражає собою різницю між  $\mu$  й одиницею ( $\chi_{CI} = \mu - 1$ ) і подається в умовних одиницях СІ.

Найсуттєвіше впливає на магнітну сприйнятливості більшості гірських порід присутність у них феромагнітних мінералів, а також особливості їхнього хімічного складу, розмір зерен, структура, текстура тощо.

За значенням магнітної сприйнятливості  $\chi$  гірські породи поділяються на:

- практично немагнітні –  $\chi < 30 \cdot 10^{-5}$  од. СІ;
- дуже слабомагнітні –  $\chi = (30-100) \cdot 10^{-5}$  од. СІ;
- слабомагнітні –  $\chi = (100-1000) \cdot 10^{-5}$  од. СІ;
- магнітні –  $\chi = (1000-50000) \cdot 10^{-5}$  од. СІ;
- сильно магнітні  $\chi > 50000 \cdot 10^{-5}$  од. СІ.

Серед осадочних порід найнижчою магнітною сприйнятливостю характеризуються доломіт, вапняки, гіпс, ангідрит, кам'яна сіль. Деяко вища, але також дуже низька магнітна сприйнятливості (від  $30 \cdot 10^{-5}$  до  $100 \cdot 10^{-5}$  од. СІ) спостерігається у аргілітів, глин, алевролітів, глинистих сланців, пісковиків. Слід зазначити, що на ділянках тектонічних порушень і в зонах дезінтеграції порід магнітна сприйнятливості змінюється (збільшується або зменшується).

Якщо намагніченість гірських порід зникає з припиненням дії зовнішнього поля  $H$ , її називають індуктивною намагніченістю  $J_i$ . Намагніченість гірських порід, що залишається після припинення дії зовнішнього поля, називається залишковою намагніченістю  $J_r$ . Залишкова намагніченість може бути обумовлена давнім або сучасним магнітним полем, зміною температури, мінеральними змінами та іншими причинами.

У магніторозвідці основною вимірюваною характеристикою магнітного поля Землі є його індукція  $B$ , яка позначається літерою  $T$ . Як зазначалося одиницею вимірювання магнітної індукції в системі СІ є тесла (Тл), але на практиці використовується нанотесла ( $1 \text{ нТл} = 10^{-9} \text{ Тл}$ ).

Індукція магнітного поля в кожній точці поверхні Землі – векторна величина ( $T$ ). Проекції цього вектора на горизонтальну і вертикальну площини, а також кути вектора стосовно координатних осей називають елементами магнітного поля. Проекція повного вектора  $T$  на вісь  $z$  називається вертикальною складовою і позначається  $Z$ . Проекція повного вектора  $T$  на горизонтальну площину називається горизонтальною складовою і позначається  $H$ . Напрямок  $H$  збігається з магнітним меридіаном. Кут між віссю  $x$  (напрямок на географічний північ) і  $H$ -складовою називається схиленням  $D$ . Кут між вектором  $T$  і горизонтальною площиною називається нахиленням  $I$ .

Розподіл на земній поверхні значень повного вектора індукції магнітного поля Землі ( $T$ ) та його вертикальної ( $Z$ ) і горизонтальної ( $H$ ) складових, а також кутів схилення ( $D$ ) й нахилення ( $I$ ), як правило, зображується у вигляді карт ізоліній – ліній однако-вих значень того чи іншого параметра. Ізолінії мають свої назви: ізолінії  $T$ ,  $H$  чи  $Z$  називаються ізодинамами, ізолінії схилень – ізогонами, нахилень – ізоклінами.

Магнітне поле Землі залежить від геологічних умов, географічних координат і магнітних варіацій. Числові характеристики елементів земного магнетизму й координати магнітних полюсів безперервно змінюються. У цих змінах значну роль відіграють варіації геомагнітного поля, які можуть істотно впливати на результати магнітних зйомок. Розрізняють чотири види магнітних варіацій: вікові, річні, добові й магнітні збурення.

Під час виконання магнітної зйомки будь-якої ділянки неможливо виконати виміри магнітного поля у всі її точках одночасно. У зв'язку із цим необхідно у результати вимірів, отриманих в різних точках у різний час, вносити поправки за варіації. Для цього в процесі магнітних зйомок необхідно організувати режимні спостереження магнітного поля в одній із точок ділянки робіт.

У практиці магніторозвідувальних робіт вивчають локальні аномальні поля, спричинені неоднорідністю гірських утворень за магнітними властивостями. За нормальне поле береться сума поля однорідно намагніченої земної кулі й материкової аномалії (регіональна аномалія), на тлі якої необхідно виділяти локальні аномалії.

#### **1.4.2. Польові магнітометричні дослідження**

Для виміру модуля вектора магнітної індукції  $T$ , його вертикальної ( $Z$ ) і горизонтальної ( $H$ ) складових та їхніх приростів у магніторозвідці використовуються прилади, які називаються магнітометрами. Тривалий час для магніторозвідувальних досліджень використовувалися магнітометри, у яких чутливою системою була магнітна стрілка – так звані оптико-механічні магнітометри. Згодом були відкриті інші фізичні явища, на основі яких були створені більш складні й точні сучасні магнітометри – ферозондові, квантові та протонні. Магнітометри, призначені для безперервної реєстрації елементів земного магнетизму за допомогою спеціальних реєстраторів, називаються магнітоваріаційними станціями.

Вимірювання характеристик магнітного поля можуть бути абсолютними й відносними. У разі абсолютних вимірювань безпосередньо вимірюються значення модулів повного вектора  $T$ , його горизонтальної  $H$  і вертикальної  $Z$  складових, схилення  $D$  або нахилення  $I$ . За відносних вимірювань визначається приріст елемен-

тів магнітного поля у просторі. На сучасному етапі у магніторозвідці найбільш широко застосовуються вимірювання повного вектора магнітної індукції  $T$ , його приростів  $\Delta T$ , приростів вертикальної складової  $\Delta Z$ , а також їхні варіації в часі  $\delta Z$ ,  $\delta T$ .

Магнітна розвідка поєднує цілий комплекс геофізичних досліджень зміни магнітного поля Землі у просторі й у часі, а також вивчення магнітних властивостей гірських порід і руд. Основний вид досліджень у магніторозвідці – магнітна зйомка. З її допомогою отримують дані про розподіл параметрів геомагнітного поля на досліджуваній території та виявляють магнітні аномалії. Методика магніторозвідувальних робіт визначається умовами їхнього виконання, геологічним завданням і характеристиками апаратури. Геологічне завдання визначає детальність і точність робіт.

За призначенням і масштабом магніторозвідувальні роботи поділяються на регіональні або дрібномасштабні (масштаб 1 : 200 000), картувально-пошукові або середньомасштабні (масштаб 1 : 50 000 – 1 : 100 000), детальні – пошуково-розвідувальні та розвідувальні (масштаб більше 1 : 25 000) і спеціальні. Залежно від розташування пунктів спостережень на досліджуваній території зйомки можуть бути площовими й профільними (маршрутними). За умовами проведення розрізняють наземні, морські, підземні (свердловинні й шахтні), повітряні, стратосферні та космічні зйомки.

Регіональні зйомки виконуються з метою дослідження характеру, інтенсивності, структури магнітного поля, його зв'язку з великими структурними елементами регіону. За результатами таких зйомок можливо виявлення великих блоків, плутонів, глибинних лінеamentів і розломів, вивчення порід кристалічного фундаменту за їхніми магнітними властивостями. Для цього найчастіше застосовується аеромагнітна зйомка.

Картувально-пошукові дослідження виконуються з метою вирішення завдань геологічного картування – простежування приконтатних зон, тектонічних порушень, виявлення дайкових поясів та окремих дайок, оконтурювання геологічних утворень, інтрузій та ефузивів, а також з метою безпосередніх пошуків залізозмісних порід і руд.

Пошуково-розвідувальні магнітні зйомки виконуються з метою деталізації аномалій, виявлених попередніми дослі-

дженнями, та з'ясування характеру розташування у просторі рудних тіл. Ці дослідження проводяться на стадії розвідувальних робіт з метою їхнього коригування та оцінки елементів залягання магнітних тіл.

Спеціальні магнітні зйомки виконуються на локальних ділянках з метою вирішення специфічних завдань. Це високоточні детальні дослідження. До їхнього числа належить мікромагнітна зйомка.

У разі вирішення завдань інженерної геології та гідрогеології застосування магніторозвідки можливо, коли різні за літологічним складом породи характеризуються різними магнітними властивостями. Зокрема, магніторозвідку застосовують для визначення просторового положення інтрузивних та ефузивних тіл, виявлення й трасування різних тектонічних порушень (як правило, породи в зонах дробіння характеризуються більшою магнітною сприйнятливістю), рідше для вивчення карсту.

Перед виконанням магнітної зйомки створюють опорну мережу – систему точок, у яких параметри магнітного поля визначені з підвищеною точністю. Питання про опорну мережу вирішують з урахуванням допустимої похибки зйомки. Опорну мережу створюють або шляхом багаторазових вимірювань за замкнутими рейсами, що включають ряд опорних пунктів, або за цикловою схемою на кожному з пунктів відносно попереднього. У першому випадку вимірювання виконуються за схемою 1-2-3-4-5-1; у другому – за схемою 1-2-1, 2-3-2 і т. д. Циклову методику використовують частіше в разі маршрутних зйомок.

Наведені вище завдання вирішуються за допомогою наземної магнітної зйомки різних масштабів. Як уже зазначалось, масштаб зйомки залежить від детальності досліджень, передбачуваних розмірів аномалій і визначається проектом робіт. Вибір оптимальної відстані між профілями й між точками спостережень залежить від поставленого геологічного завдання з таким розрахунком, щоб шукана аномалія виявлялася не менше ніж на трьох поруч розташованих профілях і не менше, ніж у трьох точках на кожному з них. Відстань між точками спостережень не повинна бути більшою половини глибини залягання магнітних об'єктів. Достовірною вважають аномалію, яка перевершує подвійну середню квадратичну похибку зйомки.

У процесі виконання польових робіт може виникнути необхідність в уточненні контактів різних за намагніченістю порід для чого заздалегідь планують також деталізаційні роботи.

Високоточні режимні магнітні вимірювання можуть застосовуватися для вивчення й прогнозування деяких геологічних процесів, наприклад, для контролю процесів зародження й розвитку зсувних деформацій. У разі вивчення тріщинуватості масивів гірських порід ефективним є метод мікромагнітної зйомки, заснований на використанні зв'язку так званих "елементарних" (слабких) магнітних аномалій з тріщинуватістю гірських порід. Під час мікромагнітної зйомки на ділянках досліджень виконуються детальні високоточні наземні вимірювання геомагнітного поля. Зазвичай вибираються ділянки  $10 \times 10$  м –  $50 \times 50$  м, на яких за густою мережею спостереження ( $1 \times 1$  м –  $5 \times 5$  м) проводять вимірювання  $\Delta T$ . Розміри майданчиків мікромагнітної зйомки, зазвичай квадратних, однаково орієнтованих щодо магнітного меридіана, а також густоту мережі спостережень вибирають дослідним шляхом.

В інженерній геофізиці вимірювання магнітного поля під час виконання магнітних зйомок здійснюють високочутливою магнітометричною апаратурою – квантовими магнітометрами типу М-33, ММА-301, ПКМ-1 тощо, що мають чутливість до 0,1 нТл, а також протонними магнітометрами з чутливістю 1 нТл. Магнітометричні дослідження, як правило, виконують у комплексі з дослідженнями іншими геофізичними методами (електро- і сейсморозвідкою).

### **1.4.3. Обробка та інтерпретація магнітометричних даних**

Первинна камеральна обробка даних магнітної зйомки включає: обчислення значень вимірюваного магнітного поля ( $T$  або  $Z$ ) у точках спочатку опорної, а потім і рядової мережі; оцінку похибки магнітної зйомки за результатами контрольних вимірів; оформлення результатів досліджень (побудова карт ізоліній і графіків).

Обробка матеріалів магнітометричних досліджень починається з обчислення різниці між показаннями (в одиницях індукції або напруженості поля) на кожному пункті спостереження і на

початковому контрольному пункті. Після цього вводять поправки за варіації магнітного поля й за температуру, беручи за нуль показання варіаційного приладу на початку робіт. Потім знаходять різницю між значенням поля на контрольному пункті в кінці вимірювань, виправленим за варіації й температуру, і початковим значенням на тому ж пункті. Отриману величину, яку називають поправкою за зміщення нуль-пункту, з протилежним знаком розкидають пропорційно часу на заміри в усіх точках і підсумовують її з виправленими за варіації й температуру значеннями поля в усіх точках. Попередньо обчислені значення приводяться до єдиного рівня, наприклад, до рівня поля на основному контрольному пункті, який може бути прийнято за умовний нуль.

Інтерпретація даних магнітної розвідки поділяється на якісну, кількісну й геологічну. Якісна інтерпретація полягає в аналізі магнітометричних даних з метою їхнього опису, класифікації аномалій, районування й наближеної оцінки природи аномалій. Кількісна інтерпретація включає сукупність прийомів щодо визначення глибини залягання, форми, розмірів і магнітних властивостей геологічних утворень, які зумовлюють аномалії магнітного поля. Геологічна інтерпретація має за мету пов'язати магнітні аномалії й виділені магнітоактивні об'єкти з геологічними утвореннями та будовою земної кори.

Основними методами якісної інтерпретації є: візуальний аналіз; перерахунок поля за допомогою ЕОМ на інший рівень спостережень (вверх або вниз); усереднення поля й виділення локальних аномалій. Якісна інтерпретація починається з оцінки імовірності виділення магнітних аномалій на картах і графіках. На цьому етапі інтерпретації будують кругові діаграми простягання ізоліній, оцінюють контрастність і диференціацію поля. Для побудови карти ізодинам використовують відомості про простягання геологічних об'єктів, умови їхнього залягання, геометрію й розташування у просторі мережі спостережень та ін. Природа магнітних аномалій визначається методом аналогій, зокрема шляхом порівняння карт ізодинам з геологічною картою району. Вивчаються форма, розміри, простягання, інтенсивність і знак аномалій. Ці параметри відображають форму, магнітні властивості й положення у просторі геологічних тіл.



Магнітні аномалії  $\Delta T$  ( $\Delta Z$ ) за формою поділяються на ізометричні й витягнуті. Ізометричні аномалії утворюються над стовпчастими, кулястими та іншими тілами, проекція яких на земну поверхню має в першому наближенні форму кола. До витягнутих відносять аномалії  $\Delta T$  ( $\Delta Z$ ), довжина яких перевищує їхню ширину. Об'єктами, що збуджують магнітні аномалії витягнутої форми, є пласти порід різного поширення на глибину, тіла циліндричної форми субгоризонтального простягання. З геологічної точки зору – це жили, контакти тощо.

Кількісна інтерпретація включає розв'язання прямої й оберненої задач магніторозвідки. Під прямою задачею магніторозвідки розуміють розрахунок значень аномального магнітного поля  $T_a$  ( $Z_a$ ) від модельного тіла з визначеними його намагніченістю, формою, розмірами й положенням у просторі. Обернена задача полягає у визначенні розмірів, форми, положення в просторі магнітних тіл за експериментально отриманими значеннями аномального магнітного поля  $\Delta T_a$  ( $\Delta Z_a$ ).

Пряма задача магніторозвідки розв'язується аналітично або графічно. Вона розв'язується однозначно. Аналітичний спосіб застосовується, якщо задане джерело поля може бути замінено геометрично правильним тілом, обмеженим плоскими межами (пластина, куб, паралелепіпед тощо) або однією із поверхонь другого порядку (циліндр, куля тощо). У випадку складних, неправильної форми утворень, вони апроксимуються набором тіл простої геометричної форми. Графічний спосіб застосовувався раніше (до появи ЕОМ) у випадках, якщо аналітичний розрахунок аномальних полів  $Z_a$  й  $H_a$  був неможливим, у зв'язку із складною формою намагнічених тіл, або достатньо громіздким. При цьому розрахунок виконувався за допомогою номограм.

Обернена задача магніторозвідки розв'язується різними способами: способом характерних точок, способом дотичних, способом порівняння польових кривих з теоретичними, способом підбору та ін. Розв'язок оберненої задачі неоднозначний. Для реалізації графічних способів кількісної інтерпретації використовуються палетки, за якими знаходять розв'язок оберненої задачі на підставі збігу спостереженої кривої напруженості магнітного поля з однією з теоретичних кривих від тіл правильної форми.

Спосіб підбору зводиться до підбору такого тіла, розрахована аномалія якого збіглася б зі спостереженою кривою. Цей спосіб набув широкого застосування у зв'язку з використанням ЕОМ.

Кількісна інтерпретація аномалій магнітного поля зводиться до декількох операцій. За даними якісної інтерпретації задається початкове наближення моделі середовища: вибирається спосіб інтерпретації; обраховуються параметри тіл; уточнюється вибрана модель; здійснюється розв'язання прямої задачі за отриманою моделлю і зіставляються експериментальна та обчислена криві. Сучасний рівень інтерпретації магнітометричних даних передбачає використання автоматизованих систем на базі ЕОМ, що дозволяє розробляти моделі, розраховувати значення магнітного поля, а також накопичувати отримані матеріали в базах даних і видавати результати у вигляді таблиць, графіків, розрізів і карт.

Результати магнітних зйомок подають у вигляді карт графіків  $\Delta Z$ ,  $\Delta H$ ,  $\Delta T$ , карт ізодинам  $Z$ ,  $H$ ,  $T$ , а також карт векторів  $H$ . Масштаб побудови графіків на карті графіків вибирають таким, щоб 1 мм відповідав приблизно похибці зйомки або подвійному її значенню. Дані мікромагнітної зйомки використовуються для побудови роз-діаграм ізодинам для кожної ділянки досліджень.

Магнітометричні дослідження успішно використовуються на всіх етапах геологічних досліджень – від регіональних робіт і геологічного картування до пошуків та експлуатаційної розвідки родовищ корисних копалин, а також вирішення конкретних інженерно-геологічних завдань.

Кarti магнітних полів, отримані за результатами магнітних зйомок, широко використовуються для тектонічного районування, дрібно- і середньомасштабного геологічного картування. Магніторозвідка дозволяє вивчати кристалічний фундамент під час геологічного картування платформних територій. За магнітометричними даними визначається глибина його залягання, досліджуються основні риси рельєфу поверхні фундаменту, виділяються тектонічні порушення, оцінюється склад кристалічних порід. Магніторозвідка дозволяє виявляти інтрузивні та ефузивні утворення осадочного чохла платформи.

У результаті середньомасштабних магнітних зйомок, крім вирішення наведених вище завдань, можуть також виявлятися залізородні родовища.

Під час пошуків нафти і газу за допомогою магніторозвідки вирішуються завдання геологічної зйомки, у деяких випадках виділяються зони дислокації платформного чохла та соляні куполи, іноді вдається виявити поховані грязьові вулкани.

Під час крупномасштабних геологічних досліджень у рудних районах магнітометрична зйомка дозволяє виділяти масиви основних та ультраосновних порід, а також геологічні утворення, збагачені магнітними мінералами, виявляти й оконтурювати зони навколорудних змін порід. У сприятливих умовах для деяких рудних родовищ (нікелю, хрому, титану, бокситів та ін.), кольорових, рідкісних і благородних металів (свинець, олово, золото, платина тощо) магніторозвідка може застосовуватись як пошуковий метод.

Магнітометричні дослідження досить ефективно застосовуються для вирішення завдань інженерної геології, гідрогеології, археології. Застосування методу магнітної розвідки для вирішення гідрогеологічних та інженерно-геологічних завдань сприяє та обставина, що багато гірських порід, які характеризуються підвищеними водними властивостями, мають суттєво знижені магнітні параметри. Це перш за все породи осадового комплексу – піски, пісковики, вапняки, доломіти тощо, які за магнітною сприйнятливістю помітно відрізняються від вивержених утворень.

Під час інженерно-геофізичних досліджень метод магнітної розвідки зазвичай застосовується для вирішення таких завдань: а) вивчення геолого-тектонічної будови районів, закритих молодими осадовими відкладами; б) оцінки потужності осадків платформного чохла, тобто глибини залягання кристалічного фундаменту; в) вивчення петрографічного складу порід кристалічного фундаменту платформних ділянок земної кори; г) трасування тектонічних порушень, скидів, дайок, жил та інших структурних елементів; д) пошуків і вивчення карсту в тих випадках, коли його заповнювач має підвищену намагніченість порівняно з карстовими породами; е) визначення переважних напрямків тріщинуватості й тектонічних напруг, а також дослідження археологічних об'єктів за допомогою мікромагнітної зйомки.

Застосування високочутливих протонних і особливо квантових магнітометрів дозволяє використовувати магніторозвідку під час великомасштабних гідрогеологічних та інженерно-геологічних зйомок, а також на стадії попередньої розвідки родовищ підземних вод з метою оцінки літологічного складу порід зони аерації та мікроструктур у пухких і сипких утвореннях.

## 1.5. Гравірозвідка

Гравірозвідка заснована на вивченні поля сили тяжіння на земній поверхні (на суші й на морі), під землею і в повітрі з метою вивчення геологічної будови земної кори, пошуків і розвідки родовищ корисних копалин, а також вирішення низки інженерно-геологічних завдань.

### 1.5.1. Фізико-геологічні основи гравірозвідки

Сила тяжіння – сила, з якою тіла притягаються до Землі. Вона є рівнодійною двох сил: сили притягання і відцентрової сили. Мірою сили тяжіння є сила, що діє на одиничну масу речовини (породи). Вона чисельно дорівнює прискоренню сили тяжіння і для зручності в гравірозвідці називається силою тяжіння. Ця величина є головною характеристикою гравітаційного поля.

У системі СІ за одиницю прискорення сили тяжіння взято прискорення, яке набуває тіло масою в 1 кг під дією сили в 1 Н. Одиниця його виміру –  $1 \text{ м/с}^2$ . У гравірозвідці використовується спеціальна одиниця виміру сили тяжіння – Гал ( $1 \text{ Гал} = 10^{-5} \text{ м/с}^2$ ) та більш дрібна одиниця – мГал =  $10^{-3}$  Гал.

Густина гірських порід є основним фізичним параметром, що визначає особливості гравітаційного поля Землі, на вивченні якого заснований метод гравірозвідки.

Густиною речовини  $\delta$  називається відношення маси речовини  $m$  до її об'єму  $V$ :  $\delta = m/V$ . Слід зазначити, що гірські породи є багатофазними утвореннями і складаються із твердої, рідкої й газоподібної фаз речовини. Отже, густина гірської породи являє собою відношення маси речовини всіх фаз, властивих даній породі в умовах природного залягання, до об'єму, зайнятого речовиною цих фаз.

Відношення маси твердої фази породи до її об'єму називається мінеральною густиною  $\delta_{\text{мін}}$ . Густина гірських порід тісно пов'язана з різними фізико-геологічними чинниками, які визначають склад, структуру мінерального скелета породи та їхню пористість  $n$ .

Пористістю гірської породи називається відношення об'єму пор  $V_{\text{пор}}$  до всього об'єму породи  $V$ . Пористість, або коефіцієнт пористості  $k_{\text{п}}$  виражають у відсотках ( $k_{\text{п}} = V_{\text{пор}}/V \cdot 100\%$ ) або частках одиниці. Об'ємна густина породи  $\delta_v$  визначається згідно з формулою  $\delta_v = m/V$ . Крім пористості, на густину істотно впливає вологість порід. Слід зазначити, що збільшення вологості на кожні 10 % призводить до збільшення густини в середньому на 100–250 кг/м<sup>3</sup>. За середніх значень мінеральної густини уламкових порід 2650 кг/м<sup>3</sup> і пористості 40 % густина залежно від вологості може змінюватися від 1600 кг/м<sup>3</sup> до 2200 кг/м<sup>3</sup>. Пористість однієї й тієї ж осадоної породи (за винятком гідрохімічних осадків) змінюється в досить широких межах від 1600 до 3500 кг/м<sup>3</sup>.

Під нормальним гравітаційним полем Землі розуміють теоретично розраховане поле в припущенні, що Земля являє собою геометрично правильне тіло, яке складається з однорідних за густиною концентричних шарів.

Для коректного порівняння спостережених значень сили тяжіння з нормальним полем їх необхідно приводити до рівня геоїда. Геоїд – це фігура Землі, поверхня якої повторює вільну, незбуджену поверхню води Світового океану, яка уявно продовжена під материками так, що вона скрізь перпендикулярна до напрямку сили тяжіння. Приведення вимірюваних значень сили тяжіння до рівня моря зводиться до внесення поправки за висоту точки спостереження над рівнем моря і густину проміжного шару. виправлення за висоту точки спостереження називається поправкою у вільному повітрі, або редукацією Фая. виправлення за притягання проміжного шару, розташованого між поверхнею геоїда і точкою спостереження, називається редукацією Буге. До вимірювань, отриманих в гірській місцевості або при високоточних гравіметричних дослідженнях, вносяться виправлення за рельєф місцевості (топографічна поправка).

Якщо гірські породи розрізняються за густиною, виникають гравітаційні аномалії. Ступінь диференціації гірських порід за густиною визначає можливість і ефективність застосування гравірозвідки для вирішення геологічних завдань. Різниця між густиною вмісних порід і геологічного тіла, що створює гравітаційну аномалію, називається надлишковою густиною. У гравірозвідці вивчають зміни сили тяжіння  $\Delta g$ . При вилученні з вимірюваних значень сили тяжіння нормального поля і введенні відмічених вище редуцій отримують гравітаційні аномалії.

Дислокації (відхилення) у заляганні горизонтально-шаруватого середовища, відносні переміщення блоків, утворення інтрузій і соляних куполів, прояв метаморфізму, тектонічні порушення та інші геологічні фактори зумовлюють зміну густини порід у горизонтальному напрямку, а отже, призводять до виникнення аномалій сили тяжіння. Інтенсивність гравітаційних аномалій залежить від перепадів густини на густинних межах, ступеня відхилення їх від горизонтального положення, розмірів аномалієвірних тіл і глибини їхнього залягання.

### **1.5.2. Польові гравіметричні дослідження**

Методи вимірювання сили тяжіння поділяються на абсолютні й відносні. До абсолютних належать методи, що дозволяють визначити в кожній точці абсолютне, тобто повне значення сили тяжіння. До відносних – методи, що дозволяють визначити в кожному пункті приріст (різницю значень) сили тяжіння ( $\Delta g$ ) відносно деякої вихідної точки. Для абсолютних вимірювань переважно застосовуються маятникові прилади, у яких використовується динамічний метод вимірювання сили тяжіння. Для відносних – як маятникові прилади, так і гравіметри. В останніх реалізується статичний спосіб вимірювання сили тяжіння.

Залежно від геологічного завдання розрізняють регіональну, пошукову і детальну (розвідувальну) гравіметричні зйомки. Регіональна зйомка виконується з метою виділення регіональних аномалій сили тяжіння для вивчення будови земної кори. Відстані між пунктами спостережень можуть змінюватися від 1 до 10 км. Пошуковою зйомкою виявляють локальні структури, перспективні для пошуків корисних копалин. Відстань між пунк-

тами спостережень становить близько 1 км. Детальна зйомка призначена для розвідки окремих локальних структур і родовищ. Відстань між точками – 100 м і менше.

Гравіметрична зйомка виконується в площовому і профільному (маршрутному) варіантах. Площова зйомка є основним видом гравіметричних досліджень. При цьому вся ділянка робіт рівномірно вивчається мережею спостережень. Вибір мережі спостережень залежить від масштабу зйомки, характеру поля сили тяжіння, очікуваних розмірів і глибини залягання досліджуваних об'єктів. Оптимальним вважається крок спостережень у  $1,5 \div 3$  рази менший передбачуваної глибини залягання і в  $1,5 \div 2$  рази менший очікуваних розмірів шуканого геологічного об'єкта. Профільна зйомка виконується за окремими профілями, що задаються поперек передбачуваного простягання геологічних структур. Вона застосовується в разі рекогносцирувальних і рідше – пошукових робіт.

Зйомка з гравіметрами передбачає вимірювання відносних значень сили тяжіння послідовно в усіх пунктах відносно однієї вихідної, опорної точки району досліджень, прив'язаної до пункту загальнодержавної опорної мережі, у якому відомо абсолютне значення сили тяжіння.

У разі гравіметричної зйомки великих площ спочатку розбивається мережа польових опорних точок, прив'язаних до опорних точок регіональної мережі країни, після чого виконуються рядові спостереження в усіх точках зйомки.

Абсолютні значення сили тяжіння в кожній точці можуть бути визначені шляхом алгебраїчного підсумовування абсолютно значення сили тяжіння у вихідній (опорній) точці й відносних значень сили тяжіння в рядових точках.

Велике значення для кореляції за густиною розрізів свердловин, визначення густини розбурених тіл, обчислення гірничого тиску й акустичної жорсткості гірських порід мають гравіметричні спостереження у свердловинах. Вони виконуються спеціальними свердловинними гравіметрами.

Важливу інформацію про аномальне гравітаційне поле території досліджень одержують шляхом варіометричної та градієнтометричної зйомок за допомогою гравітаційних варіометрів і

градієнтометрів. Особливо ефективна варіометрична зйомка (варіометрія) під час пошуків і розвідки локальних об'єктів, розташованих на невеликих глибинах.

Присутність води в гірських породах змінює їхню густину, що призводить до зміни густинної диференціації геологічного розрізу. Поширення води в земній корі пов'язано з особливостями складу та умов залягання гірських порід (з геологічною структурою). Це визначає можливість застосування гравіметрії для гідрогеологічних та інженерно-геологічних досліджень.

В інженерній геофізиці гравірозвідка застосовується для вивчення літологічної будови розрізу; при пошуках і вивченні зон підвищеної тріщинуватості й тектонічних порушень; для виявлення карстових зон; визначення залягання покрівлі корінних порід; під час інженерно-геологічного й гідрогеологічного районування площ.

Гравірозвідка, як і магніторозвідувальні роботи, в інженерній геофізиці використовується лише як допоміжний метод і, як правило, виконується в комплексі з іншими методами інженерної геофізики. Для вирішення деяких завдань гравірозвідка може бути самостійним методом (наприклад, у разі картування карсту, регіональних тектонічних порушень тощо). Детальність (масштаб) гравірозвідувальних досліджень залежить від поставлених завдань, стадії досліджень і загальної детальності виконуваних робіт. Для вимірювання сили тяжіння під час гравіметричних досліджень в інженерній геофізиці застосовуються високоточні гравіметри.

### **1.5.3. Інтерпретація гравіметричних даних**

Інтерпретація отриманих гравіметричних даних заснована на аналізі карт ізоаномал (ліній однакових значень  $\Delta g$ ) і профілів значень  $\Delta g$ . При цьому використовуються наявні геологічні дані, матеріали вивчення густини зразків гірських порід, результати інших геофізичних досліджень.

У результаті інтерпретації мають бути виділені гравітаційні аномалії, виявлена форма, розміри, глибина та елементи залягання геологічних тіл, що їх спричинили, установлені



зв'язки гравітаційного поля з особливостями геологічної будови досліджуваної території.

Залежно від розмірів і особливостей геологічних об'єктів зумовлені ними гравітаційні аномалії поділяються на регіональні та локальні. Характер і походження гравітаційних аномалій визначаються такими факторами: будова, склад і товщина шару осадочних порід; рельєф поверхні кристалічного фундаменту; внутрішня будова й склад кристалічного фундаменту; глибинна будова земної кори. Перші три фактори спричинюють локальні аномалії сили тяжіння. Регіональні аномалії найчастіше пов'язані з неоднорідностями глибинної будови земної кори.

Результати інтерпретації даних гравірознавства не завжди однозначні. Неоднозначність інтерпретації спричинена двома основними причинами. Перша полягає в тому, що вимірюване значення сили тяжіння в будь-якому пункті спостереження є результатом сумарного гравітаційного впливу "накладених" одна на одну багатьох неоднорідностей в розподілі мас. Успішно інтерпретувати гравітаційні аномалії можна тільки після розділення гравітаційного впливу окремих геологічних об'єктів, що особливо важливо під час пошуків локальних структур. Друга особливість полягає в принциповій неоднозначності формально-го розв'язку оберненої задачі гравірознавства.

Інтерпретація даних гравірознавства поділяється на якісну і кількісну. Якісна інтерпретація гравіметричних даних є першим і основним етапом інтерпретації. Вона полягає у вивченні гравітаційного поля, виділенні аномалій, їхньої класифікації, установленні зв'язку гравітаційного поля з геологічною будовою району досліджень. Для якісної інтерпретації гравірознавствених даних використовується метод аналогій. Цей метод широко застосовується під час інтерпретації матеріалів гравірознавства на стадії рекогносцирувальних зйомок слабо вивчених районів.

У процесі якісної інтерпретації встановлюють форму, простягання, розміри аномалій. За формою аномалії поділяються на витягнуті, ізометричні й аномалії контакту, а за знаком – на позитивні й негативні. Форма аномалій безпосередньо зв'язана з формою геологічних тіл, що їх викликають. Витягнуті аномалії можуть бути обумовлені тектонічними порушеннями, антиклі-

нальними й синклінальними складками. Ізометричні аномалії можуть бути пов'язані із соляними куполами, кімберлітовими трубками, лінзоподібними й гніздоподібними рудними покладами, штоками, інтрузивними тілами. Контакти різних за густиною порід характеризуються зонами різких градієнтів поля.

Результатом кількісної інтерпретації матеріалів гравірознавства є геолого-геофізичні розрізи вздовж інтерпретаційних профілів та структурні карти поверхонь поділу середовищ різної густини. Кількісна інтерпретація даних гравітаційних зйомок зводиться до розв'язання прямої й оберненої задач гравірознавства. Пряма задача полягає в знаходженні елементів гравітаційного поля за заданим розподілом таких параметрів джерел аномалій, як густина, форма, глибина залягання аномальних тіл тощо. Для розв'язання прямої задачі в теорії гравірознавства розроблено спеціальний математичний апарат у вигляді інтегральних формул, що виражають функціональний зв'язок похідних гравітаційного потенціалу з просторовим розподілом аномалієвірних гравітаційних мас. Принциповою особливістю прямої задачі є однозначність її розв'язку.

Обернена задача гравірознавства полягає у визначенні параметрів аномального тіла за вимірними значеннями поля сили тяжіння. Вона розв'язується неоднозначно, оскільки в межах реальної точності експериментальних вимірювань сили тяжіння геологічні об'єкти різної форми, розмірів, густини можуть створювати практично однакові аномальні поля. Для підвищення однозначності кількісної інтерпретації необхідні дані про густину порід і форму геологічних тіл, наявних у межах району робіт. Результати кількісної інтерпретації будуть тим достовірніші, чим більш обґрунтовано вибрана початкова модель джерела досліджуваного аномального гравітаційного поля. Розв'язання оберненої задачі виконують як у разі інтерпретації простих аномалій, джерела яких можна апроксимувати тілами простої геометричної форми, так і в разі інтерпретації складних аномалій, спричинених складним просторовим розподілом аномальних гравітаційних мас. У першому випадку можна застосовувати аналітичний спосіб кількісної інтерпретації, заснований на використанні аналітичних формул розрахунку для об'єктів прави-

льної геометричної форми, якими апроксимуються реальні геологічні тіла. У результаті виконується оцінка параметрів тіл (глибини залягання, надлишкової маси тощо) за характерними точками аномалій (максимумами, мінімумами, перегинами тощо) та їхньою морфологією.

У випадку складних за будовою джерел аномальних гравітаційних полів кількісна інтерпретація (розв'язання оберненої задачі) виконується методом підбору, який реалізується в автоматизованому чи інтерактивному режимі з використанням ЕОМ. Суть методу полягає у підборі способом послідовних наближень таких параметрів джерела аномального гравітаційного поля (форми, розмірів, елементів залягання гравітаційних мас, розподілу їхньої густини), для яких результат розрахунку прямої задачі дозволяє отримати аномальне гравітаційне поле, яке найближче збігається із спостереженням.

Гравірозвідка широко використовується для вирішення низки завдань різних геологічних досліджень – від регіональних робіт до пошуків і розвідки родовищ корисних копалин, а також у процесі їхньої експлуатації.

На етапі регіональних досліджень гравірозвідку застосовують для вирішення завдань глибинної геології, зокрема для вивчення ізостатичного стану земної кори й геологічних процесів у літосфері, що супроводжуються зміною її густини. Результати вивчення сили тяжіння на цьому етапі використовуються також для побудови глибинних меж. Дані гравірозвідки широко використовуються для вирішення структурно-тектонічних завдань і в першу чергу для тектонічного районування території, виявлення і простежування окремих структурних елементів. На цьому етапі досить ефективна гравірозвідка для виявлення й оконтурювання інтрузій, вивчення елементів плікативної тектоніки. Середньомасштабні гравіметричні карти широко використовуються також під час металогенічних досліджень.

Використання гравірознавдвальних матеріалів має велике значення для пошуків нафтогазоносних структур. Особливо ефективні гравіметричні дослідження, виконувани з метою виявлення соляно-купольних структур.

Досить ефективним є застосування гравірознавства для пошуків рудних корисних копалин. Рудні тіла зазвичай мають значну надлишкову густину порівняно із вмісними породами, замкнуту форму й обмежені розміри. Унаслідок цього гравітаційні аномалії над рудними родовищами характеризуються значними амплітудами й горизонтальними градієнтами сили тяжіння, а також відносно невеликими горизонтальними розмірами. У зв'язку із цим для пошуків і розвідки рудних тіл виконуються високоточні великомасштабні гравіметричні зйомки з точністю до сотих часток мГал. Гравірознавство ефективно застосовується для картування залізистих кварцитів, ультрабазитів і для прямих пошуків пов'язаних з ними хромітів, з метою виявлення колчеданних руд та ін.

Гравірознавчі дослідження використовуються також з метою картування вугленосних товщ, а в деяких сприятливих випадках – для пошуків і розвідки вугільних пластів.

Застосуванню гравірознавства для вирішення гідрогеологічних та інженерно-геологічних завдань сприяють такі обставини: поперше, знаходження води в земній корі контролюється гідрогеологічними структурами, пов'язаними з особливостями геолого-тектонічної будови, які зумовлюють взаємне розташування меж поділу середовищ з різною густиною і визначають густинну характеристику геологічного розрізу; по-друге, присутність води в гірських породах змінює їхню густину, отже, призводить до зміни густинної диференціації геологічного розрізу.

Під час гідрогеологічних та інженерно-геологічних досліджень гравірознавство застосовується для вирішення таких завдань:

- а) гідрогеологічного районування території;
- б) вивчення літолого-петрографічного складу порід розрізу;
- в) визначення густини об'єктів, що спричинили гравітаційні аномалії;
- г) установлення структурних особливостей площ, складених карбонатними та іншими геологічними утвореннями;
- д) вивчення морфології покрівлі кристалічних порід фундаменту артезіанських басейнів;
- е) пошуків зон підвищеної тріщинуватості й тектонічних порушень;
- ж) пошуків і вивчення карсту;
- з) визначення глибини залягання покрівлі корінних порід.

## 1.6. Ядерна геофізика

На сучасному етапі під ядерною геофізичною розвідкою розуміють сукупність методів вирішення геологічних, інженерно-геологічних і геоекологічних завдань, пошуків і розвідки корисних копалин, основаних на реєстрації радіоактивного випромінювання. Залежно від природи реєстрованого випромінювання, ядерну геофізичну розвідку умовно поділяють на радіометрію, або на радіометричну розвідку (пасивні методи), яка заснована на вимірюванні випромінювання природних радіоактивних елементів, і власне ядерну геофізику (активні методи), яка вивчає реакцію гірських порід на дію ядерного випромінювання штучно створених радіоактивних джерел.

Методи ядерної геофізики використовуються в інженерній геофізиці у двох модифікаціях: наземної розвідки і при свердловинних дослідженнях. Польова радіометрична гамма-зйомка застосовується в основному для виділення контурів порід з різним вмістом радіоактивних елементів і простеження тектонічних порушень. Застосування гамма-зйомки обмежено через її малу глибинність. Більшою глибинністю характеризується еманацияна зйомка з визначенням вмісту радону в ґрунтовому повітрі.

Широке застосування в інженерній геофізиці знайшли радіоактивні дослідження свердловин, які проводять як у комплексі з іншими методами свердловинних досліджень, так і самостійно.

### 1.6.1. Фізико-геологічні основи ядерної геофізики

Радіоактивність – це природне явище, яке виявляється в спонтанному процесі розпаду ядер певних хімічних елементів і супроводжується випромінюванням заряджених частинок, нейтронів і гамма-квантів. Радіоактивність гірських порід зумовлена наявністю в них радіоактивних елементів  $^{40}\text{K}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  та продуктів їхнього розпаду. Інші природні радіоактивні елементи практично не впливають на радіоактивність гірських порід унаслідок їхнього вкрай незначного вмісту. Гірські породи залежно від складу, умов формування та дії

різних геологічних факторів різняться вмістом у них радіоактивних елементів, що становить основу методів радіометрії.

Головними особливостями розподілу радіоактивних елементів у породах є їхнє розсіяння, концентрація і нерівномірність вмісту. Вони виявляються як в окремих геосферах, так і в породах. Підвищений вміст радіоактивних елементів приурочений до верхньої гранітної оболонки Землі, а також до кислих вивержених порід. На вміст цих елементів суттєво впливають умови формування порід, характер і час диференціації, глибина формування, прояви гібридизму тощо. За рівнем вмісту радіоактивних елементів (загальною радіоактивністю) виділяються такі різновиди гранітів: слабкорадіоактивні, багаті кальцієм і натрієм, із вмістом  $U < 2 \div 3 \cdot 10^{-4} \%$ ,  $Th < 8 \div 10 \cdot 10^{-4} \%$  і  $Th/U < 2-3$ , у яких уран і торій в основному зв'язані з породотвірними мінералами (плагіограніти, гранодіорити габро-плагіогранітної діорит-гранітової формації); середньорадіоактивні, з близьким до кларку вмістом радіоактивних елементів і відношенням  $Th/U \approx 2,5-4,5$  (породи гранодіорит-гранітових формацій); підвищеної радіоактивності з підвищеним вмістом Th, у яких більша частина радіоактивних елементів зосереджена в акцесорних елементах; високорадіоактивні лейкократові аляскітові рідкіснометалічного типу з підвищеним вмістом U, Th, Be, Mo, W ( $Th/U \approx 5 \div 10$ ,  $U \geq 5 \div 6 \cdot 10^{-4} \%$ ,  $Th \geq 30 \div 40 \cdot 10^{-4} \%$ ). Найбільш високий вміст урану і торію (до  $50 \div 60 \cdot 10^{-4} \%$ ) характерний для гранітоїдів постороженних стадій розвитку мобільних поясів і зон активізації. Низькими значеннями радіоактивності характеризуються основні та ультраосновні різновиди магматичних порід. Тенденція збільшення радіоактивності зі збільшенням кислотності порід виявляється не тільки для інтрузивних, але й вивержених порід.

Осадочні породи в загальних рисах успадковують радіоактивність материнських порід, на базі яких вони утворились. Вони характеризуються значним діапазоном радіоактивності й розподілу радіоактивних елементів. Характерною рисою геохімії радіоактивних елементів у зоні гіпергенезу є розділення урану і торію. Уран у шестивалентній формі утворює цілий ряд стійких з'єднань в умовах зони гіпергенезу і має здатність накопичуватись у водах і мігрувати. Торій розчинних з'єднань не утворює і

мігрує в зоні гіпергенезу переважно механічно з уламковим матеріалом. Найбільшою радіоактивністю серед осадових порід вирізняються глинисті породи: глини, алевроліти, аргіліти, глинисті сланці. Їхня радіоактивність в основному обумовлена ураном і калієм. Накопичення урану теригенними породами обумовлено сорбційними властивостями глинистих мінералів (особливо такими, як монтморилоніт, бейделіт) та органікою. У піщаних породах відмічається переважно торієва природа радіоактивності, яка посилюється зі збільшенням частки грубоуламкової складової породи, що вміщує акцесорні мінерали – основні носії торію. Різноманітність природи радіоактивності в глинистих і піщаних породах, які формуються у різних фаціальних умовах (для глинистих – уран, для піщаних – торій), використовується для оцінки (відносно Th/U) палеогеографічних особливостей утворення досліджуваних осаdkів.

Серед осадових порід виділяються: переважно торієносні та ураноторієносні грубоуламкові породи (гравеліти, конгломерати, піщаники) алювіальних, пролювіальних, прибережноморських фацій; переважно ураноносні, збагачені органікою та фосфором породи (сланці, глини, глинисто-піщані породи та вапняки) більш глибоководних морських фацій.

Вплив різноманітних геологічних процесів (метаморфічних, метасоматичних, гідротермальних) призводить до інтенсивних змін первинних осадових і магматичних порід, що спричиняє також значні зміни їхньої радіоактивності. Найбільш масштабні зміни порід відбуваються під час регіонального метаморфізму та ультраметаморфізму. У породах, які зазнали найбільш високого ступеня метаморфізму (гранулітова фація) спостерігається, з одного боку, утрата радіоактивних елементів, а з іншого – нівелювання їхнього вмісту в різних різновидах. При амфіболітовій фації метаморфізму спостерігається зворотний процес – підвищення вмісту радіоактивних елементів і диференціація порід за радіоактивністю.

У зв'язку з розвитком атомної енергетики, використанням радіоактивних ізотопів у промисловості, видобутком і переробкою радіоактивної сировини велику роль у техногенному забрудненні території України відіграють природні та штучні радіоактивні

елементи, особливо після аварії на ЧАЕС. Це обумовило швидкий розвиток радіометричних робіт з обстеження природних об'єктів, сільськогосподарських угідь, населених пунктів, продуктів харчування на предмет їхнього забруднення техногенними радіонуклідами.

Ядерно-геофізичні (активні) методи засновані на вивченні реакції гірських порід на дію гамма- та нейтронного випромінювання від штучно створених радіоактивних джерел.

Гамма-гамма-метод (ГГМ), що широко використовується в інженерній геофізиці, базується на двох процесах взаємодії гамма-випромінювання з речовиною – комптонівського розсіювання та фотоелектричного ефекту. За постійних умов вимірювання потік розсіяного гамма-випромінювання є функцією густини  $\delta$  та ефективного атомного номера середовища  $Z_{\text{ef}}$ :  $\Phi = f(\delta, Z_{\text{ef}})$ .

Ефект Комптона полягає в некогерентному (зі зміною енергії або довжини хвилі) розсіянні гамма-квантів на електронах атома. Комптон-ефект має найбільшу імовірність для гамма-квантів з енергією 0,5–5 МеВ.

Для практики найбільш важливою є інформація, яку розсіяні гамма-кванти можуть нести про склад і властивості середовища. Цю інформацію в ГГМ отримують, вимірюючи ослаблення потоку розсіяного гамма-випромінювання в ґрунтах, гірських породах і рудах.

У зоні комптонівського розсіяння для елементів з порядковими номерами  $Z < 30$  – коефіцієнт дифузії гамма-квантів  $D_\gamma$ , довжина пробігу гамма-квантів  $L_\gamma$ , як і коефіцієнт лінійного поглинання  $\mu$ , визначаються енергією гамма-квантів  $E_\gamma$  та густиною середовища  $\delta$ . Ця залежність лежить в основі визначення густини ґрунтів і гірських порід густиною модифікацією гамма-гамма-методу (ГГМ-Г).

До числа ядерно-геофізичних методів, що використовують особливості взаємодії нейтронів з речовиною гірських порід і руд, належать стаціонарні нейтрон-нейтронний, нейтронний гамма- і нейтронно-активаційний методи.

Нейтронні методи засновані на взаємодії нейтронів, що генеруються джерелом нейтронів, з речовиною гірських порід.



Ці взаємодії можуть призводити до цілого ряду вторинних ефектів: пружного розсіяння ( $n, n'$ ), випускання миттєвих гамма-квантів у результаті реакцій ( $n, n'\gamma$ ) і ( $n, \gamma$ ), заряджених частинок і нейтронів унаслідок реакцій ( $n, \alpha$ ), ( $n, p$ ), ( $n, 2n$ ) і появи радіоактивних ізотопів.

Стаціонарний нейтрон-нейтронний метод (ННМ) заснований на дослідженні трансформації первинного нейтронного випромінювання радіоізотопного джерела гірськими породами, тобто особливостей нейтронного поля, що встановилося в даній породі або руді після розміщення в ній джерела швидких нейтронів. В основі методу лежать процеси непружного розсіяння ( $n, n'\gamma$ ) та радіаційного захоплення ( $n, \gamma$ ) нейтронів.

В інженерній геофізиці найширше використовується стаціонарний ННМ з реєстрацією теплових або надтеплових нейтронів. Відповідні модифікації методу називають нейтрон-нейтронним методом на теплових (ННМ-Т) і надтеплових (ННМ-НТ) нейтронах.

Поле нейтронів визначається сповільнювальними і поглинальними властивостями середовища. Найважливіші параметри сповільнення нейтронів: довжина сповільнення  $L_c$  і час сповільнення  $t_c$  в основному залежать від концентрації водню в гірських породах. Ці залежності покладені в основу конструкції польових нейтронних вологомірів. Поглинальні властивості середовища визначаються такими параметрами: довжиною дифузії  $L_0$ , коефіцієнтом дифузії  $D$  і середнім часом життя нейтрона  $\tau$ , які залежать від вмісту в середовищі елементів з великим перерізом захоплення нейтронів (В, Li, Cd, Mn, Gd, Cl та ін.).

Розподіл надтеплових нейтронів визначається довжиною сповільнення  $L_c$ , яка залежить в основному від вмісту водню в породах. Вплив інших елементів на результати ННМ зумовлений їхньою дією на параметр  $\tau_T$  (при ННМ-Т). Тобто на щільність потоку надтеплових нейтронів ( $\Phi_{HT}$ ) впливає довжина сповільнення  $L_c$  (вміст водню), а на щільність потоку теплових нейтронів ( $\Phi_T$ ) – крім вмісту водню, ще й середній час життя нейтронів ( $\tau_T$ ). Відповідно до цього ННМ найчастіше використовується

для визначення: вологості (водонасичення) ґрунтів і порід; пористості ґрунтів і порід; вмісту елементів зі значним перерізом захоплення теплових нейтронів (Cd, Gd, B, Mn, Li, TR, Hg, Cl та ін.).

### **1.6.2. Методика ядерно-геофізичних досліджень**

Метою вимірювання радіоактивності є оцінка її інтенсивності, спектрального складу випромінювань, установлення природи радіоактивності, вивчення характеру розподілу радіоактивності та її носіїв, визначення доз і потужностей доз радіоактивного випромінювання. Усі методи вимірювань іонізуючих випромінювань базуються на їхній взаємодії з речовиною, яка міститься в робочому об'ємі детектора: іонізації, виникненні світлових спалахів (сцинтиляцій), виділенні тепла, порушенні кристалічної решітки тощо. Для реєстрації радіоактивних випромінювань використовуються два класи радіометричних приладів: радіометри-дозиметри та спектрометри. Радіометри застосовуються для виявлення та визначення сумарної інтенсивності поля радіоактивних випромінювань. За допомогою спектрометрів вивчаються спектральні особливості радіоактивних випромінювань та визначається вид і концентрація радіоактивного елемента.

**Радіометричні методи досліджень.** Радіометричні методи, що базуються на реєстрації природних радіоактивних випромінювань, застосовуються для пошуків радіоактивних елементів, а також корисних копалин, які мають парагенетичний зв'язок з радіоактивними елементами, картування відкладів з різною радіоактивністю та виділення радіоактивно забруднених ділянок. Радіометричні методи за умовами вимірів та особливостями транспортування вимірювальної апаратури поділяють на: повітряні або аерорадіометричні, наземні (пішохідні й автомобільні), підземні (у гірничих виробках і у свердловинах), морські, а також лабораторні.

Польові радіометричні методи та радіометричне опробування ґрунтового повітря (еманаційний метод) засновані на вимірюванні високоенергетичної частини спектра  $\gamma$ -випромінювання ( $\gamma$ -зйомка,  $\gamma$ -каротаж,  $\gamma$ -опробування) або на визначенні концентрації радіоактивних еманцій у пробах ґрунтового повітря (еманаційний метод).

Гамма-методи, засновані на реєстрації  $\gamma$ -випромінювання, мають такі модифікації: аерогаммаспектрометрична, автогамма- та пішохідна  $\gamma$ -зйомки,  $\gamma$ -каротаж і радіометричне  $\gamma$ -опробування; еманацийний метод, заснований на реєстрації концентрації радіоактивних газів (радіоактивних еманцій) – радону (Rn), торону (Tn), актинону (An). Ці ж методи (які отримали назву екорадіометрія) застосовуються для оцінки радіаційного стану будівельних майданчиків і техногенного забруднення територій радіонуклідами внаслідок ядерних аварій і катастроф:  $\gamma$ -метод – для визначення техногенних  $\gamma$ -випромінювачів, наприклад,  $^{137}\text{Cs}$ ;  $\beta$ -метод – для визначення техногенних  $\beta$ -випромінювачів, наприклад  $^{90}\text{Sr}$ ;  $\gamma$ -метод – для визначення техногенних  $\alpha$ -випромінювачів, таких як  $^{239}\text{Pu}$ ,  $^{240}\text{Pu}$ ,  $^{241}\text{Am}$ .

Радіометричні методи діляться на три групи: польові радіометричні методи (радіометрична зйомка), які застосовуються для наближеної оцінки радіоактивності гірських порід і вивчення її зміни вздовж маршруту або у межах певної площі відповідно до заданої мережі; методи радіометричного опробування, які дозволяють точніше визначити радіоактивність гірських порід в умовах їхнього природного залягання (у свердловинах, шурфах, розвідувальних канавах, штольнях та на відслоненнях); лабораторні радіометричні методи точного визначення загальної радіоактивності та вмісту окремих радіоактивних елементів у зразках руд і гірських порід.

Різні види  $\gamma$ -зйомок та  $\gamma$ -опробування засновані на вимірюваннях інтенсивності  $\gamma$ -поля, яке створюється ґрунтами, гірськими породами й радіоактивними рудами. При цьому, залежно від поставлених завдань, застосовуються інтегральні або спектрометричні вимірювання інтенсивності  $\gamma$ -поля. За аномалію в  $\gamma$ -методі береться перевищення активності над середнім фоном порід більш ніж на потрійне значення середнього квадратичного відхилення нормального фону. Аномалії  $\gamma$ -поля діляться на три групи: а) рудні аномалії, які зв'язані з рудним накопиченням радіоактивних елементів та ореолами їхнього розсіяння; б) аномалії, які зв'язані з потоками розсіяння радіоактивних елементів; в) безрудні аномалії, які зв'язані зі змінами радіоактивності

гірських порід різного петрографічного складу та їхніми виходами на денну поверхню.

Залежно від завдань і глибини залягання продуктивного горизонту виділяють такі види пішохідного  $\gamma$ -методу: пошукові геолого-радіометричні маршрути (масові пошуки); площова  $\gamma$ -зйомка; шпурова  $\gamma$ -зйомка; спектрометрична  $\gamma$ -зйомка. Масштаб досліджень визначається конкретним геологічним завданням, частіше всього відповідає 1 : 10000 – 1 : 1000. Пошукові геолого-радіометричні маршрути виконуються в комплексі з геолого-зйомочними маршрутами. Площова пішохідна  $\gamma$ -зйомка застосовується для перевірки та деталізації аномалій  $\gamma$ -поля, виявлених аеро- та автомобільною  $\gamma$ -зйомками, під час оцінки радіаційної обстановки будівельних майданчиків, а також при деталізації рудних аномалій. Роботи виконуються, як правило, за мережею попередньо розбитих профілів. Застосовуються польові радіометри для інтегральних вимірювань.

Шпурова  $\gamma$ -зйомка застосовується для оконтурювання рудних тіл та ореолів розсіяння радіоактивних елементів в умовах, коли товщина неактивних покривних наносів більше 1 м. Роботи виконуються в профільному та площовому варіантах.

Пішохідна спектрометрична  $\gamma$ -зйомка виконується за допомогою переносних польових спектрометрів з метою: вивчення розподілу U, Th, K у гірських породах; виділення слабких уран-радієвих аномалій; визначення природи аномалій, виявлених за допомогою інтегральних радіометрів. За аномалію береться перевищення вмісту U, Th, K у гірських породах над середнім фоном більш ніж на потрібне значення середнього квадратичного відхилення нормального фону.

Автомобільна  $\gamma$ -зйомка виконується в спектрометричному варіанті й може використовуватися на всіх стадіях пошуково-зйомочних робіт, але головна сфера її застосування – детальні пошуки радіоактивних руд і парагенетично або просторово зв'язаних з ними нерадіоактивних корисних копалин. Крім того, цей метод застосовується під час геоecологічних досліджень для оперативної оцінки забруднення території радіонуклідами. Автомобільний варіант наземних  $\gamma$ -спектрометричних вимірювань продуктивніший порівняно з пішохідним. Залежно від завдань площову авто-

гамма-зйомку виконують у масштабах від 1 : 50000 до 1 : 10000, основним пошуковим масштабом є 1 : 10000.

Аерогамма-метод забезпечує найбільшу швидкість отримання інформації про вміст U, Th і K у гірських породах. Аерогамма-зйомка полягає в дослідженні радіоактивності гірських порід  $\gamma$ -спектрометром, установленим на літаку або вертольоті, з наступною наземною перевіркою перспективності виявлених аномалій. Для аерогеофізичних зйомок використовуються комплексні аерогеофізичні станції, що дозволяють виконувати дослідження одночасно трьома методами – магнітометричним, електрометричним і  $\gamma$ -спектрометричним. Аерогамма-метод широко застосовується на площах, які є непрохідними для наземного транспорту. Найбільш ефективна аерогамма-зйомка в районах з рівнинним або слабкогорбистим рельєфом, із задовільним розкриттям рудних тіл або з алювіально-делювіальними відкладами потужністю до 0,5–1 м за широкого розвитку первинних, механічних і сольових ореолів розсіяння радіоактивних елементів. Аерогамма-зйомка застосовується для оперативного обстеження великих площ під час гідрогеологічних та інженерно-геологічних зйомок, а також з метою оцінки радіаційної обстановки.

У всіх гірничих виробках, пройдених під час пошуково-розвідувальних робіт на уран, здійснюється  $\gamma$ -зйомка з метою виявлення та оконтурювання рудних тіл, розкритих виробками. Радіометрична документація гірничих виробок виконується різними способами: дослідження шляхом прослуховування за допомогою телефону;  $\gamma$ -профілювання стінок, дна, покрівлі (крок від 1 м до 10–25 см, відстань між профілями 2–10 м);  $\gamma$ -зйомка на аномальних ділянках (зазвичай за мережею 20 × 20 см). Для якісної оцінки  $\gamma$ -активності розкритих порід застосовуються ті ж радіометри, що й у разі пішохідної  $\gamma$ -зйомки.

Радіометричне опробування – це дослідження радіоактивних руд у природному заляганні, засноване на вимірюванні випромінювань природних радіоактивних елементів з метою визначення їхньої концентрації. Радіометричне опробування може замінити звичайні геологічні способи опробування – борознове, задишкове, точкове. Воно є більш економічним і представницьким. Для кількісної оцінки концентрації урану в породах засто-

совуються радіометри спрямованого приймання. Радіометричні дослідження в гірничих виробках і свердловинах використовуються також для вирішення низки завдань гідрогеології та інженерної геології.

Гірські породи та руди мають у своєму складі деяку кількість урану й торію і виділяють у навколишнє середовище радіоактивні еманції. Еманційний метод заснований на дослідженнях розподілу радіоактивних еманцій в пухких відкладах шляхом відбору й аналізу проб ґрунтового повітря. Крім пошукових цілей, еманційна зйомка успішно застосовується для виявлення й простеження зон тектонічних порушень, контактів порід, зон роздрібнення, а також оцінки радіаційного стану будівельних майданчиків.

Для виконання польових досліджень еманційним методом застосовуються такі модифікації еманційної зйомки: з примусовим відбором ґрунтового повітря (або традиційна); трекова;  $\alpha$ -метрична; за активними нальотами. Еманційні дослідження виконуються за допомогою спеціальних приладів – еманометрів.

Еманційна зйомка може використовуватися на різних етапах геологорозвідувальних робіт, починаючи від рекогносцирувальних пошуків і закінчуючи детальними й оціночними роботами на родовищах і рудопроявах, а також еманційним опробуванням гірничих виробок. Але найбільш ефективними є пошукова та детальна еманційні зйомки. Залежно від умов вимірювання розрізняють такі різновиди еманційної зйомки: приповерхнева або шпурова, глибинна; у насипних посудинах; за атмосферним повітрям; еманційний каротаж.

За характером мережі спостережень еманційні дослідження діляться на: маршрутні еманційні пошуки; пошукові еманційні зйомки; детальні еманційні зйомки; еманційну розвідку. Маршрутні еманційні пошуки виконуються при рекогносцирувальних і дрібномасштабних геологічних зйомках (1 : 500000–1 : 200000). Відстань між маршрутами – декілька кілометрів, відстань між точками спостережень – 20–50 м. Пошукові еманційні зйомки виконуються в рудоносних районах з метою виявлення родовищ радіоактивних руд. Відстань між профілями – від 100 до 1000 м, відстань між точками спостережень – 5–10 м.

Масштаб – 1 : 10000–1 : 50000. Детальні еманційні зйомки виконуються з метою оконтурювання родовищ радіоактивних руд і пошуків окремих рудних тіл. Масштаб – 1 : 5000 – мережа 50 × 5 м; 1 : 2000 – мережа 20 × 5 м; 1 : 1000 – мережа 10 × 5 м. Еманційна розвідка застосовується з метою детальної розвідки рудних тіл, трасування їх за простяганням, отримання характеристики їхньої радіоактивності. На основі матеріалів еманційної розвідки вибирають місця для закладки розвідувальних гірничих виробок. Мережа спостережень від 5 × 5 м до 1 × 1 м.

В інженерній геофізиці еманційні зйомки використовуються для визначення зон тріщинуватості, вивчення карсту та оцінки радіаційного стану території забудови.

**Ядерно-геофізичні методи.** Під активними ядерно-геофізичними методами (ЯГМ) розвідки розуміють сукупність прямих методів оцінки складу хімічних елементів і фізичних властивостей ґрунтів, порід і мінералів на основі вивчення взаємодії радіоактивних випромінювань з речовиною. Ядерно-геофізичні методи застосовуються переважно під час лабораторних і каротажних досліджень, рідше при радіометричному опробуванні та польових дослідженнях.

Особливістю активних ядерно-геофізичних методів є використання різноманітних штучних джерел радіоактивних випромінювань. За характером застосовуваних джерел радіоактивного випромінювання ці методи можна умовно поділити на два різновиди.

До першого належать методи, засновані на застосуванні відносно малопотужних джерел випромінювання – радіоактивних ізотопів, які дозволяють створити просту й компактну апаратуру. Серед радіоізотопних джерел виділяються джерела  $\alpha$ -,  $\beta$ -,  $\gamma$ -випромінювань і нейтронів. Найширше застосовується цей різновид методів під час польових досліджень.

Другий різновид методів базується на використанні потужних потоків іонізуючого випромінювання: ядерні реактори, різного роду прискорювачі заряджених частинок, генератори нейтронів. Цей різновид ядерно-геофізичних методів використовується в основному під час лабораторних досліджень.

Ядерно-геофізичні методи поділяються на дві основні групи:

- групу  $\gamma$ -методів, оснований на використанні джерел  $\gamma$ -випромінювання;
- групу нейтронних методів, які вивчають поля нейтронів або зв'язане з нейтронним полем  $\gamma$ -випромінювання. У цій групі використовуються джерела нейтронів.

Класифікація методів досліджень і назва конкретних методів, як правило, будуються з урахуванням комбінації назв первинного іонізуючого випромінювання та вторинного, що випромінюється гірською породою та аналізується детектором. Наприклад, нейтрон-нейтронний метод – це означає, що для опромінювання гірської породи використовується джерело нейтронів, які взаємодіють з породою, і фіксується ослаблене вторинне нейтронне випромінювання.

$\gamma$ -методи об'єднують групу методів ядерної геофізики, які основані на взаємодії  $\gamma$ -квантів з хімічними елементами і ресстрації вторинних  $\gamma$ -квантів, які виникають при перетворенні ядер хімічних елементів. Основні методи цієї групи:

1)  $\gamma$ - $\gamma$ -метод (ГГМ), яким досліджуються розсіяне  $\gamma$ -випромінювання джерела. Метод використовується для визначення густини порід (ГГМ-Г) та ефективного атомного номера хімічного елемента, а також його вмісту в породах і рудах (селективний метод – ГГМ-С);

2) рентгено-радіометричний метод (РРМ), який забезпечує аналіз речовинного складу гірських порід, полягає у вивченні спектра характеристичного рентгенівського випромінювання окремих хімічних елементів, збуджуваного  $\gamma$ - (або рентгенівським) випромінюванням штучного джерела;

3)  $\gamma$ -активаційний метод оснований на вивченні наведеної радіоактивності гірських порід, що виникає під впливом їхнього опромінення  $\gamma$ -квантами високих енергій;

4) метод ядерного  $\gamma$ -резонансу (ЯГР) використовується для аналізу деяких елементів і сполук елементів (залізо, двоокис олова тощо). Він заснований на резонансному поглинанні й розсіянні  $\gamma$ -випромінювання ядрами елементів (ефект Мессбауера).



До нейтронних методів належать методи, в яких використовують або джерела нейтронів (первинне нейтронне поле), або реєструють нейтрони, що виникають під час ядерних реакцій (вторинне нейтронне поле). Основні нейтронні методи такі:

1) нейтрон-нейтронний метод (ННМ), який заснований на реєстрації повільних нейтронів (теплових і надтеплових) від точкового джерела нейтронів. Метод використовується для визначення вологості ґрунтів і порід і вмісту елементів з високим поглинанням нейтронів;

2) нейтронний  $\gamma$ -метод (НГМ), який вивчає вторинне  $\gamma$ -поле, що виникає в результаті радіаційного захоплення теплових нейтронів;

3) нейтронно-активаційний метод або метод наведеної активності (МНА), за допомогою якого вивчається штучна радіоактивність, що виникає при опромінюванні стабільних ядер нейтронами різних енергій;

4)  $\gamma$ -нейтронний метод (ГНМ), який вивчає нейтронне випромінювання деяких ядер у зв'язку з поглинанням первинного  $\gamma$ -випромінювання. Завдяки високому енергетичному порогу ядерних реакцій цей метод характеризується високою селективністю відносно деяких ізотопів. Найчастіше цей метод використовується для визначення вмісту берилію і дейтерію в гірських породах;

5) імпульсні нейтронні методи аналізу. Сутність їх полягає в опромінюванні гірської породи короткочасними імпульсами швидких нейтронів, які слідуєть один за одним через певні інтервали часу  $t$ . Поміж імпульсами виконується вимірювання щільності теплових нейтронів в імпульсному нейтрон-нейтронному методі (ІННМ) або викликаного нейтронами  $\gamma$ -випромінювання в імпульсному нейтронному  $\gamma$ -методі (ІНГМ).

В інженерній геофізиці з активних ядерно-геофізичних методів найбільше розповсюдження отримали  $\gamma$ - $\gamma$ -метод густинний (ГГМ-Г) та нейтрон-нейтронний метод (ННМ) визначення вологості, які застосовуються у свердловинному варіанті.

Методика досліджень ГГМ полягає в опромінюванні гірської породи  $\gamma$ -квантами штучного джерела і реєстрації інтенсивності

розсіяного (ослабленого)  $\gamma$ -випромінювання, яке досягає детектора, розташованого на деякій відстані  $R$  від джерела.

У гамма-гамма-методі густинному (ГГМ-Г) застосовують джерела гамма-квантів відносно великої енергії, частіше всього  $^{60}\text{Co}$ , що генерує гамма-кванти з енергією 1,17 і 1,33 МеВ, або  $^{137}\text{Cs}$  ( $E_\gamma = 0,662$  МеВ). Гамма-активність джерел становить у середньому 1–2 мілікюрі (37–74 МБк). За такої гамма-активності джерел інтенсивність розсіяного гамма-випромінювання перевищує її значення для природного джерела гамма-випромінювання в 10–15 разів, тобто практично гамма-випромінювання природних радіоактивних елементів можна не брати до уваги. Детектор  $\gamma$ -випромінювання розміщують у товстому корпусі з важкого металу (залізо), що майже повністю поглинає м'які гамма-кванти з енергією менше 0,2 МеВ. У результаті реєструють гамма-випромінювання з енергією більше 0,2 МеВ, на інтенсивність таких квантів вплив фотоелектричного поглинання, а отже, і хімічного складу середовища, малопомітний. Покази вимірювального приладу практично визначаються комптонівським розсіянням на атомах гірської породи і залежать лише від густини середовища: чим більша густина, тим менші покази ГГМ-Г. Коефіцієнт ослаблення гамма-випромінювання  $\mu$  для даного випадку визначається виразом  $\mu = \sigma \cdot \delta \cdot N \frac{Z}{A}$ , де  $\sigma$  – переріз комп-

тонівського розсіяння,  $\delta$  – густина породи,  $N$  – число Авогадро,  $Z$  – порядковий номер розсіювального елемента,  $A$  – атомна вага. Як уже зазначалося, для легких елементів, що становлять більшість гірських порід,  $Z/A \approx 0,5$ ,  $\sigma$  і  $N$  – практично постійні, тому коефіцієнт ослаблення  $\gamma$ -випромінювання  $\mu$  прямо пропорційний густині гірської породи. Глибина дослідження ГГМ-Г становить до 10–15 см.

Для еталонування приладів, що застосовуються в методі ГГМ-Г, як еталонні середовища використовують блоки з матеріалів різної (відомої) густини (алюміній, бетон тощо), які мають циліндричні виїмки для розміщення зондової частини приладу. Відповідно до експоненціальної залежності між інтенсивністю розсіяного гамма-випромінювання  $I$  та густиною середовища  $\delta$  градувальний

графік ГТМ-Г, отриманий на еталонах різної густини, в напівлогарифмічному масштабі являє собою пряму лінію.

Сьогодні дані про густину ґрунтів і порід верхньої частини розрізу отримують за допомогою ГТМ, при цьому для вимірювань застосовують прилади типу ППГР-1, ЛКС-1К. Отримувані дані використовуються для інженерно-геологічних і меліоративних досліджень.

Основу нейтрон-нейтронного методу (ННМ) визначення вологості становить пряма залежність щільності потоку сповільнених у досліджуваній породі нейтронів, від вмісту в ній водню. Водень – найбільш ефективний сповільнювач швидких нейтронів. Уже після перших зіткнень з протонами (ядрами водню) енергія розсіяних нейтронів різко знижується. Довкола джерела швидких нейтронів, поміщеного в аналізоване середовище, утворюється "хмара" повільних нейтронів, кількість яких пропорційна вмісту водню, а отже, об'ємній вологості.

Польові прилади (нейтронні вологоміри), що застосовуються для визначення вологості нейтронним методом, призначені як для поверхневих, так і для глибинних вимірів. Глибинно-поверхневі прилади можуть використовуватися в стандартних свердловинах, зазвичай на глибинах до 30 м. Джерелом нейтронного випромінювання є ампула, яка містить суміш або сплав плутонію й берилію. Вихід нейтронів, що утворюються в результаті реакції  ${}^9\text{Be}(\alpha, n){}^{12}\text{C}$ , становить  $5 \cdot 10^4 - 10^5$  нейтр./с. Нейтронні вологоміри можуть реєструвати теплові або надтеплові нейтрони, в останньому випадку детектор поміщається в кадмієвий екран товщиною 1 мм. Час вимірювання обернено пропорційний об'ємній вологості  $W_{06}$  – у разі великих значень  $W_{06}$  для вимірювань достатньо 10–30 с, за малих величин  $W_{06}$  тривалість вимірювання збільшується до 100 – 300 с, при цьому знижується статистична похибка визначення кількості зареєстрованих імпульсів.

Нині під час інженерно-геофізичних досліджень для визначення вологості порід використовуються прилади типу ВПГР-1, УР-70, РАВП-1, ЛКС-1К та інші модифікації. Перед польовими вимірюваннями вологоміри еталонуються на спеціальних моделях. Градувальний графік ННМ отримують на еталонах різної вологості. Чутливість приладів характеризується збільшенням

швидкості лічби імпульсів на перші десятки імп/с при зростанні об'ємної вологості на 1 %.

Важливою перевагою нейтронного методу визначення вологості в умовах природного залягання порід є значне об'ємне представництво вимірювань. Розсіяння та уповільнення нейтронів відбуваються в деякому об'ємі досліджуваного середовища, відтак отримувані результати є усереднені щодо цього об'єму. Об'ємне представництво оцінюється глибинністю  $R_{0,9}$ , тобто радіусом сфери навколо джерела нейтронів, у якій розсіюється і сповільнюється 90 % реєстрованих нейтронів. Глибинність прямо пропорційна одному з основних параметрів, що характеризують взаємодію нейтронів з речовиною породи, – довжині сповільнення:  $R_{0,9} \approx 2L_c$ .

Вимірювання з нейтронними вологомірами можуть бути автоматизовані, що особливо важливо в разі тривалих режимних спостережень.

### **1.6.3. Інтерпретація ядерно-геофізичних даних**

Інтерпретація даних радіометрії в основному якісна. Її суть полягає в аналізі радіометричних даних з метою їхнього опису, класифікації, районування й наближеної оцінки природи аномалій. Крім якісної інтерпретації, виконується також геологічна інтерпретація, яка має за мету пов'язати радіометричні аномалії з геологічними утвореннями та будовою земної кори.

Основними методами якісної інтерпретації є: обробка отриманих матеріалів за допомогою ЕОМ; візуальний аналіз графіків і карт радіометричних параметрів ( $\gamma$ -активність, концентрація U, Rn, Th, K). Якісна інтерпретація починається з оцінки імовірності виділення радіометричних аномалій на картах і графіках. На цьому етапі інтерпретації оцінюють контрастність і диференціацію поля. Для побудови карт радіометричних параметрів використовують відомості про простягання геологічних об'єктів, умови їхнього залягання, геометрію й розташування в просторі мережі спостережень та ін. Природа радіометричних аномалій визначається методом аналогій, зокрема шляхом порівняння карт параметрів з геологічною картою району досліджень. Вивчається форма, розміри, простягання та інтенсивність аномалій.

Ці параметри відображають форму, радіометричні властивості й положення у просторі геологічних тіл.

Аномалії радіометричних параметрів за формою поділяються на ізометричні й витягнуті. Ізометричні аномалії мають у першому наближенні форму кола. До витягнутих відносять аномалії, довжина яких перевищує їхню ширину.

Результати гамма-зйомок подають у вигляді карт графіків та ізоліній гамма-активності (у разі площової зйомки) або графіків гамма-активності за маршрутами. Геологічна інтерпретація результатів гамма-зйомок полягає в оцінці аномалій, визначенні їхньої природи, виділенні характерних геологічних і геоморфологічних ознак перспективних і неперспективних  $\gamma$ -аномалій.

Обробка та інтерпретація результатів польових еманацийних досліджень виконується в процесі польових робіт (первинна обробка) і в камеральний період. При цьому складають карту фактичного матеріалу, будують графіки контролю роботи апаратури, визначають похибку вимірювань, обчислюють об'ємну активність еманцій, визначають фон і флуктуації фону, обчислюють мінімальне аномальне значення, визначають параметри аномалій та аномальних зон, складають кадастр аномалій. Отримані результати зображують у вигляді графіків концентрації еманцій уздовж ліній профілів, які наносять на схематичну геологічну основу. За результатами детальних робіт на аномальних ділянках будують карти ізоеман (однакових значень еманцій). Крім того, будують графіки розподілу  $R_n$  і  $T_n$  по розрізах свердловин і шурфів.

Геологічна інтерпретація результатів еманацийної зйомки полягає в оцінці аномалій, визначенні їхньої природи, виділенні характерних геологічних і геоморфологічних ознак перспективних і неперспективних еманацийних аномалій.

За допомогою радіометричних досліджень, виконуваних під час гідрогеологічних та інженерно-геологічних робіт, вирішуються такі завдання: пошуки радіометричних аномалій в гірських породах, водах, ґрунтових газах; вивчення розподілу радіоактивних елементів у різних природних середовищах; пошуки перспективних зон і ділянок можливої локалізації рудопроявів різних елементів, парагенетично зв'язаних з радіоактивними елементами чи

створених в однакових структурно-геологічних умовах; радіометричне й радіохімічне картування гірських порід; пошуки і простеження під наносами зон тектонічних порушень, контактів порід, зон роздрібнення та інше; розчленування, зіставлення і кореляція гірських порід за їхньою радіоактивністю й розподілом радіоактивних елементів; вивчення глибини ерозійного зрізу плутонічних утворень за розподілом радіоактивних елементів; вивчення зон метасоматичної переробки порід за їхньою радіоактивністю й розподілом радіоактивних елементів; пошуки ореолів і потоків розсіяння радіоактивних і зв'язаних з ними рідкісних і розсіяних елементів у гірських породах, природних водах, рослинах; радіоекологічне картування й обстеження.

Обробка матеріалів ГГМ-Г та ННМ полягає у визначенні густини і вологості досліджених ґрунтів і порід на основі еталонувальних графіків. За спеціальними програмами виконується розрахунок водно-фізичних параметрів ґрунтів і порід, побудова графіків цих параметрів, їхній аналіз і геологічне тлумачення.

Можна відзначити такі переваги нейтронного методу визначення вологості. Метод дозволяє вимірювати вологість незалежно від фізичного стану породи або ґрунту. Виміри здійснюються безпосередньо в досліджуваному масиві гірської породи, без порушення її природного складу і процесів, що відбуваються в ній. Вологість усереднюється за об'ємом, що становить кілька десятків, а іноді кілька сотень кубічних дециметрів. Нейтронний метод визначення вологості є експресним і характеризується високою відтворюваністю (вимірювання в одній точці можуть бути повторені довільну кількість разів). Усе це є основою широкого застосування розглянутого методу в геології нафти і газу, гідрогеології, інженерній геології, гідромеліорації, гідротехніці, ґрунтознавстві, сільському господарстві.

Порівняно великий вміст атомів водню, як правило, характерний для водонасичених пісків, глин, аргілітів і мергелів: вони мають велику пористість, а також містять значну кількість хімічно зв'язаної води у складі глинистих мінералів. Ці породи, а також гіпс, що містить багато зв'язаної води, відмічаються мінімальними значеннями показань ННМ. Крім того, такими ж параметрами характеризуються і водонасичені піски та супіски.

Неводонасичені породи відмічаються підвищеними значеннями параметрів кривих ННМ.

Проміжними значеннями характеризуються породи помірної пористості: супіски, суглинки, пористі вапняки і доломіт, піщаники та ін.

Нейтрон-нейтронний метод вимірювання вологості успішно використовується в морських дослідженнях під час вивчення глибоководних відкладів. Об'ємна вологість донних осадків визначається безпосередньо в пробовідбірниках, піднятих із глибини на борт судна. Це виключає вплив розуцільнення осадків, що настає після зняття з них гідростатичного тиску. Експресні вимірювання вологості та густини забезпечують отримання відомостей про мінливість фізико-механічних властивостей морських глибоководних утворень.

Визначення густини гірських порід і руд використовується для вивчення гірничотехнічних характеристик порід. Дані про густину ґрунтів і порід верхньої частини розрізу використовуються при інженерно-геологічних і меліоративних дослідженнях.

Слід зазначити, що на сучасному етапі досить інтенсивно розвиваються методи ядерної геофізики для вивчення воднофізичних властивостей гірських порід (особливо осадочних), експрес-аналізів речовинного складу цих порід безпосередньо у свердловинах та гірничих виробках або в лабораторії, а також визначення концентрації різних елементів у ґрунтах і породах.

## 1.7. Терморозвідка

Терморозвідка – це комплекс методів дослідження геологічної будови земної кори та пошуків родовищ корисних копалин, заснованих на вивченні теплового поля Землі. Дані терморозвідки є важливою кількісною інформацією для моделювання геодинамічних процесів у геосферах та оцінки енергетики геолого-геофізичних явищ. Важливими є також прикладні аспекти геотермічних досліджень, які пов'язані із застосуванням терморозвідувального методу пошуку і розвідки родовищ корисних копалин, оцінкою геотермальних ресурсів для їхнього використання в енергетиці й теплопостачанні, а також з вирішенням завдань інженерної геології та геоекології.

### 1.7.1. Фізико-геологічні основи терморозвідки

Термометричні методи засновані на вивченні поширення в гірських породах природних і штучних теплових полів. Інтенсивність і поширення теплових полів, залежать від термічних властивостей, геометричних форм і розмірів досліджуваних середовищ.

Термічні властивості гірських порід характеризуються теплопровідністю, або питомим тепловим опором, тепловою анізотропією, питомою теплоємністю й температуропровідністю.

Теплопровідність  $\lambda$  характеризує властивість середовища передавати теплову енергію його молекул і в системі одиниць СІ вимірюється у ватах, поділених на метр-кельвін (Вт/(м·К)). Питомий тепловий опір  $\xi$  – величина, обернена теплопровідності ( $\xi = 1/\lambda$ ) має розмірність метр-кельвін, поділений на ват (м·К)/Вт. Для різних гірських порід і корисних копалин  $\xi$  варіює в широких межах (від тисячних часток до десятків (м·К)/Вт).

Питома теплоємність  $C_p$  характеризує властивість середовища змінювати свою температуру і вимірюється в джоулях на кілограм-кельвін Дж/(кг·К). Величина  $C_p$  для більшості гірських порід варіює в межах 600–2100 Дж/(кг·К) і зростає зі збільшенням вологості.

Температуропровідність  $a$  характеризує теплоінерційні властивості гірських порід, має розмірність квадратний метр на секунду (м<sup>2</sup>/с) і виражає зміну температури в одиниці об'єму середовища за одиницю часу. За температуропровідністю гірські породи відрізняються більш ніж у 100 разів.

Розподіл природного теплового поля в гірських породах обумовлений в основному питомим тепловим опором. Вивчення геологічних розрізів термометричним методом засновано на диференціації гірських порід за термічними властивостями, а теплова анізотропія гірських порід дозволяє також вивчати тектоніку площі досліджень. Теплові потоки, які спостерігаються біля земної поверхні, в основному створюються енергією природних радіоактивних перетворень, сонячною радіацією та енергією, що звільняється під час різних фізико-хімічних процесів. У поверхневих шарах земної кори спостерігається добова й річна періодичність коливань температури. Ці коливання підпорядковуються відповідним законам, і їхня амплітуда згасає з глиби-



ною. Шари, у яких амплітуди добових і річних коливань практично дорівнюють нулю, називають шарами постійних добових і річних температур. Глибина залягання шару постійної добової температури не перевищує 2 м.

Шар постійної річної температури  $t_p$  називають нейтральним шаром, для європейської частини глибина його залягання становить близько 25 м. Нижче нейтрального шару повсюдно спостерігається закономірне збільшення температури із глибиною. Інтенсивність зростання температур характеризується величиною геотермічного градієнта  $\Gamma = q \cdot \xi$ , де  $q$  – щільність теплового потоку;  $\xi$  – питомий тепловий опір. Величину, обернену геотермічному градієнту, називають геотермічною сходинкою:  $G = 1/(q \cdot \xi)$ . В умовах досить однорідного розрізу температура з глибиною змінюється за лінійним законом  $t = t_p + \Gamma \cdot H$ , де  $t_p$  – температура на глибині нейтрального шару;  $H$  – глибина, яка відраховується від нейтрального шару.

### 1.7.2. Методика термометричних досліджень

Основними методами терморозвідки є: інфрачервоні (ІЧЗ) та радіотеплові (РТЗ) зйомки; регіональні термічні дослідження на суші й акваторіях; пошуково-розвідувальні термічні дослідження; інженерно-гідрогеологічні термічні дослідження; термічний каротаж; методи штучних теплових полів під час робіт на акваторіях і у свердловинах.

За технологією і місцем проведення робіт виділяються аерокосмічні, польові, акваторіальні та підземні методи терморозвідки. Залежно від досліджуваних об'єктів і вирішуваних завдань виділяють глибинну, регіональну, пошуково-розвідувальну, інженерну та екологічну терморозвідку.

Аерокосмічні дистанційні інфрачервоні (ІЧЗ) та радіотеплові (РТЗ) зйомки є експресними методами терморозвідувальних досліджень, результати яких широко використовуються для вивчення природних ресурсів Землі, а також для дослідження районів активного вулканізму та гідротермальних процесів, геологічного картування, пошуків родовищ корисних копалин, гідрогеологічних та інженерно-геологічних зйомок, вирішення завдань меліорації та ґрунтознавства, охорони природного сере-

довища та геоекологічного моніторингу. Вони виконуються з борту літака (гелікоптера) або супутника за допомогою спеціальної апаратури.

За допомогою регіональних термічних досліджень встановлюється термічний режим і стан надр Землі, що є важливим джерелом інформації для теоретичної геофізики й геології. Отримувана інформація є необхідною як для моделювання геодинамічних процесів у літосфері, так і для оцінки енергетики геологічних явищ. Сутність регіональних термічних досліджень зводиться до високоточних (похибка не більше  $0,01^{\circ}\text{K}$ ) кількісних вимірювань температур або її змін у глибоких свердловинах, гірничих виробках і донних осадах озер, морів і океанів. Графіки температур використовують для розрахунків геотермічних градієнтів і теплових потоків, складання карт відповідних масштабів тощо. Регіональні термічні дослідження служать також для вивчення геотермічних ресурсів і виявлення ділянок, перспективних для використання глибинного тепла як джерела енергії. Щоб виключити вплив сезонних коливань температур, виміри на суші ведуть на глибинах понад 50–100 м, а на акваторіях – на глибині понад 300 м.

Геотермічні дослідження на акваторіях дозволяють вирішувати ряд теоретичних і практичних задач – визначення глибинного теплового потоку, пошуки покладів нафти та газу, визначення місць розвантаження континентальних гідротермальних вод і промислових стоків тощо. Під час терморозвідки на акваторіях океанів, морів та озер вимірюються абсолютні температури в придонних осадах на відстані 1–1,5 м від їхньої поверхні.

Пошуково-розвідувальні дослідження мають масштаби 1 : 25 000 і більше, за яких температура вимірюється в шпурах глибиною до 1 м, або неглибоких свердловинах (до 10–20 м), здійснюється тепловізійна зйомка геологічних і штучних об'єктів. Ці дослідження мають прикладне застосування для вивчення родовищ корисних копалин, геологічного середовища, інженерно-геологічних явищ і геоекологічної обстановки.

Основним приладом для вимірювання температур у свердловинах є електричний термометр. Під час термічних досліджень вимірюють глибинні температури або відносні прирости температур на заданих глибинах. Використовують три способи вивчення теплових полів: 1) звичайну термометрію (у  $^{\circ}\text{C}$ ) – вимірюють

справжнє абсолютне значення температури залежно від глибини або часу; 2) градієнт-термометрію ( $y$  °C/м) – вимірюють різницю температур у двох точках, розташованих на певній фіксованій відстані одна від одної (крок градієнт-термометра); 3) аномальну термометрію ( $\Delta t$ , у °C) – вимірюють відхилення температури від деякого середнього значення на даній глибині. Два останні способи називають детальною термометрією. Під час досліджень з метою вирішення завдань інженерної геології часто проводять довготривалі (режимні) термометричні спостереження.

### 1.7.3. Інтерпретація даних термометрії

За вимірними природними температурами будують графіки їхньої зміни із глибиною, а для постійних глибин – із часом. Із спостережених температур виключають варіації теплового поля, а також ураховують вплив таких чинників, як розігрів порід під час буріння, вплив промивальної рідини, вентиляції гірничих виробок, посилене окиснення руди й вугілля, розкритих гірничими виробками.

Термограму природного теплового поля, яку називають геотермограмою, попередньо розбивають на окремі інтервали з близькими значеннями геотермічного градієнта. У практиці термометричних досліджень за величину геотермічного градієнта беруть зміну температури порід, віднесenu до інтервалу 100 м. Ця величина розраховується відповідно до формули

$$\Gamma_{100} = 100 \frac{t_2 - t_1}{H_2 - H_1},$$

де  $t_2$ ,  $t_1$  – значення температури на глибинах  $H_2$  та  $H_1$ . За наведеною формулою обчислюють  $\Gamma_{100}$  для ділянок, виділених на геотермограмі. Оскільки геотермічний градієнт залежить від двох констант – щільності теплового потоку  $q$  і питомого теплового опору  $\xi$  ( $\Gamma = q \cdot \xi$ ), то при горизонтальному заляганні порід і постійній або незначно змінній щільності теплового потоку  $q$  за характером геотермічного градієнта  $\Gamma$  (за кутом нахилу геотермограми) можна оцінити зміну теплового опору гірських порід, а отже, і зміну їхньої літологічної характеристики. Межі порід, що розрізняються за тепловими властивостями, установлюються точками зламу кривої геотермічного градієнта.

За достатньої густоти точок спостережень по латералі будують карти геоізоTERM (постійних температур) для однакових глибин, карти середніх геотермічних градієнтів тощо. Поверхні рівних температур називають геоізоTERMічними. Вивчення геоізоTERM і геоізоTERMічних поверхонь дає додаткові відомості про тектоніку досліджуваного району.

Інтерпретація геотермічних профілів і карт звичайно носить якісний характер і зводиться до виділення локальних аномалій TERMічного поля та їхнього зіставлення з аномаліями інших геофізичних методів, а також з геологічними матеріалами.

Застосування методів регіонального теплового поля дозволяє розчленувати розріз свердловин за тепловим опором, а за локальним тепловим полем визначити розташування в розрізі таких джерел температурних аномалій, як пласти вугілля, сульфідні руди і легкорозчинні солі, водо- і газонасичені пласти (з виділенням інтервалів припливу і поглинання).

Тепловий потік в умовах помітної конвекції тепла за рахунок підземних вод залежить від геотермічного градієнта, коефіцієнта температуропровідності й швидкості фільтрації підземних вод, що дає можливість вивчати їхню динаміку. У сприятливих умовах терморозвідка дозволяє визначати швидкість фільтрації підземних вод. Для виявлення місць фільтрації вод з водоймищ, каналів, рік і свердловин, а також інтервалів, де відплив відсутній, можна використовувати вимірювання природних теплових полів. Ділянки зосередженої фільтрації виділяють за температурними аномаліями, знак яких залежить від температурного режиму акваторій.

Тепловізійні зйомки дозволяють надійно картувати аномалії конвективних теплових потоків природного і техногенного походження, а також досліджувати стан (мікротріщинуватість) інженерних споруд. Ці методи є одними з найефективніших при визначенні стану систем водопостачання, вивченні теплового забруднення, виявленні місць скиду відходів промислових і сільськогосподарських підприємств.

Терморозвідувальні методи є провідними у разі пошуків такого специфічного виду корисних копалин, як геотермальні ресурси (запаси глибинного тепла Землі, експлуатація яких економічно доцільна сучасними технічними способами). Частка геотермальних ресурсів у загальному паливно-енергетичному балансі може

становити до 50 %, при цьому на сьогодні практичне значення мають гідрогеотермальні ресурси. Геотермальна енергія використовується для теплопостачання й гарячого водопостачання міст, а також для живлення геотермальних електростанцій.

Підземний водообмін має значний вплив на теплове поле земної кори, що дозволяє використовувати геотермічні вимірювання для вивчення динаміки й напрямки руху підземних вод. Досить часто завданнями геотермічних досліджень є розвідка термальних вод, у процесі якої визначають шляхи їхнього підйому, напрямок циркуляції води та її підземні резервуари. Ці дослідження проводять також з метою картування тектонічних порушень, по яких циркулюють води, при вивченні процесів карстоутворення та для вирішення низки інших питань інженерної геофізики.

## **1.8. Особливості методики та завдання комплексних інженерно-геофізичних досліджень**

Масштаби проведення інженерно-геофізичних досліджень можуть бути найрізноманітнішими. Вони визначаються головним чином поставленими завданнями, особливостями гідрогеологічної та інженерно-геологічної будови досліджуваної площі, геоекологічною обстановкою й ступенем геофізичної вивченості території.

Як уже зазначалося, інженерно-геофізичні дослідження можуть бути площовими й маршрутними. Площовими називаються такі роботи, які виконуються в межах певної ділянки і в результаті яких можна побудувати карту ізоліній геофізичного параметра на всю площу досліджуваної ділянки. При цьому площі зйомки бувають рівномірними, якщо відстані між точками спостережень у середньому однакові, й нерівномірними, якщо відстань між точками й профілями відрізняється. Допустимі відхилення точок площової зйомки від рівномірності, які визначаються гідрогеологічними та інженерно-геологічними особливостями досліджуваної території, не повинні знижувати достовірності побудови карти ізоліній геофізичного параметра, для чого співвідношення відстаней між точками спостережень уздовж профілю і між профілями вибирається не більше 1 : 5.

Маршрутними є зйомки, результати яких унаслідок взаємної віддаленості профілів (маршрутів), дозволяють в основному говорити про характер досліджуваного параметра лише вздовж цих профілів і подавати результати спостережень тільки у вигляді графіків.

Відповідними інструкціями з геофізичних методів передбачено такі масштаби площових геофізичних досліджень: а) дрібні – 1 : 2 500 000; 1 : 1 000 000 і 1 : 500 000; б) середні – 1 : 200 000 і 1 : 100 000; в) крупні – 1 : 50 000; 1 : 25 000; 1 : 10 000; 1 : 5 000; 1 : 2 000; 1 : 1 000.

Точність інтерпретації даних методів геофізики визначається багатьма факторами й насамперед роздільною здатністю застосовуваного методу, ступенем сприятливості геологічних (у тому числі гідрогеологічних та інженерно-геологічних) умов і диференціацією порід геологічного розрізу за фізичними властивостями. Крім того, на точність інтерпретації істотно впливають розміри об'єкта досліджень, глибина його залягання, рельєф місцевості та багато інших факторів.

З метою підвищення достовірності геологічної інтерпретації геофізичних даних у процесі вирішення поставленого завдання використовують не який-небудь один геофізичний метод, а раціональний комплекс (набір) таких методів, що проводяться в загальному комплексі гідрогеологічних, інженерно-геологічних, геохімічних, геоботанічних та інших досліджень. Саме в цьому сенсі полягає методика геофізичних досліджень, тобто такий набір геофізичних методів, прийомів виконання робіт, обробки та інтерпретації даних, які в гідрогеологічних або інженерно-геологічних умовах досліджуваного району дозволяють найістотніше спростити і здешевити вирішення поставлених завдань.

Методика геофізичних досліджень визначається поставленими завданнями і залежить від структурних, геологічних, геоморфологічних, гідрогеологічних та інженерно-геологічних особливостей досліджуваної території, властивостей гірських порід, що становлять територію, клімату, пори року, у яку виконуються роботи, і багатьох інших причин.

Один з основних факторів, що визначають методику, є економічна ефективність вирішення поставленого завдання. Головне в оцінці економічної ефективності полягає в правильному врахуванні тих обсягів геологічних робіт (буріння, хімічні аналізи то-

що), які скорочуються завдяки використанню методів геофізики, а також тієї додаткової інформації, яку отримують у результаті геофізичних досліджень. Отриманню високої економічної ефективності від застосування методів геофізики часто сприяє ґрунтова геофізична вивченість площі майбутніх гідрогеологічних або інженерно-геологічних робіт, завдяки чому додаткове проведення площових геофізичних спостережень може не знадобитися, а потрібні відомості будуть отримані шляхом цілеспрямованої переінтерпретації вже наявних геофізичних матеріалів.

Деякі завдання гідрогеологічних та інженерно-геологічних досліджень, для вирішення яких можуть бути застосовані наземні геофізичні методи, систематизовано в табл. 1.5.

**Таблиця 1.5. Основні завдання гідрогеологічних та інженерно-геологічних досліджень, для вирішення яких застосовуються наземні геофізичні методи**

№	Завдання	Методи вирішення	Умови досліджень
1	2	3	4
<i>І. Вивчення зони аерації в гравійно-піщано-глинистих розрізах</i>			
1.	Визначення потужності зони аерації (глибини до РГВ)	Сейсморозвідка методом КМЗХ, електророзвідка методами ВЕЗ, ВЕЗ-ВП	Метод ВЕЗ-ВП застосовується в умовах підвищеної мінералізації ґрунтових вод і засоленості ґрунтів і порід
2.	Оцінка вологості порід зони аерації	1. Нейтрон-нейтронний метод (нейтронні вологоміри). 2. Електророзвідка (ВЕЗ, ВЕЗ-ВП) шляхом використання кореляційних залежностей (для окремих літологічних різновидів порід) між питомим електричним опором і поляризованістю, з одного боку, і вологістю – з іншого	Кореляційні залежності встановлюють за параметричними вимірами в гірничих виробках і даними каротажу. ВЕЗ-ВП використовують за підвищеного ступеня засоленості ґрунтів і порід

Продовження табл. 1.5.

№	Завдання	Методи вирішення	Умови досліджень
3.	Вивчення літологічного складу порід зони аерації	Електророзвідка методами ВЕЗ або ВЕЗ-ВП шляхом установлення кореляційної залежності між опором і поляризованістю, з одного боку, і літологією (гранулометричним складом) порід – з іншого (для певного інтервалу вологості порід)	Кореляційні залежності встановлюють за параметричними вимірами в гірничих виробках і даними каротажу, ВЕЗ-ВП використовують за підвищеного ступеня засоленості ґрунтів
4.	Визначення густини гірських порід	гамма-гамма метод густинний	
5.	Оцінка густини скелета пухких і зв'язних порід	Сейсморозвідка (КМЗХ). Оцінка проводиться за даними про швидкість поздовжніх і поперечних хвиль	
6.	Оцінка ступеня загальної засоленості (забруднення) ґрунтів і порід	Електророзвідка методами ВЕЗ, ВЕЗ-ВП шляхом знаходження кореляційних залежностей між питомим електричним опором і поляризованістю, з одного боку, і відсотковим вмістом солей в ґрунтах і породах – з іншого	Залежності складаються для кожного літологічного різновиду порід. Використовують параметричні спостереження в гірничих виробках і дані каротажу
7.	Пошуки і вивчення верховодки	Електророзвідка методами ВЕЗ, ВЕЗ-ВП, сейсморозвідка КМЗХ	



№	Завдання	Методи вирішення	Умови досліджень
8.	<p>Вивчення вологоперенесення в зоні аерації з метою оцінки:</p> <p>а) атмосферного живлення (витрат) ґрунтових вод;</p> <p>б) захисних властивостей зони аерації;</p> <p>в) районування території за умовами меліорації земель</p>	<p>Детальне вивчення вологоперенесення в зоні аерації за допомогою вологомірів.</p> <p>Установлення основних типів і величини живлення, що визначають водоносність території та якість підземних вод.</p> <p>Площі, які характеризуються різними типами живлення через зону аерації, виділяються за даними електророзвідки (ВЕЗ, ВЕЗ-ВП), виходячи з аналізу електричного опору порід зони аерації</p>	
<p><i>II. Вивчення ґрунтових вод, їхніх колекторів і водотривів у гравійно-піщано-глинистих розрізах</i></p>			
9.	<p>Визначення глибини до рівня ґрунтових вод</p>	<p>Сейморозвідка методом КМЗХ, електророзвідка методами ВЕЗ, ВЕЗ-ВП</p>	<p>Метод ВЕЗ-ВП застосовується в умовах підвищеної мінералізації ґрунтових вод і засоленості ґрунтів і порід</p>
10.	<p>Визначення загальної мінералізації ґрунтових вод</p>	<p>Загальна мінералізація ґрунтових вод якісно може бути оцінена за величиною питомого електричного опору, за даними електричного профілювання на постійному або змінному струмі. Кількісно вона встановлюється за даними ВЕЗ або ВЕЗ-ВП</p>	<p>Установлюються кореляційні залежності між питомим електричним опором і загальною мінералізацією вод для різних літологічних горизонтів</p>

№	Завдання	Методи вирішення	Умови досліджень
11.	Вивчення літологічного складу порід водонасиченого горизонту	За низької мінералізації ґрунтових вод (до 1 г/л) літологічне розчленування водонасичених порід виконується за величиною питомого електричного опору (застосовується ВЕЗ). У разі підвищеної мінералізації підземних вод використовується відносна поляризованість (застосовується ВЕЗ-ВП)	
12.	<p>Визначення глибини залягання регіонального водотриву:</p> <p>а) водотрив представлений скельними породами;</p> <p>б) водотрив представлений глинами, ґрунтові води мають низьку (до 1 г/л) мінералізацію;</p> <p>в) водотрив представлений глинами, ґрунтові води мають підвищену (більше 1 г/л) мінералізацію</p>	<p>У різних геологічних умовах можуть бути застосовані методи: ВЕЗ, ВЕЗ-ВП, сейсмозв'язка (КМЗХ), гравірозв'язка.</p> <p>Застосовується метод ВЕЗ та сейсмозв'язка (КМЗХ)</p> <p>Застосовується ВЕЗ, ВЕЗ-ВП та сейсмозв'язка (КМЗХ)</p> <p>Застосовується ВЕЗ, ВЕЗ-ВП та сейсмозв'язка (КМЗХ)</p>	<p>Водотрив характеризується високим питомим електричним опором і швидкістю пружних хвиль.</p> <p>Водотрив характеризується зниженим питомим електричним опором і дещо підвищеною швидкістю пружних хвиль.</p> <p>Водотрив характеризується зниженим питомим електричним опором, підвищеною поляризованістю та дещо підвищеною швидкістю пружних хвиль</p>

Продовження табл. 1.5.

№	Завдання	Методи вирішення	Умови досліджень
13.	Оцінка фільтраційних властивостей порід	Метод ВЕЗ-ВП. Завдання вирішується шляхом встановлення кореляційної залежності між питомим електричним опором і поляризованістю, з одного боку, і коефіцієнтом фільтрації – з іншого	Установлення тісних кореляційних залежностей, на підставі параметричних вимірів на гідрогеологічних свердловинах
14.	Оцінка взаємозв'язку ґрунтових вод і вод першого від поверхні водоносного горизонту	Для пошуків "фільтраційних вікон" використовуються методи ВЕЗ або ВЕЗ-ВП (у разі змінної мінералізації ґрунтових вод)	
15.	Визначення швидкості й напрямку руху ґрунтових вод	За незначної потужності зони аерації й високих швидкостей руху ґрунтового потоку використовується метод природного електричного поля (визначення напрямку). За наявності свердловин застосовується метод зарядженого тіла (визначення напрямку і швидкості руху)	
<i>III. Вивчення тріщинуватих зон, карсту і приурочених до них вод</i>			
16.	Картування та вивчення площ розвитку осадочних, вивержених і метаморфічних гірських порід	Магніторозвідка, гравірозовідка на першій стадії вивчення площі. Для уточнення цих даних та отримання нових відомостей використовується електропрофілювання, ВЕЗ, іноді сейморозвідка	

Продовження табл. 1.5.

№	Завдання	Методи вирішення	Умови досліджень
17.	Вивчення пухких піщано-глинистих утворень, що перекривають кристалічні породи, і приурочених до них вод	Застосовується комплекс геофізичних методів згідно з пунктами I та II таблиці	
18.	Вивчення вертикальної потужності тріщинуватих і закарстованих порід	Електророзвідка (ВЕЗ, ВЕЗ-ВП, електропрофілювання), сейморозвідка (КМЗХ)	Особливо важлива ув'язка даних наземних спостережень з даними каротажу та параметричних досліджень
19.	Визначення глибини до рівня тріщинних ґрунтових вод	Електророзвідка (ВЕЗ) з ув'язкою з даними каротажу і параметричних вимірів	Завдання для методів геофізики є одним із складних
20.	Картування зон тектонічних порушень і вивчення елементів їхнього залягання	Етап 1. Магніторозвідка і гравірознавдя. Етап 2. Комплекс методів визначається фізичними особливостями порід верхньої частини розрізу: а) потужність низькоомних пухких утворень становить перші метри (ВЕЗ, електропрофілювання, сейморозвідка); б) потужність низькоомних пухких утворень становить десятки метрів (магніторозвідка, гравірознавдя, сейморозвідка)	

№	Завдання	Методи вирішення	Умови досліджень
21.	Визначення домінуючого напрямку тріщинуватості порід	Електророзвідка (КВЕЗ, кругове електропрофілювання), мікромагнітна зйомка	
22.	Оцінка ступеня тріщинної пустотності	Для якісних оцінок використовується електророзвідка (КВЕЗ, кругове електропрофілювання), мікромагнітна зйомка, з установленням кореляційних залежностей величини тріщинної пустотності з електричними і магнітними параметрами. Для кількісної оцінки застосовуються сейсморозвідка й сейсмоакустика	
23.	Картування та вивчення карстових процесів	Електророзвідка (КВЕЗ, кругове електропрофілювання, профілювання з малим кроком установки, природне електричне поле). Електричне або сейсмічне просвічування, гравірозвідка. Сейсморозвідка (КМЗХ) поздовжніми і поперечними хвилями	Просвічування використовується при вивченні великих карстових форм. Сейсморозвідку зазвичай залучають у випадках, коли геоелектричні умови не дозволяють застосувати електророзвідку
24.	Порівняльна оцінка ступеня водоносності кристалічних порід у зонах тектонічних порушень	За допомогою ВЕЗ і сейсморозвідки може бути дана орієнтовна оцінка в тих випадках, коли водоносність має кореляційний зв'язок з тріщинуватістю	Необхідна ув'язка даних наземних робіт з даними каротажу і параметричних вимірів

№	Завдання	Методи вирішення	Умови досліджень
<i>IV. Вивчення артезіанських басейнів платформного типу з теригенним типом розрізу</i>			
25.	Загальна оцінка геолого-тектонічної будови басейну	Гравірознавідка, магніторозвідка, електророзвідка (ВЕЗ, ДЕЗ, МТП, МТЗ, ЗСП та ін.), сейсморозвідка в різних модифікаціях	Зазвичай використовують дані геофізичних зйомок, уже наявних по району досліджень
26.	Вивчення зони аерації та зони насичення ґрунтовими водами	Застосовується комплекс геофізичних методів згідно з пунктами I та II таблиці	Найбільш важливо вивчати площові зміни потужності й проникності обох зон, а також мінералізації ґрунтових вод
27.	Розчленування осадоочної товщі на водоносні й водотривкі комплекси	Електророзвідка (ВЕЗ, ДЕЗ, ЗСП), сейсморозвідка (КМЗХ), магніторозвідка й гравірознавідка, їхня тісна ув'язка з результатами каротажу	Використовують дані вже проведених геофізичних зйомок. Виконується їхня гідрогеологічна переінтерпретація
28.	Гідрогеологічне районування площі артезіанського басейну	Електророзвідка (ВЕЗ, ДЕЗ, ЗСП), сейсморозвідка (КМЗХ)	Зіставлення величини поздовжньої провідності порід осадоочної товщі, яка визначається електророзвідкою, з глибиною до фундаменту, яка встановлюється за комплексом геолого-геофізичних методів
29.	Оцінка мінералізації вод великих водоносних комплексів	Електророзвідка (ВЕЗ, ВЕЗ-ВП) в комплексі з електрокаротажем та із залученням геологічних даних про літологічний склад порід	Для оцінки мінералізації використовується її зв'язок з електричним опором для порід однакового літологічного складу

№	Завдання	Методи вирішення	Умови досліджень
30.	Вивчення фільтраційних властивостей порід осадочного комплексу: а) водотривів; б) водовмісних порід	а) електророзвідка (ВЕЗ, ДЕЗ). Шляхом отримання та аналізу величини поздовжньої провідності; б) те ж, що й у п. а), шляхом отримання та аналізу величини поперечного опору	Для оцінки глибин може бути залучена сейсморозвідка. Необхідна прив'язка до даних опорних гідрогеологічних свердловин
31.	Оцінка температур водоносних горизонтів басейну	Використовуються: а) дані термокаротажу свердловин; б) структурні карти з досліджуваних горизонтів, складені за комплексом методів; в) відомості про глибинну будову земної кори, отримані за геофізичними даними	

## Питання для самоконтролю

1. Назвіть геофізичні методи, які найчастіше застосовуються для вирішення завдань гідрогеології, інженерної геології та геоекології.
2. Для вирішення яких завдань гідрогеології та інженерної геології використовується гравіроздака?
3. Для вирішення яких завдань гідрогеології та інженерної геології використовується сейсморозвідка?
4. При вирішенні яких завдань гідрогеології та інженерної геології використовується магніторозвідка?
5. При вирішенні яких завдань гідрогеології, геоекології та інженерної геології використовується електророзвідка?

6. При вирішенні яких задач гідрогеології та інженерної геології використовується терморозвідка?
7. При вирішенні яких задач гідрогеології, геоекології та інженерної геології використовується ядерна геофізика?
8. Назвіть раціональний комплекс геофізичних методів при вирішенні основних задач гідрогеології.
9. Охарактеризуйте основні способи комплексної інтерпретації геофізичних даних.
10. Наведіть фізико-геологічні основи сейсмозвідки.
11. Наведіть основні риси методики сейсмозвідувальних спостережень.
12. Охарактеризуйте основні способи обробки та інтерпретації сейсмозвідувальних спостережень.
13. Охарактеризуйте взаємозв'язок сейсмічних та інженерно-геологічних параметрів порід.
14. Наведіть класифікацію електромагнітних методів.
15. Охарактеризуйте електромагнітні властивості гірських порід.
16. Наведіть основні характеристики геоелектричного розрізу.
17. Охарактеризуйте зв'язок електричних параметрів з воднофізичними властивостями гірських порід.
18. Дайте характеристику основним складовим електророзвідувальної апаратури.
19. Які ви знаєте установки методів електричного опору, поясніть суть уявного опору.
20. Охарактеризуйте методику електричних зондувань.
21. Охарактеризуйте способи інтерпретації даних електричних зондувань, яка їхня мета?
22. Які є модифікації електропрофілювання, наведіть їхню характеристику та сферу вирішуваних завдань.
23. Які є способи інтерпретації даних електропрофілювань, наведіть їхню характеристику.
24. Яка суть електротомографії? Охарактеризуйте види електротомографічних досліджень.
25. Яка суть методу зарядженого тіла? Назвіть модифікації цього методу й охарактеризуйте їх.
26. Які електрохімічні методи застосовуються в інженерній геофізиці, наведіть їхню характеристику та охарактеризуйте сферу їхнього застосування.



27. Поясніть суть досліджень з апаратурою електромагнітного сканування, яка сфера застосування цього методу?

28. Наведіть характеристику методів низькочастотних індуктивних профілювань.

29. Охарактеризуйте високочастотні методи електророзвідки та їхню сферу застосування в інженерній геофізиці.

30. Які особливості комплексування геофізичних методів при вирішенні завдань гідрогеології та інженерної геології?

Література: [1, 4, 5, 6, 11, 12, 13, 14, 16, 19, 20, 22, 24, 25, 26, 28, 30, 31, 32, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 43, 45, 46, 48, 50, 55, 56, 57, 58, 59]

## Список використаних джерел

### Основних

1. *Боганик Г. Н.* Сейсморазведка / Г. Н. Боганик, И. И. Гурвич. – Тверь : Изд-во АИС, 2006. – 744 с.
2. *Вижва С. А.* Вплив природних і техногенних процесів на потенційно небезпечні об'єкти. / С. А. Вижва, О. Б. Вінниченко, О. В. Кензера. – К. : ВПЦ "Київський університет", 2008. – 239 с.
3. *Вижва С. А.* Геофізичний моніторинг небезпечних геологічних процесів / С. А. Вижва. – К. : ВГЛ "Обрії", 2004. – 234 с.
4. *Вижва С. А.* Електрометрія : посібн. з навчальної геофізичної практики / С. А. Вижва, М. В. Рева, І. І. Онищук, В. І. Онищук. – К. : ВПЦ "Київський університет", 2014. – 303 с.
5. *Вижва С. А.* Ядерна геофізика / С. А. Вижва, І. І. Онищук, О. П. Черняєв. – К. : ВПЦ "Київський університет", 2012. – 608 с.
6. *Выжва С. А.* Радоновый контроль и измерения / С. А. Выжва, О. Д. Гавриленко, А. В. Шабатура, Е. В. Теут. – Алматы : ТОО "Bookprint", 2014. – 277 с.
7. *Горяинов Н. Н.* Изучение оползней геофизическими методами / Н. Н. Горяинов, А. Н. Боголюбов, Н. М. Варламов и др. – М. : Недра, 1987 – 157 с.
8. *Горяинов Н. Н.* Методы геофизики в гидрогеологии и инженерной геологии / Н. Н. Горяинов, Н. Н. Шарапанов, В. Н. Чубаров и др. – М. : Недра, 1985. – 184 с.
9. *Горяинов Н. Н.* Применение сейсмоакустических методов в гидрогеологии и инженерной геологии / под ред. Н. Н. Горяинова. – М. : Недра, 1992. – 264 с.
10. *Горяинов Н. Н.* Сейсмические методы в инженерной геологии / Н. Н. Горяинов, Ф. М. Ляховицкий. – М. : Недра, 1979. – 143 с.
11. *Ляховицкий Ф. М.* Инженерная геофизика / Ф. М. Ляховицкий, В. К. Хмелевской, З. Г. Яценко. – М. : Недра, 1989. – 252 с.
12. *Никитин В. Н.* Основы инженерной сейсмологии / В. Н. Никитин. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1981. – 176 с.
13. *Огильви А. А.* Основы инженерной геофизики / А. А. Огильви. – М. : Недра, 1990. – 501 с.
14. *Продайвода Г. Т.* Сейсморозвідка / Г. Т. Продайвода, О. А. Трипільський, С. С. Чулков. – К. : ВПЦ "Київський університет", 2008. – 352 с.

15. *Савич А. И.* Комплексные инженерно-геофизические исследования при строительстве гидротехнических сооружений / А. И. Савич, Б. Д. Куюнджич, В. И. Коптев и др. – М. : Недра, 1990. – 462 с.

16. *Черняк Г. Я.* Электромагнитные методы в гидрогеологии и инженерной геологии / Г. Я. Черняк. – М. : Недра, 1987. – 212 с.

### *Додаткових*

17. *Алешин А. С.* Континуальная теория сейсмического микрорайонирования / А. С. Алешин – М. : Науч. мир, 2017. – 301 с.

18. *Вахромеев Г. С.* Экологическая геофизика / Г. С. Вахромеев. – Иркутск : Изд-во ИрГТУ, 1995. – 216 с.

19. *Владов М. Л.* Введение в георадиолокацию / М. Л. Владов, А. В. Старовойтов. – М. : Недра, 1977. – 253 с; Изд-во Моск. ун-та, 2004. – 153 с.

20. *Вольвовский Б. С.* Краткий справочник по полевой геофизике / Б. С. Вольвовский, Н. Я. Кунин, Е. И. Терехин. – М. : Недра, 1977. – 253 с.

21. Временные методические рекомендации по проведению геолого-экологических исследований при геологоразведочных работах / под ред. С. А. Яковлева. – К. : 1990. – 86 с.

22. Гравиразведка : справочник геофизика / под ред. Е. А. Мудрецова, К. Е. Веселова. – М. : Недра, 1990. – 397 с.

23. Державні будівельні норми ДБН В.1.1-12:2014 "Будівництво в сейсмічних районах України". – К., 2014.

24. *Добрынин В. М.* Петрофизика / В. М. Добрынин, Б. Ю. Вендельштейн, Д. А. Кожевников. – М. : Недра, 1991. – 368 с.

25. *Заворотько Ю. М.* Фізичні основи геофізичних методів дослідження свердловин / Ю. М. Заворотько – К. : УкрДГРІ, 2010. – 339 с.

26. *Зинченко В. С.* Петрофизические основы гидрогеологической и инженерно-геологической интерпретации геофизических данных / В. С. Зинченко. – М. : Изд-во РГГУ, 2005. – 387 с.

27. Измерение влажности и плотности горных пород радиоизотопными методами : метод. рекомендации / А. И. Данилин, В. Т. Дубинчук, Н. Д. Корниенко, В. В. Плотников. – М. : ВСЕГИНГЕО, 1978. – 68 с.

28. *Калинин А. В.* Сейсмоакустические исследования на акваториях / А. В. Калинин, В. В. Калинин, Б. Л. Пивоваров. – М. : Недра, 1983. – 253 с.

29. *Квятковский Г. И.* Метод сопротивления заземления в инженерной геофизике / Г. И. Квятковский – М. : Недра, 1993. – 90 с.

30. Комплексование геофизических методов при решении геологических задач / под ред. В. Е. Никитского, В. В. Бродового. – М. : Недра, 1976. – 495 с.
31. *Комаров В. А.* Электроразведка методом вызванной поляризации / В. А. Комаров. – Л. : Недра, 1980. – 391 с.
32. Комплексование методов разведочной геофизики : справоч. геофизика. – М. : Недра, 1984. – 385 с.
33. *Кофуд О.* Зондирование методом сопротивлений / О. Кофуд. – М. : Недра, 1984. – 265 с.
34. *Кузьменко Е. Д.* Дослідження зсувних процесів геофізичними методами / Е. Д. Кузьменко, А. Ф. Безсмертний, О. П. Вдовина та ін. – Івано-Франківськ : ІФТУНГ, 2009. – 294 с.
35. *Логачев А. А.* Магниторазведка / А. А. Логачев, В. П. Захаров – Л. : Недра, 1979. – 351 с.
36. Магниторазведка : справоч. геофизика / под ред. В. Е. Никитского, Ю. С. Глебовского. – М. : Недра, 1990. – 469 с.
37. *Матвеев Б. К.* Электроразведка / Б. К. Матвеев. – М. : Недра, 1990. – 368 с.
38. *Миронов В. С.* Курс гравиразведки / В. С. Миронов. – Л. : Недра, 1980 – 543 с.
39. *Модин И. Н.* Электротомография методом сопротивлений и вызванной поляризации / И. Н. Модин, А. А. Бобачев, А. А. Горбунов, А. А. Шевнин // Приборы и системы разведочной геофизики. – 2006. – № 2. – С. 14–17.
40. *Модин И. М.* Векторная съемка в методе сопротивлений / И. М. Модин, И. Д. Игнатова, В. А. Шевнин, Е. В. Перваго // Вест. Моск. ун-та, сер. 4. Геология, 1996. – № 1. – С. 88–91.
41. *Осмачник Б. П.* Контроль качества земляных работ радионуклидными приборами / Б. П. Осмачник, А. Х. Теплицкий. – К. : Будівельник, 1979. – 72 с.
42. Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность : метод. руководство по сейсмическому районированию / под ред. О. В. Павлова. – М. : Наука, 1988. – 223 с.
43. Разведочная ядерная геофизика : справочник геофизика. – М. : Недра, 1977. – 296 с.
44. Рекомендации по применению инженерной геофизики для изучения деформационных свойств скальных горных массивов / под ред. А. И. Савича, Б. Д. Куянджича. – Москва; Белград : Гидропроект, 1985. – 82 с.

45. Скважинная ядерная геофизика : справоч. геофизика / под ред. О. Л. Кузнецова, А. Л. Поляченко. – М. : Недра, 1990. – 318 с.
46. Толстой М. И. Основы геофизики / М. И. Толстой, А. П. Гожик, М. В. Рева та ін. – К. : ВПЦ "Київський університет", 2006. – 446 с.
47. Ферронский В. И. Пенетрационный каротаж / В. И. Ферронский, Т. А. Грязнов. – М. : Недра, 1979. – 333 с.
48. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых : справоч. геофизика / под ред. Н. Б. Дортман. – М. : Недра, 1984. – 455 с.
49. Хархалис Н. П. Особенности проявления естественного импульсного электромагнитного излучения на оползневом склоне // Геофизический журнал, 1994. – Т. 16, № 4. – С. 58–61.
50. Чекалюк Э. Б. Полевая геотермическая съемка / Э. Б. Чекалюк, И. М. Федорцов, В. Г. Осадчий – К. : Наук. думка, 1974. – 104 с.
51. Шарпанов Н. Н. Методика геофизических исследований при гидрогеологических съемках с целью мелиорации земель / Н. Н. Шарпанов, Г. Я. Черняк, В. А. Барон. – М. : Недра, 1974. – 167 с.
52. Шевнин В. А. Геоэкологическое обследование предприятий нефтяной промышленности / В. А. Шевнин, И. М. Модин и др. – М. : РУССО, 1999. – 511 с.
53. Шестопалов В. М. Екогеологія України / В. М. Шестопалов, М. М. Коржнев, С. А. Вижва та ін. – К. : ВПЦ "Київський університет", 2011. – 671 с.
54. Шувалов В. М. Исследование закарстованных территорий и подземных полостей методами электроразведки / В. М. Шувалов. – Пермь : ПГУ, 1983. – 92 с.
55. Электроразведка. Ч. 1 : Справочник геофизика / под ред. В. К. Хмелевского, В. М. Бондаренко. – М. : Недра, 1989. – 437 с.
56. Электроразведка: пособие по электроразведочной практике для студентов геофизических специальностей / Кол. авт. под ред. В. К. Хмелевского, И. М. Модина, А. Г. Яковлева. – М. : МГУ, 2005. – 311 с.
57. Bisch P. Eurocode 8: Seismic Design of Buildings Worked examples / P. Bisch, E. Carvalho, H. Degee and other. – European Commission, Joint Research Centre, 2012. – 515 p.
58. Yilmaz, Öz. (2015). Engineering Seismology with Applications to Geotechnical Engineering. Investigations in Geophysics / Investigations in Geophysics Series No. 17. Richard. D. Miller (Ed.). Tulsa, OK: SEG.
59. Miller R. D. Advances in Near-surface Seismology and Ground-penetrating Radar / R. D. Miller, J. H. Bradford, K. Holliger (Eds.) // Geophysical Developments Series. – Tulsa, OK: SEG. – 2010. – №. 15.

***МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ***  
*До практичних робіт по дисципліні «Геофізика»*

## *1 ФІЗИКО-ГЕОЛОГІЧНІ ЗАСАДИ ГЕОЛОГІЧНОЇ ІНТЕРПРЕТАЦІЇ ГЕОФІЗИЧНИХ МАТЕРІАЛІВ*

*Актуальність теми.* Відповідно до учбових програм з курсів розвідувальної геофізики викладання геофізичних методів складається з фізико-геологічних і фізико-математичних засад, методик зйомок, основ обробки і інтерпретації результатів спостережень, що є фундаментом розуміння геофізичних методів. Надалі важливо навчитись отримувати геологічні висновки з результатів комплексу геолого-геофізичних робіт, у тому числі і з аналізу даних про петрофізичні властивості гірських порід. Спеціалісти повинні вміти формулювати геологічні завдання, які спроможні вирішувати геофізичні методи, також визначати методіку геофізичних спостережень, вміти за комплексом геолого-геофізичних матеріалів створювати фізико-геологічні моделі об'єктів, які є пошуковими або досліджуються в конкретних геологічних умовах.

*Метою і задачами лабораторних робіт* теми є вивчення і аналіз петрофізичних характеристик основних типів гірських порід у межах певних регіонів, набуття навичок з оцінки та визначення кореляційних залежностей петрофізичних характеристик між собою і з геологічними параметрами, а також ознайомлення з принципами вибору комплексу геофізичних спостережень задля рішення певних геологічних завдань.

*Результати робіт:*

- таблиці петрофізичних характеристик для основних типів гірських порід певного регіону;
- оцінка степені кореляції петрофізичних характеристик і графіки кореляційних залежностей;
- опис геологічного розрізу і петрофізична характеристика товщ гірських порід по розрізу;
- виділення основних геофізичних реперів у розрізі;
- сформульовані геологічні завдання для вивчення геологічної будови регіону;
- обґрунтований ефективний комплекс геофізичних методів.

*Лабораторна робота 1.1*

*Аналіз фізичних властивостей гірських порід*

*Метою роботи* є набуття студентами досвіду роботи зі збору даних про фізичні властивості гірських порід та їх аналізу для окремого регіону.

*Завданням* є вивчення фізичних характеристик гірських порід за літературними джерелами та геолого-геофізичними матеріалами; виділення основних геофізичних реперів.

*Хід виконання роботи*

1) За літературними джерелами (*список літератури поданий у кінці теми*) опанувати фізичні властивості гірських порід (густину, магнітну сприйнятливості та намагніченість, питомий електричний опір, швидкості розповсюдження сейсмічних хвиль). План опису фізичних властивостей такий: теоретичне визначення параметру; одиниці виміру в системах СІ та СГС; середньостатистичні значення фізичних властивостей основних типів гірських порід.

2) Скласти зведену таблицю (*таблиця 1.1*) інтервалів можливих значень фізичних властивостей для найбільш розповсюджених гірських порід та основних корисних копалин (води, нафти, газу, кам'яного та бурого вугілля, залізних руд) для одного із заданих регіонів (Дніпрово-Донецька западина, Український щит, Кримський регіон, Волино-Подільська монокліналь, Львівський палеозойський прогин, Передкарпатський

прогин, Складчасті Карпати, Закарпатський прогин тощо). У таблиці повинні бути представлені усі основні літолого-петрографічні різновиди, які слід групувати за основними типами: осадові, метаморфічні і магматичні. Під таблицею навести джерела, за якими опрацьовані ці дані, із посиланням на сторінки.

3) Розглянути фактори впливу на фізичні властивості гірських порід (п 1.5.1).

4) З курсів розвідувальної геофізики навести умови існування аномалій геофізичних полів. Розглянути умови ефективного застосування гравірознавства, магніторозвідки, електророзвідки на постійному струмі, методів природного поля і магнітотелуричного зондування, а також нагадати умови виникнення заломлених та відбитих хвиль, типи сейсмічних поверхонь.

5) За даними таблиці фізичних властивостей виділити основні геофізичні репери, ув'язавши їх з конкретними геофізичними методами (використати відомості, напрацьовані за попереднім пунктом).

6) Розглянути області застосування зазначених геофізичних методів розвідки на прикладі даного регіону.

#### *Звіт*

1) Визначення і одиниці виміру фізичних властивостей гірських порід.

2) Короткий геологічний нарис регіону досліджень.

3) Таблиця фізичних властивостей для заданого регіону.

4) Основні геофізичні репери та їх аналіз для вибору оптимального комплексу геофізичних методів вирішення різноманітних геологічних завдань.

Таблиця 1.1 (формат таблиці)- Фізичні властивості основних типів гірських порід

Порода	Магнітна сприйнятливість (намагніченість)			Густина			Питомий електричний опір			Швидкість пружних хвиль		
	мін.	Середні	макс.	мін.	середні	макс.	мін.	середні	макс.	мін.	середні	макс.
1 Осадові породи												
1.1 глинисті												
1.2 пісково-уламкові												
1.3 карбонатні і хемогенні												
2 Метаморфічні												
3 Магматичні												
4 Корисні копалини												

#### *Питання для самоперевірки*

1) Теоретичне визначення і одиниці виміру фізичних властивостей гірських порід в системах СІ та СГС.

2) Фізико-геологічні фактори, які впливають на фізичні властивості гірських порід.

3) Інтервали можливих значень фізичних властивостей основних типів гірських порід.

4) Характер зв'язку між фізичними властивостями гірських порід.



- 5) Умови виникнення аномалій геофізичних полів, відбитих та заломлених хвиль. Одиниці виміру полів.
- 6) Области застосування геофізичних методів розвідки.

### *Лабораторна робота 1.2*

#### *Кореляційний прогноз фізичних властивостей гірських порід*

*Метою роботи є* вивчення способів прогнозу фізичних властивостей гірських порід або геологічних параметрів за відомим розподілом інших геолого-геофізичних параметрів.

*Завданням є* оцінка і визначення кореляційного зв'язку між основними фізичними характеристиками гірських порід по окремих регіонах, тектонічних зонах чи площах, зведених в таблиці у попередній роботі.

#### *Хід виконання роботи*

1) Вивчити елементарні способи оцінки ступеня зв'язку і прогнозу геолого-геофізичних параметрів, які наведені у п.1.5.2.

2) За даними зведеної таблиці фізичних властивостей проаналізувати залежності між швидкістю і густиною, густиною і магнітною сприйнятливістю (або намагніченістю) і інші  $[v=f(\sigma), \sigma=f(\chi), \rho=f(v), \rho=f(\sigma)]$  для основних типів порід. Порядок вивчення кореляційних залежностей такий: визначення коефіцієнту кореляції, оцінка ступеня кореляційної залежності, побудова рівняння і графіку регресії. На тому ж графіку має бути точкова залежність між табличними даними та смугаста залежність, визначена за мінімальними та максимальними значеннями параметрів. Графіки мають бути не менше формату А4/2.

3) За даними таблиці фізичних властивостей порід по конкретній площі проаналізувати залежності для усіх можливих пар фізичних параметрів гірських порід. Виділити пару, яка має найбільшу кореляційну залежність.

4) Вибрати дві залежності зі спільною фізичною властивістю і з найбільшою ступінню кореляції. По обраних трьом властивостях виконати багатовимірний кореляційний аналіз. Порядок визначення кореляційних залежностей такий же.

#### *Звіт*

1) Коефіцієнти кореляції, оцінка ступеня кореляційної залежності, рівняння та графіки регресії для пар: швидкість – густина, магнітна сприйнятливість (намагніченість) – густина.

2) Багатовимірні кореляційні залежності між фізичними параметрами за даними таблиць за тією ж схемою для обраної пари фізичних параметрів.

3) Аналіз кореляційних зв'язків; висновки.

#### *Питання для самоперевірки*

1) Оцінка кореляційного зв'язку між параметрами.

2) Кроки кореляційно-статистичного прогнозу геологічних параметрів.

3) Багатовимірний кореляційно-статистичний прогноз.

4) Призначення еталонних і прогнозних ділянок.

5) Умови достовірного прогнозу геологічних і фізичних параметрів.

6) Приклади кореляційних зв'язків між геологічними і фізичними параметрами.

### *Лабораторна робота 1.3*

#### *Геологічні задачі, що вирішуються геофізичними методами*

*Метою роботи є* набуття студентами навичок у формулюванні геологічних задач в певних геологічних умовах і у визначенні комплексу геофізичних методів для їхнього рішення.

*Завданням є* аналіз заданої геологічної ситуації по площі досліджень і обґрунтування комплексу геофізичних методів для рішення геологічних задач.

#### *Хід виконання роботи*

1) Нагадати області застосування і можливості геофізичних методів за матеріалами, напрацьованими у попередніх роботах.

2) Для виконання роботи потрібен геологічний розріз з літологією, стратиграфією і фізичними властивостями порід, представлених у розрізі. За умов відсутності частини даних щодо властивостей гірських порід - оцінити їх за літологією і умовами залягання порід з використанням літератури і матеріалів попередніх робіт. Студенти можуть скористатися геолого-фізичними матеріалами попередніх або поточних курсових робіт та матеріалами, представленими у п. 1.5.3.

3) Надати загальну характеристику геологічної будови, представленої на геологічному розрізі. План опису розрізу: вік, літологія товщ, порядок і глибини їхнього залягання, характер залягання геологічних границь.

4) Сформулювати геологічні завдання (3-5 геологічних завдань), що виникають при вивченні площ з подібним типом геологічної будови.

5) До розрізу скласти таблицю фізичних властивостей, доповнити її стратиграфією, літологією і інтервалом глибини залягання відповідних товщ. Наприклад породи, однакові за літологічним складом але різні за умовами залягання або віком мають бути представлені окремо (відповідно різними значеннями фізичних властивостей).

6) Користуючись складеною таблицею винести значення фізичних властивостей гірських порід на кожен товщу геологічного розрізу. Проаналізувати зміни фізичних властивостей по розрізу, характер і глибини залягання границь комплексів.

7) Встановити опорні горизонти (границі) для різних геофізичних методів.

8) На основі виконаного аналізу зробити висновки щодо можливостей кожного геофізичного методу (магніторозвідки, гравірозвідки, електророзвідки, сейсмозвідки) для рішення поставлених геологічних задач.

9) Результатом попередніх кроків має бути сформований раціональний комплекс геофізичних методів дослідження даної площі для рішення сформульованих раніш геологічних задач.

Приклад виконаного завдання наведений у п. 1.5.4.

#### *Звіт*

1) Умови і області застосування геофізичних методів.

2) Геологічний розріз (ксерокопія) зі стратиграфією, літологією і значеннями фізичних властивостей гірських порід, зведених у окрему таблицю.

3) Загальна геологічна характеристика будови району досліджень.

4) Аналіз змін фізичних властивостей порід по розрізу та геометрії границь комплексів, основні опорні горизонти.

5) Перелік геологічних завдань, які можна вирішити за допомогою геофізичних методів.

6) Аналіз можливостей геофізичних методів і їхній раціональний комплекс для рішення геологічних задач.

7) Висновки.

#### *Питання для самоперевірки*

1. Умови ефективного рішення геологічних задач геофізичними методами.

2. Области застосування геофізичних методів розвідки.
3. Методика оцінки можливостей геофізичних методів.
4. Принципи комплексування геофізичних методів.

#### *Лабораторна робота 1.4*

#### *Обґрунтування основних параметрів польових геофізичних спостережень (на прикладі гравірознавдкі і магніторозвідки)*

*Метою роботи є оволодіння елементарними методами обґрунтуванням геофізичних методів і параметрів польових спостережень.*

*Завданням є рішення прямих задач гравірознавдкі і магніторозвідки для елементарних тіл та розрахунків масштабу і точності польових геофізичних спостережень за параметрами теоретичних геофізичних аномалій.*

#### *Хід виконання роботи*

1) На моделі геологічного розрізу (лабораторна робота № 1.3) вибрати структуру, перспективну на поклади корисних копалин (газ, нафта або інше).

2) Визначити параметри структури (глибину залягання основи, амплітуду, простягання та абсолютні і надлишкові значення густини, намагніченості).

3) Нагадати теорію рішення прямих задач граві- магніторозвідки для елементарних тіл [16].

4) Розрахувати теоретичні аномалії поля для перспективних структур (рішити прямі задачі для елементарних тіл, які з задовільною точністю описують перспективні утворення у розрізі). У випадку тіл з відносно складною формою пряму задачу можна рішення для комбінації елементарних тіл. Наприклад якщо форма структур ближче до усіченої антиклінальної структури (структура з “обрізаною” частиною склепіння), то поле такої структури можна описати як різницеве: поле “повної” структури мінус поле “малої” структури, яка є “зрізаною” частиною склепіння. Такі ж комбінації дозволяють розрахувати аномалії від структур, у яких ВНК або ГНК вище основи. Зауваження: у моделі антиклінальної структури значення кута виходу поверхні структури з її основи має бути у межах:

$$0.75 \cdot (H-a) / \xi < \operatorname{tg} \alpha < 1.25 \cdot (H-a) / \xi,$$

де  $H$  – глибина залягання основи структури,

$a$  – глибина залягання її склепіння.

Усі розраховані графіки аномалій мають бути не менше формату А4/2.

5) Обґрунтувати геофізичні методи розвідки на основі порівняння параметрів теоретичних аномалій і можливої точності геофізичних спостережень.

6) Обґрунтувати основні параметри методики польових спостережень (масштаб, точність) за параметрами (інтенсивністю, простяганням) теоретичних аномалій.

Для рішення задач пошуку геологічних утворень відстань між пікетами спостережень по профілю має бути такою, щоб у межах простягання аномалії, де вона є більшою свого півмаксимуму, було не менше 3÷5 пікетів; точність спостережень –  $\varepsilon \ll 1/3 \div 1/5$  максимуму аномалій, зумовлених очікуваними геологічними утвореннями, мінімальних за своїми параметрами і які залягають на ймовірно максимальних глибинах. Якщо рішення задачі розвідки геологічних структур, то масштаб досліджень має бути більш крупним, точність – більш вищою. З досвіду досліджень структур, перспективних на поклади вуглеводнів, масштаб і точність гравіметричної зйомки, як правило, не перевищують 1:10000 і  $0.1 \cdot 10^{-5}$  м/с<sup>2</sup> відповідно, магнітометричної – 1:5000 і 4÷6 нТл.

7) За інструкціями гравірознавдкі і магніторозвідки [17, 18 або 16] уточнити параметри польових спостережень і категорію зйомки до проекту геофізичних робіт.

8) Визначити мінімальні розміри площі досліджень за даними про глибину і розміри пошукових (розвідувальних) утворень.

#### *Звіт*

1) Модель геологічного розрізу і параметри обраної структури, перспективної на поклади корисних копалин.

2) Рішення прямих задач гравірознавства і магнітознавства для обраних елементарних тіл та графіки теоретичних аномалій.

3) Оцінка основних параметрів польових магнітометричних і гравіметричних спостережень.

4) Параметри польових спостережень, категорія зйомки та розміри площі досліджень до проекту геофізичних робіт.

*Питання для самоперевірки*

1. Обґрунтування геофізичних методів розвідки.

2. Обґрунтування масштабу і точності польових геофізичних спостережень.

## 1.5 Допоміжні теоретичні положення та вихідні матеріали

### 1.5.1 Фізико-геологічні фактори, що впливають на фізичні властивості гірських порід

За *В.І.Антиповим* головними факторами, які визначають основні фізичні параметри порід із урахуванням ступеня їхнього впливу, є такі:

- Літологічний фактор (речовий склад, структура і текстура гірських порід).
- Віковий фактор, під яким розуміють тривалість впливу різних ущільнюючих або розущільнюючих факторів і який відображає особливості геологічного розвитку тієї чи іншої території у часі. Він, як правило, зберігає відносні відмінності фізичних властивостей окремих стратиграфічних комплексів порід.
- Фактор метаморфізму, що відображає вплив широкого діапазону різноманітних його процесів та є функцією літологічного складу порід і геологічного часу.

*Г.І.Петкевич* основними факторами (передусім в умовах Передкарпаття) вважає такі:

- Літологічний фактор.
- Гравітаційний, під яким розуміє механічний вплив товщ, які залягають вище.
- Тектонічний, тобто динамічні навантаження, що виникають у процесі тектогенезу.
- Метаморфізм, пов'язаний з геохімічними перетвореннями під впливом високих тисків, температур і розчинів.

*С.І.Субботін*, ґрунтуючись на узагальнених даних про густину порід Передкарпаття, стверджує про її залежність у першу чергу від літологічного складу і віку порід. Оскільки, як правило, з віком корелює глибина залягання порід, то є і залежність густини від глибини їхнього залягання. Але ступінь ущільненості порід з глибиною залежить від літології і тривалості статичного навантаження. Також він відмічає зростання густини при переході від молодих до більш древніх порід. Далі, якщо густина глин дашавської і стебницької свит з глибиною зростає, то густина пісковиків є функцією тільки стратиграфічного положення товщ.

*В.М.Дахнов* відмічає вплив на питомій електричній опір мінералогічного складу, відсоткового вмісту водних розчинів (обернена залежність), концентрації розчинених солей (обернена залежність), температури (обернена залежність). Опір менший вздовж нашарування порід. Зі зростанням віку опір, як правило, зростає, оскільки з віком породи зменшується її пористість.

*Вплив літологічних неоднорідностей.* У загальному випадку об'єкт "літологічна неоднорідність" може характеризуватись такими ознаками, як мінеральний склад, ступінь зцементованості, величина пористості, структура пустотного простору і таке інше, котрі можуть проявлятися по-різному, так що сумарний ефект у зміні певного фізичного параметру передбачити складно. Внаслідок цього породи різного літологічного типу можуть мати однакові значення фізичних параметрів. Так, швидкості пружних хвиль у мінеральних скелетах різних літологічних різновидів щільних порід перекриваються. А з урахуванням впливу пористості навіть такі різновиди, як вапняки, пісковики, глини, можуть мати близькі значення швидкостей (таблиця 1.2)

Таблиця 1.2 Залежність швидкості (км/с) повздовжніх хвиль від пористості  $k_p$  (заповнювачем є мінералізована вода,  $V_3 = 1600$  м/с)

Тип породи	$k_p$					
	<<1%	10%	15%	20%	25%	30%
Вапняк	5500	4400	4100	3700	3400	3200
Пісковик	4500	3800	3600	3300	3100	2900
Глина	3500	-	-	2800	2700	2600

Ще більший вплив на швидкість пружних хвиль в осадових породах мають ступінь зв'язності і структура пустотного простору. В певному діапазоні швидкостей (3500-4500 м/с) практично зустрічаються породи будь-якого літологічного типу (вапняк, пісковик, глина).

У загальному випадку швидкість пружних хвиль і характер її зміни в осадових породах Карпатського регіону перш за все залежать від літологічного складу порід і від степені їхнього ущільнення.

### 1.5.2 Кореляційний метод прогнозу геологічних і петрофізичних параметрів

У практиці геолого-геофізичних досліджень кореляційні залежності між фізичними параметрами часто використовують з метою рішення прогнозних задач. Так, якщо для певної товщі у межах площі досліджень є висока ступінь залежності між густиною та швидкістю пружних хвиль, то при відомому розподілу швидкості (густини) можна достовірно виконати прогноз розподілу густини (швидкості) у межах даної товщі.

Кореляційні залежності можна використовувати і між геофізичними полями та геологічними характеристиками. При пошуках структур, що перспективні на поклади вуглеводнів, або при вивченні будови фундаменту за геолого-геофізичними даними виконують структурні побудови по покрівлі літологічних горизонтів. Якщо породи геологічного розрізу достатньо однорідні у горизонтальному напрямку та обраний комплекс порід відрізняється густиною (намагніченістю, питомим опором) від товщ, що його покривають, то між аномаліями потенціальних полів та поведінкою покрівлі даного комплексу порід може спостерігатись кореляційна залежність. Рівень кореляції залежить від ступеня однорідності і складності геометрії покрівлі та підніжжя товщ.

Такі залежності між петрофізичними параметрами можна наближено описати лінійним рівнянням регресії:

$$\Delta y = a + b \cdot \Delta x, \quad (1.1)$$

де  $\Delta y$  – прогнозний розподіл надлишкових значень певного петрофізичного параметру по профілю чи площі; під надлишковим розуміють відхилення параметру від середньо-ефективного значення;

$\Delta x$  – відомий розподіл надлишкових значень іншого петро-фізичного параметру;

$a, b$  – коефіцієнти рівняння регресії.

Перед прогнозом слід оцінити достовірність рівняння регресії, тобто оцінити достовірність кореляційного способу прогнозу параметру. Оцінкою ступеня достовірності прогнозу є коефіцієнт кореляції:

$$r_{x,y} = \frac{\sum_i^N (\Delta y_i - \Delta y_{\text{mean}}) \cdot (\Delta x_i - \Delta x_{\text{mean}})}{N \cdot \sigma_y \cdot \sigma_x}, \quad (1.2)$$

де  $N$  – кількість взірців порід, за якими відомі значення обох параметрів;

$\Delta y_i$  – різниця значень “відомого” параметру між  $i$ -тим та обраним початковим взірцем;

$\Delta x_i$  – різниця значень “прогнозного” параметру для цих же взірців;

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{1}{N} \cdot \sum_i^N (\Delta y_i - \Delta y_{\text{mean}})^2}; \quad \sigma_x = \sqrt{\frac{1}{N} \cdot \sum_i^N (\Delta x_i - \Delta x_{\text{mean}})^2};$$

$$\Delta y_{\text{mean}} = \frac{1}{N} \cdot \sum_i^N \Delta y_i; \quad \Delta x_{\text{mean}} = \frac{1}{N} \cdot \sum_i^N \Delta x_i. \quad (1.3)$$

– середні квадратичні відхилення (стандарти) і середні значення відповідних параметрів.

Коефіцієнт кореляції змінюється у межах  $-1 \div +1$ . При  $r_{x,y} > 0$  залежність є прямо пропорційною, інакше - оберненою. При умові, що модуль коефіцієнта кореляції ближче до одиниці ( $|r_{x,y}| > 0.6$ ), рівняння регресії (1.1) можна використовувати для прогнозу відповідного параметру.

Коефіцієнти  $r_{x,y}$ , а і  $b$  визначають за даними одного або декількох опорних (еталонних) профілів, ділянок або свердловин (точок), по яких відомі значення обох параметрів. Коефіцієнти регресії розраховують із системи рівнянь способом найменших квадратів:

$$\begin{cases} \sum_i^N \Delta x_i - N \cdot a - b \cdot \sum_i^N \Delta y_i = 0, \\ \sum_i^N \Delta x_i \cdot \Delta y_i - a \cdot \sum_i^N \Delta y_i - b \cdot \sum_i^N \Delta y_i^2 = 0, \end{cases} \quad (1.4)$$

Достовірність і точність прогнозу за допомогою рівняння регресії можна оцінити за даними еталонних профілів (ділянок, свердловин), дані по яких не використовувались для визначення коефіцієнтів. Середньоквадратична похибка прогнозу розраховується за формулою:

$$\varepsilon = \pm \sqrt{\frac{\sum_i^N (x_i^t - x_i^p)^2}{2 \cdot N}} \quad (1.5)$$

де  $x^t$  – “відомі” значення прогнозного параметру;  
 $x^p$  – прогнозовані значення параметру.

Відносну похибку розраховують за формулою:

$$\varepsilon_r = \pm \frac{1}{N} \cdot \sum_i^N \frac{|x_i^t - x_i^p|}{x_i^t} \cdot 100\%. \quad (1.6)$$

Допустима відносна похибка не перевищує 20%.

Після визначення коефіцієнтів використовують рівняння регресії для оцінки розподілу шуканого параметру по “прогнозних” профілях, ділянках і будують розрізи, карти розподілу цього параметру (карти розподілу швидкостей тощо).

Зв'язки між петрофізичними параметрами  $\varepsilon$ , як правило, не парними, а багатомірними. Часто такі зв'язки існують завдяки залежності цих параметрів від інших геологічних, петрофізичних параметрів, не обов'язково відомих. Тому при достатньому обсязі геолого-геофізичних даних питання прогнозу прагнуть вирішувати за допомогою багатомірних кореляційно-статистичних зв'язків.

Для випадку залежності шуканого параметру від двох інших, тобто при  $\Delta x \approx f(\Delta y_1, \Delta y_2)$ , рівняння багатомірної регресії:

$$\Delta x = a + b_1 \cdot \Delta y_1 + b_2 \cdot \Delta y_2, \quad (1.7)$$

де  $\Delta y_1, \Delta y_2$  – розподіли надлишкових значень параметрів  $y_1, y_2$ ;

$$a = \Delta x_{\text{mean}} - b_1 \cdot \Delta y_{1\text{mean}} - b_2 \cdot \Delta y_{2\text{mean}};$$

$$b_1 = \frac{(r_{x,y1} - r_{x,y2} \cdot r_{y1,y2}) \cdot \sigma_x}{(1 - r_{y1,y2}^2) \cdot \sigma_{y1}}; \quad b_2 = \frac{(r_{x,y2} - r_{x,y1} \cdot r_{y1,y2}) \cdot \sigma_x}{(1 - r_{y1,y2}^2) \cdot \sigma_{y2}}. \quad (1.8)$$

Багатомірний коефіцієнт кореляції:



$$r_{x,y1,y2} = \sqrt{\frac{r_{x,y1}^2 - 2 \cdot r_{x,y1} \cdot r_{x,y2} \cdot r_{y1,y2} + r_{x,y2}^2}{1 - r_{y1,y2}^2}} \quad (1.9)$$

Достовірність прогнозу підвищується за таких умов:

1. В межах прогнозних профілів (ділянок) є опорні точки, в яких значення шуканого параметру відомі за даними буріння, електророзвідки або сейсмозвідки.
2. В межах прогнозних профілів (ділянок) відсутні тектонічні порушення, або є дані про розташування розломів та оцінка вертикальних зміщень границь. Тобто, прогноз у межах тектонічних блоків бажано виконувати відокремлено.

Більш детальне висвітлення кореляційно-статистичного методу прогнозу наведено у [12, 13].

### 1.5.3 Моделі геологічних розрізів (М 1:50000) для виконання лабораторної роботи 1.3

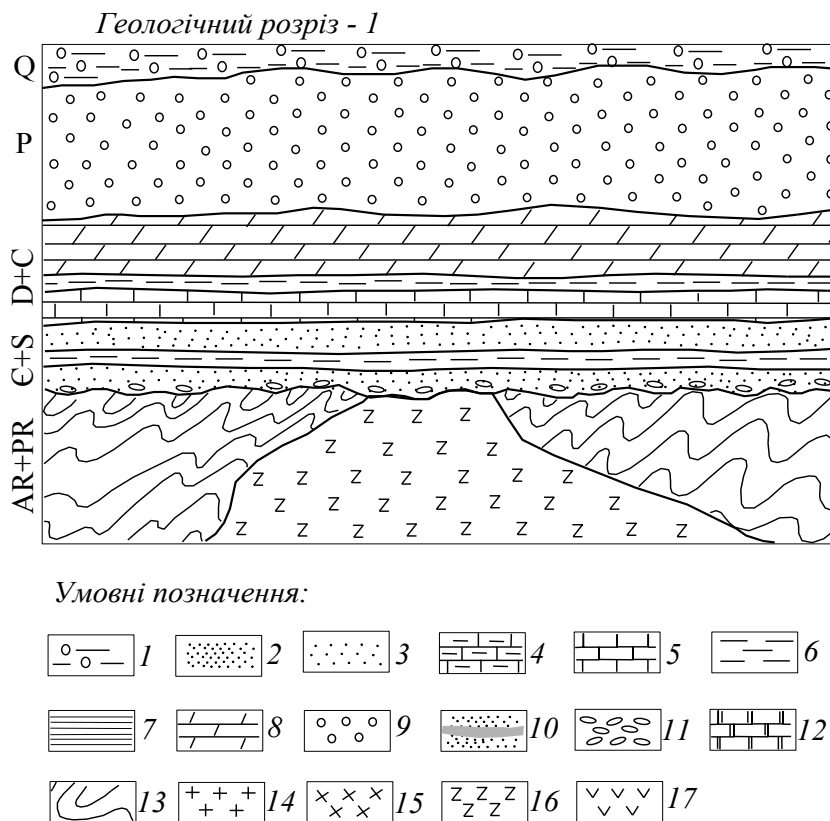


Рисунок 1.1 Модель геологічного розрізу-1

Підписи до рисунків 1.1÷1.5:

1- суглинки, пісок, галечник; 2- пісок; 3- пісковик; 4- мергель; 5- вапняк; 6- глина; 7- аргіліт, глинистий сланець; 8- доломіт; 9- галогенні породи; 10- пісок з прошарками вугля; 11- конгломерат; 12- карбонатні породи (без поділу); 13- дислоковані породи фундаменту; 14- граніт; 15- діорит; 16- габброїди; 17- вулканічні породи середнього складу.

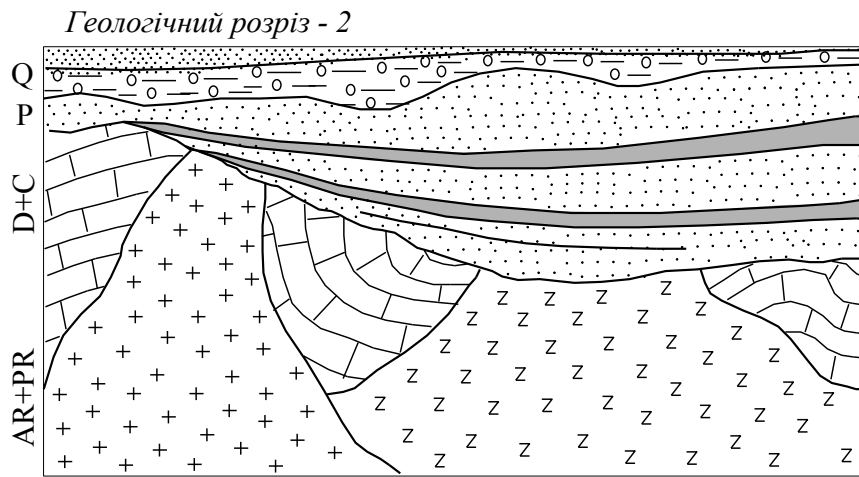


Рисунок 1.2 Модель геологічного розрізу-2

Таблиця 1.3 Фізичні властивості гірських порід, представлених на геологічних розрізах 1.1÷1.5

Вік порід	Літологія	Товщина шарів, м	$\chi, 4\pi \cdot 10^{-5}$ од СІ	$\sigma, 10^3$ кг/м <sup>3</sup>	$\rho, \text{Ом}\cdot\text{м}$	$\nu, 10^3$ м/с
Q	суглинки, пісок, галечник	5÷100	$\approx 0$	1.4÷1.7	0.3	1.5÷1.6
P	галогенні породи	1000÷2000	-10÷-3	2.1	$10^2 \div 10^8$	3.2÷5.2
D+C	доломіт	800÷1000	0÷25	2.3÷2.7	$2 \div 10^4$	2.2÷5.7
D+C	глина		0÷100	2.0÷2.5	0.5÷30	2.2÷4.0
D+C	вапняк		0÷25	2.2÷2.7	$2 \div 10^4$	2.2÷5.3
Є+S	пісковик	500÷700	0÷200	2.0÷2.6	$0.4 \div 10^4$	2.2÷3.8
Є+S	глина		0÷100	2.0÷2.5	0.5÷30	2.2÷4.0
Є+S	пісковик		0÷200	-	$0.4 \div 10^4$	2.2÷3.8
AR+PR	фундамент	-	0÷5000	2.6÷2.7	$10 \div 10^6$	4.0÷5.0
AR+PR	габброїди		100÷10000	2.7÷3.0	$10^2 \div 10^7$	4.0÷6.5

$\chi$  - магнітна сприйнятливність,  $\sigma$  - густина,  
 $\rho$  - питомий опір,  $\nu$  - швидкість пружних хвиль.

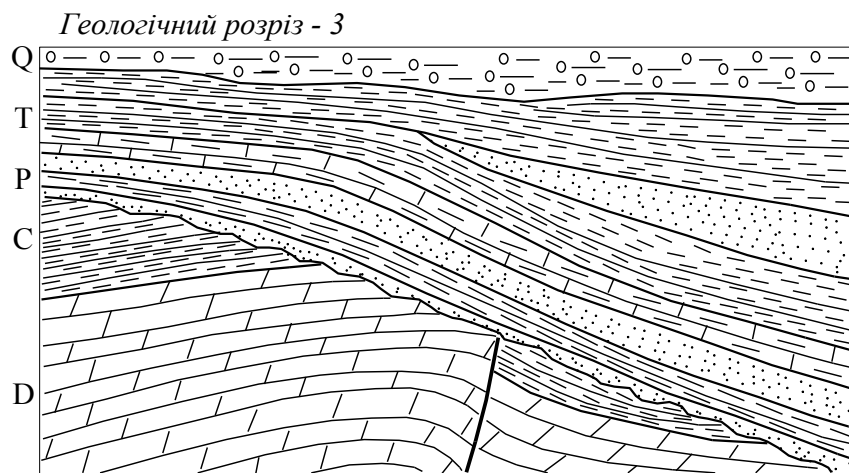


Рисунок 1.3 Модель геологічного розрізу-3

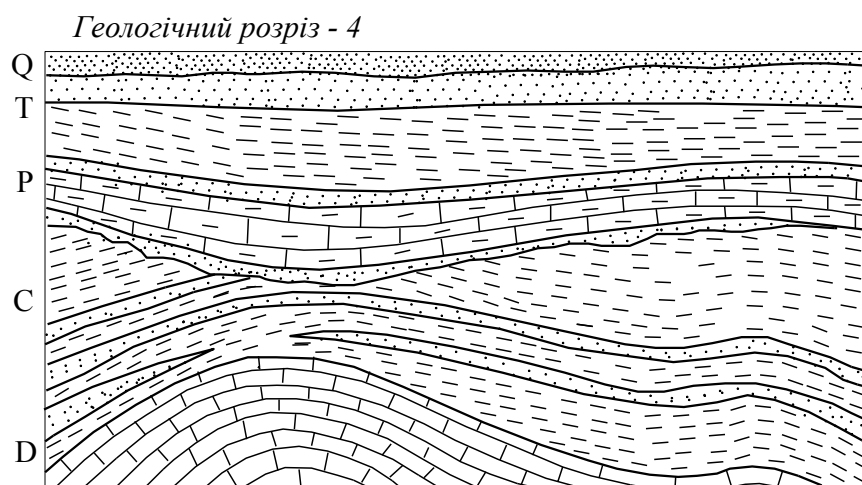


Рисунок 1.4 Модель геологічного розрізу-4

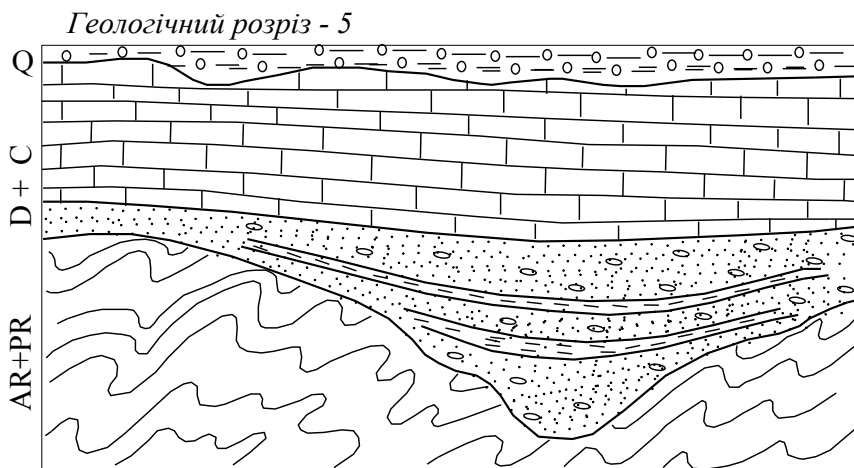


Рисунок 1.5 Модель геологічного розрізу-5

Умовні позначення для рисунків 1.2 – 1.5 на рисунку 1.1.

Фізичні властивості порід визначаються за даними таблиці 1.3

Моделі геологічного розрізу також можна вибрати в роботах [14, 15], або в рекомендованій літературі.

1.5.4 Приклад виконаного завдання. Геологічні задачі, що вирішуються геофізичними методами

Основне геологічне завдання полягає в уточненні геологічної будови розрізу за допомогою геофізичних методів.

Коротка характеристика геологічної будови території, представленій на моделі геологічного розрізу (рисунок 1.1) наступна. У розрізі виділяються два структурних поверхи: верхній, представлений осадовим чохлам та нижній, представлений кристалічними породами фундаменту.

Осадовий чохлам складений утвореннями порід четвертинної системи і палеозою, які розділені на ряд комплексів за літологічними ознаками.

Перший комплекс представлений рихлими піськово-глинистими та гравійними відкладами з товщиною від 5 до 30м. Галогенні породи пермі (кам'яна сіль, гіпс) заміняють породи четвертинної системи по різкій границі розмиву. Їхня ймовірна товщина оцінюється в 1000÷2000м. Третій комплекс складений доломітами, вапняками і глинами девону та карбону, його товщина досягає 800÷1000м. Четвертий комплекс, що за віком відноситься до силуру, ордовіку і кембрію, складений глинами і щільними пісковиками, в підшві яких залягають конгломерати. Товщина четвертого комплексу оцінюється в 500÷700м.

Така геологічна будова є достатньо типовою для областей стародавніх платформ, які характеризуються наявністю галогенних комплексів у розрізі. Для районів з подібним типом розрізу, виходячи з наведеної геологічної характеристики, можна поставити наступні геологічні задачі:

- 1) розчленування чохла осадових утворень на літологічні комплекси та простежування їхніх границь;
- 2) виявлення характеру залягання порід в межах кожного літологічного комплексу;
- 3) визначення загальної товщини осадового чохла;
- 4) отримання даних про рельєф фундаменту (вирішується одночасно із попередньою задачею);
- 5) вивчення структури фундаменту та виявлення інтрузивних утворень (з визначенням їхнього складу).

Розглянемо фізичні властивості гірських порід з урахуванням глибини залягання порід, типу границь та характеру залягання комплексів порід.

Магнітні властивості порід і магніторозвідка. Породам верхнього структурного поверху притаманні малі значення магнітної сприйнятливості  $\chi$  (практично немагнітні) і тільки галогенні породи пермі відзначаються від'ємними значеннями  $\chi$ , тобто є діамагнітними. Тому, галогенні породи при значній потужності мають створювати загальний від'ємний, невеликий за значеннями, рівень магнітного поля.

Дислоковані породи фундаменту характеризуються великими значеннями  $\chi$ . Основні породи інтрузивного масиву характеризуються максимальними значеннями  $\chi$ . Таким чином, за даними магніторозвідки можуть бути зафіксовані аномалії магнітного поля, створені інтрузіями основного складу. Отже, зі всіх поставлених геологічних задач за результатами магніторозвідки можна очікувати висновки про можливу наявність у розрізі інтрузивних утворень основного складу. А провівши кількісну інтерпретацію додатних аномалій магнітного поля (наприклад, зробивши розрахунки глибини залягання верхньої кромки магнітоактивних мас), можна буде оцінити з похибкою в 20÷30% глибину залягання поверхні фундаменту. Якщо ж інтрузивні утворення залягають нижче поверхні фундаменту, то обраховані глибини дадуть оцінку максимально можливої товщини осадового чохла.

Густинна характеристика порід і гравірознавка. За характером залягання порід по розрізу осадового чохла можна зробити висновок, що складова гравітаційного поля, обумовлена осадовою товщею, є практично безаномальною. Інтрузії основного складу мають додатну надлишкову густину  $(0.1\div 0.4)\cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> і тому можуть обумовлювати додатні аномалії, які досягають максимальних значень над центрами тяжіння інтрузивних тіл. Таким чином, за даними комплексу магніторозвідки та гравірознавки можна виявити інтрузивні утворення основного складу.

Методи електророзвідки. Значення питомого електричного опору по розрізу такі, що великої потужності галогенні породи пермі фактично екранують електричне поле і воно не проникає в більш глибокі горизонти. Тобто за допомогою методів електророзвідки на постійному струмі можливо вирішувати геологічні задачі, які обмежені будовою при поверхневого осадового комплексу. Методи магнітотеллуричного зондування (МТЗ) та зондування становленням поля (ЗС) дозволить вирішити задачі розчленування осадової товщі і визначити глибину та форму рельєфу порід фундаменту.

Пружні властивості гірських порід та характер границь між товщами і можливості методів сейсмічної розвідки. Відомо, що умовою виникнення заломлених хвиль є:

$$v_{n+1} > v_n, \quad (1.10)$$

де  $v_{n+1}$  - швидкість в товщі, що підстилає,

$v_n$  - швидкість в товщі, що покриває.

Ця умова виконується на границі між четвертинними відкладами і галогенними породами пермі та на границі між осадовими породами і фундаментом.

Аналіз швидкостей порід розрізу вказує на можливість реєстрації заломлених хвиль від поверхні галогенної товщі і проблематично – від поверхні фундаменту. Так, три наступні границі (підшва галогенних порід, підшва верхньої товщі глин та підшва верхньої товщі пісковиків) можуть бути, або не бути заломлюючими в залежності від того, якими значеннями швидкостей володіють породи даного розрізу. Якщо характеризувати глини та пісковики у розрізі мінімальними значеннями швидкостей, то ці границі будуть заломлюючими. Якщо характеризувати глини та пісковики середніми значеннями швидкостей, то ці границі можуть і не бути заломлюючими. Крім того, якщо галогенні породи володіють максимальними значеннями швидкостей, то це може служити значною перепорою для реєстрації заломлених хвиль, що відповідають поверхні

фундаменту (на поверхні фундаменту можуть виникати і рефраговані заломлені хвилі, що відрізняються від заломлених головних хвиль).

Умовою виникнення відбитих хвиль є нерівність:

$$\sigma_n \cdot v_n \neq \sigma_{n+1} \cdot v_{n+1}, \quad (1.11)$$

де  $\sigma_n \cdot v_n$  та  $\sigma_{n+1} \cdot v_{n+1}$  – акустичні жорсткості товщ, які покривають та підстилають відповідно.

На розрізі відмічаються границі між товщами, на яких, судячи з фізичних властивостей, можна очікувати виникнення відбитих хвиль. Крім того, відомо, що і в межах товщ спостерігаються ділянки невеликого простягання, на яких можуть утворюватись відбиті хвилі, а саме в межах товщ осадового комплексу (особливо, які є прошарковими, глинистими та карбонатними) існують такі умови для виникнення відбитих хвиль від площадок невеликого простягання. Однак не всі з відмічених границь по розрізу можуть бути виявлені за методом відбитих хвиль. Внаслідок малої глибини залягання першої границі відбиті від неї хвилі будуть інтерферувати з хвилями-завадами (прямою хвилею) і тому не будуть виділеними на сейсмограмах на фоні завад. В підсолевих прошаркових товщах можуть виникати хвилі-завади типу багатократних. Останні обставини призводять до необхідності використання систем спостереження з багатократним перекриттям, наприклад за методом спільної глибинної точки (МСГТ).

Таким чином, можна очікувати, що методами гравірозвідки та магніторозвідки можуть бути вивчені інтрузивні утворення в межах фундаменту та оцінена максимально можлива товщина осадового чохла. Методами МТЗ і ЗС можна буде дослідити глибину та рельєф поверхні фундаменту. Методом заломлених хвиль можна отримати глибину залягання та форму подошви четвертинних покладів, методом відбитих хвиль – глибину, потужність та характер залягання товщ в підсолевому комплексі порід, а за комплексом відбитих та заломлених хвиль можна дослідити рельєф та глибину залягання поверхні фундаменту.

#### ПЕРЕЛІК РЕКОМЕНДОВАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Степанюк В.П., Петровський О.П., Анікеєв С.Г. Нафтогазопозшукова геофізика. Підручник. – Івано-Франківськ. ІФНТУНГ, 2010. – 296с.
2. Литвиненко О.К., Петренко В.С. Сборник лабораторных работ по курсу геологическая интерпретация геофизических данных. – М.: Недра, 1978. –151с.
3. Антипов В.І., Мельничук М.И., Лизанец В.Г. Взаимозависимость и обусловленность основных физических параметров горных пород. Изд-во. Львовского университета, 1969. – 76с.
4. Степанюк В.П. Фізичні властивості гірських порід. Навчальний посібник. – Івано-Франківськ. Факел, 2001. – 200с.
5. Кобранова В.Н. Физические свойства горных пород. – М.: Недра. 1976.
6. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Под редакцией Дортман Н.Б. –М.: Недра, 1976.
7. Справочник геофізика. Физические свойства горных пород. – М.: Недра, 1991. – 480с.
8. Познанская Н.Ф. Магнитные параметры вещества глубин-ных зон земной коры. – Киев: Наук. Думка, 1984. – 124с.
9. Сапужак Я.С., Шамотко В.И., Кравченко А.П. Геоэлектрические модели и методы исследования структур запада Украины. – Киев: Наук. Думка, 1990. – 188с.
10. Вольвовский Б.С., Кунин Н.Я., Терехин Е.И. Краткий справочник по полевой геофизике. -М.: Недра, 1977 –391с.
11. Литвиненко О.К. Геологическая интерпретация геофизических данных. – М.: Недра, 1983, – 208с.

12. Жданов М.С., Шрайбман В.И. Корреляционный метод разделения геофизических аномалий. М.: Недра, 1973. -128с.
13. Справочник геофизика. Вычислительная математика и техника в разведочной геофизике. – М.: Недра, 1990.
14. Атлас родовищ нафти і газу України. Під ред. М.М. Іванюти, В.О. Федішина і інш. Львів, -1998.
- 15 Мончак Л.С., Омельченко В.Г. Основи геології нафти і газу: Підручник для вузів. – Івано-Франківськ. Факел, 2004. – 276с.
16. Анікеєв С.Г., Степанюк В.П. Гравірознавдя і Магніторозвідка. Навчальний посібник. – Івано-Франківськ. Факел, 2010. – 246с.
17. Инструкция по гравиметрической разведке. М.: Недра, 1975. – 88с.
18. Инструкция по магниторазведке. Л.: Недра, 1981. – 264с.