МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

С. А. ВИЖВА
В. І. ОНИЩУК
І. І. ОНИЩУК
М. В. РЕВА

ІНЖЕНЕРНА ГЕОФІЗИКА

Підручник

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

КИЇВСЬКИЙ ВПЦ 2018 УНІВЕРСИТЕТ

УДК 550.3:624.131.1:502.5/.7(075.8)
І-62

Рецензенти:
д-р геол. наук, проф. О. М. Карпенко
(Київський національний університет імені Тараса Шевченка),

д-р геол. наук, проф. М. І. Орлюк
(Інститут геофізики НАН України)

Рекомендовано до друку вченою радою Інституту геології
(протокол № 3 від 19 жовтня 2017 року)

Ухвалено науково-методичною радою
Київського національного університету імені Тараса Шевченка
(протокол № 3-17/18 н. р. від 19 березня 2018 року)

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Підписано не для друку

І-62 Інженерна геофізика : підручник / С. А. Вижва, В. І. Онищук, І. І. Онищук, М. В. Рева.– К. : ВПЦ "Київський університет", 2018. – 592 с.

ISBN 978-966-439-997-2

Викладено фізико-геологічні основи методів інженерної геофізики, охарактеризовано основні природні та техногенні об'єкти і процеси, для вивчення яких застосовують інженерно-геофізичні дослідження. Розглянуто геолого-геофізичні передумови їхнього використання. Наведено приклади практичного застосування геофізичних методів для вирішення деяких конкретних завдань інженерної геології та геоекології.

Для студентів вищих навчальних закладів, а також фахівців-геофізиків наукових і виробничих організацій.

УДК 550.3:624.131.1:502.5/.7(075.8)

ISBN 978-966-439-997-2

© Вижва С. А., Онищук В. І.,
Онищук І. І., Рева М. В., 2018
© Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ВПЦ "Київський університет", 2018

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА 7
ВСТУП 9
Розділ 1 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОФІЗИЧНИХ МЕТОДІВ ДОСЛІДЖЕНЬ 11
1.1. Класифікація геофізичних методів 11
1.2. Сейсморозвідка 16
1.2.1. Фізико-геологічні основи сейсморозвідки 17
1.2.2. Апаратура інженерної сейсморозвідки 33
1.2.3. Методика і техніка сейсморозвідувальних спостережень 35
1.2.4. Обробка та інтерпретація експериментальних даних 51
1.2.5. Взаємозв'язок сейсмічних та інженерно-геологічних параметрів порід 66
1.3. Електророзвідка 79
1.3.1. Загальні положення 79
1.3.2. Класифікація електромагнітних методів 81
1.3.3. Електромагнітні властивості гірських порід 84
1.3.4. Геоелектричний розріз та його характеристики 92
1.3.5. Зв'язок електричних параметрів з фізико-механічними й водно-фізичними властивостями гірських порід 95
1.3.6. Електророзвідувальна апаратура 102
1.3.7. Установки методів опору 106
1.3.8. Методика електричних зондувань 112
1.3.9. Інтерпретація електричних зондувань 117
1.3.10. Методи електричного профілювання 143
1.3.11. Принципи інтерпретації результатів електропрофілювання 153
1.3.12. Електротомографія 163
1.3.13. Метод зарядженого тіла 182
1.3.14. Електрохімічні методи електророзвідки 183
1.3.15. Методи низькочастотних індукційних електромагнітних зондувань 205
1.3.16. Методи низькочастотних індуктивних профілювань 208
1.3.17. Високочастотні методи електророзвідки 218
1.4. Магніторозвідка 262
1.4.1. Фізико-геологічні основи магніторозвідки 262

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Електронний архів бібліотеки

1.4.2. Польові магнітометричні дослідження 267
1.4.3. Обробка та інтерпретація магнітометричних даних 270
1.5. Гравірозвідка 275
1.5.1. Фізико-геологічні основи гравірозвідки 275
1.5.2. Польові гравіметричні дослідження 277
1.5.3. Інтерпретація гравіметричних даних 279
1.6. Ядерна геофізика 284
1.6.1. Фізико-геологічні основи ядерної геофізики 284
1.6.2. Методика ядерно-геофізичних досліджень 289
1.6.3. Інтерпретація ядерно-геофізичних даних 299
1.7. Терморозвідка 302
1.7.1.Фізико-геологічні основи терморозвідки 303
1.7.2. Методика термометричних досліджень 304
1.7.3. Інтерпретація даних термометрії 306
1.8. Особливості методики та завдання комплексних інженерно-геофізичних досліджень 308
Контрольні запитання 318

Розділ 2. ГЕОФІЗИЧНІ МЕТОДИ ПРИ ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ ЗЙОМКАХ 321

2.1. Дрібномасштабна гідрогеологічна та інженерно-геологічна зйомки 324
2.2. Середньомасштабна гідрогеологічна зйомка 326
2.3. Великомасштабна гідрогеологічна зйомка 329
2.4. Середньомасштабна інженерно-геологічна зйомка 332
2.5. Великомасштабна інженерно-геологічна зйомка 333
2.6. Спеціалізована зйомка з метою меліорації земель 334
Контрольні запитання 336

Розділ 3. ГЕОФІЗИЧНІ МЕТОДИ ПРИ ПОШУКАХ І РОЗВІДЦІ РОДОВИЩ ПІДЗЕМНИХ ВОД 337

3.1. Пошуки джерел централізованого водозабезпечення 337
3.2. Пошуки термомінеральних вод 359
Контрольні запитання 364

Розділ 4. ГЕОФІЗИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ПРИ ВИВЧЕННІ ЕКЗОГЕННИХ ПРОЦЕСІВ 365

4.1. Вивчення процесів підтоплення земель 365
4.1.1. Приклад застосування комплексних геофізичних досліджень при вивченні підтоплення 376

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Візія на пля друку

4.2. Вивчення зсувних процесів 391
4.2.1. Фізико-геологічні передумови застосування геофізичних методів при вивченні зсувів 395
4.2.2. Комплексні геофізичні дослідження зсувів 401
4.2.3. Застосування геофізичних методів при прогнозуванні зсувних процесів 409
4.3. Геофізичні дослідження карстових процесів 415
4.3.1. Фізико-геологічні передумови застосування геофізичних методів при вивченні карсту 417
4.3.2. Комплекс геофізичних досліджень карсту 423
4.3.3. Досвід застосування геофізичних методів при вивченні карсту 435
Контрольні запитання 444

Розділ 5. ІНЖЕНЕРНО-ГЕОФІЗИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ПРИ РІЗНИХ ВИДАХ БУДІВНИЦТВА 445

5.1. Комплекс геофізичних досліджень для забезпечення будівництва атомних і теплових електростанцій 446
5.2. Комплекс геофізичних досліджень при будівництві гідротехнічних споруд 448
5.2.1. Раціональний комплекс геофізичних досліджень 452
5.2.2. Геофізичні дослідженя з метою вибору проммайданчика ГЕС "Сенже" 454
5.2.3. Вивчення трас каналів 468
5.2.4. Неруйнівний контроль стану гідротехнічних споруд за допомогою геофізичних методів 469
5.3. Комплекс геофізичних досліджень при будівництві транспортної інфраструктури 475
5.3.1. Геофізичні дослідження трас залізничних і автомобільних доріг 475
5.3.2. Геофізичні дослідження трас магістральних трубопроводів 477
5.3.3. Вивчення трас магістральних ліній електропередачі 482
5.4. Комплекс геофізичних досліджень при будівництві гірничодобувних об'єктів і підземних споруд 482
5.4.1. Геофізичні дослідження для забезпечення будівництва кар'єрів 483
5.4.2. Геофізичні дослідження при вивченні інженерно-геологічних і гідрогеологічних умов родовищ твердих корисних копалин 489

Видавничий поліграфічний центр Київського університету. Вербове поле для друку

5.4.3. Геофізичні дослідження
при вивченні обводнення гірничих виробок 490
5.4.4. Геофізичні дослідження при проектуванні
й будівництві тунелів 491
5.5. Уточнення сейсмічності площ будівництва 493
5.5.1. Метод інженерно-геологічних аналогій 495
5.5.2. Метод сейсмічних жорсткостей 496
5.5.3. Метод реєстрації мікросейсм 503
5.5.4. Метод реєстрації коливань ґрунтів при вибухах 504
Контрольні запитання 506

Розділ 6. ГЕОЕКОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ 507

6.1. Вивчення забруднення довкілля хімічними
речовинами 510
6.1.1. Особливості геолого-геофізичних моделей
при вивченні техногенного забруднення довкілля 514
6.1.2. Вивчення забруднення геологічного середовища
геофізичними методами 515
6.1.3. Комплексування геофізичних методів для
вивчення забруднень геологічного середовища 518
6.2. Приклади практичного застосування комплексу
геофізичних методів при геоекологічних дослідженнях 520
6.2.1. Дослідження техногенного забруднення
від сільськогосподарських об'єктів 520
6.2.2. Дослідження техногенного забруднення
територій міських агломерацій 543
6.2.3. Дослідження забруднення ґрунтів
і порід нафтопродуктами 563
6.2.4. Геофізичні дослідження при вивченні
радіоактивного забруднення довкілля 573
Контрольні запитання 582

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ 584

ПЕРЕЛІК СКОРОЧЕНЬ 588

Видавничий центр "Київський університет"
Всі права на друку

ПЕРЕДМОВА

Розвиток сучасного суспільства неможливий без відкриття, розвідки й раціональної експлуатації джерел мінеральної сировини, а також вивчення особливостей природних умов довкілля. Упродовж багатьох десятиліть геофізичні методи досліджень розвивалися під впливом вимог підвищення ефективності пошуків і розвідки корисних копалин, з яких пріоритетними були нафта і газ. Відповідно до цього геофізична апаратура, системи спостережень і способи інтерпретації експериментальних даних удосконалювалися з метою збільшення роздільної здатності та глибинності методів геофізики. Типові дослідження пов'язані з вивченням плікативних і диз'юнктивних структур на глибинах до декількох кілометрів. Підвищувалась також глибинність розвідки рудних родовищ, яка досягає на сучасному етапі сотень і навіть тисяч метрів.

Інженерна геофізика вивчає верхню частину земної кори, яка суттєво впливає на геоекологічну обстановку території проживання й господарської діяльність людини. Це товща гірських порід, потужність якої в більшості випадків не перевищує десятків метрів, рідше перших сотень, і як виняток, наближається до тисячі метрів. Досвід геолого-геофізичних досліджень показує, що приповерхнева частина геологічного середовища є не менш складним об'єктом вивчення, ніж глибинні товщі порід.

Незважаючи на досить значну роль інженерно-геофізичних методів у геологорозвідувальному процесі, на сучасному етапі відчувається дефіцит відповідної спеціальної навчальної літератури. Це й викликало необхідність написання підручника на основі конспектів лекцій та лабораторних робіт з нормативних курсів "Інженерна геофізика", "Комплексування геофізичних методів", "Електрометрія" та "Ядерна геофізика", які протягом тривалого часу викладають студентам на кафедрі геофізики геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

При укладанні підручника перед авторами виникла проблема, пов'язана з неможливістю викласти в повному обсязі весь матеріал, який зазвичай міститься в спеціалізованих підручниках з кожного

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Вертається для друку

геофізичного методу. Тому в підручнику в дещо скороченому обсязі наведено методику й техніку геофізичних досліджень, що застосовуються для вирішення різноманітних завдань гідрогеології, інженерної геології та геоекології. Була врахована також зростаюча роль самостійної роботи студентів, у процесі якої освоєння сучасної методики та високоавтоматизованої апаратури на основі постійно поновлюваних методичних посібників є справою цілком реальною. У підручнику наводяться приклади практичного застосування геофізичних методів для вирішення деяких конкретних завдань інженерної геології та геоекології, покликаних дати студентам уявлення про геофізичні комплекси та форму надання результатів досліджень.

У першому розділі книги викладені коротка характеристика методів польової геофізики та основні принципи комплексування геофізичних досліджень. У наступних п'яти розділах підручника висвітлюються питання застосування геофізичних методів при вирішенні різноманітних народногосподарських завдань, а саме: гідрогеологічних та інженерно-геологічних зйомках, пошуках і розвідці родовищ підземних вод, вивченні екзогенних процесів, у будівельній галузі та при геоекологічних дослідженнях. До книги включено також контрольні запитання та рекомендовану літературу для кожного розділу.

Більша частина наданих у підручнику ілюстрацій і таблиць виконані для цього видання. Деякі рисунки і таблиці запозичені з публікацій, наведених у списку літератури. Посилання на них у тексті не даються – вони громіздкі й для підручника навряд чи актуальні, оскільки жоден з його розділів не претендує на наукові пріоритети.

Автори підручника будуть щиро вдячні за всі зауваження і пропозиції щодо поліпшення його структури та змісту, які просимо надсилати безпосередньо авторам на кафедру геофізики Київського національного університету імені Тараса Шевченка за адресою: 03022, м. Київ, вул. Васильківська, 90, к. 327, 322.

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія для друку

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 геоекології.

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 інженерна 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.

Інженерна 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). Особливо тісно пов'язана інженерна геофізика з інженерною геологією, оскільки, цілі й завдання цих двох наук по суті ідентичні, а їхня відмінність визначається специфі-

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Зверніть на цю книгу

кою підходу до пізнання геологічного середовища. Отже, інженерна геофізика відрізняється від інших розділів геофізики як предметом, так і способами досліджень.

Призначення інженерної 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 інженерної 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 (процесів підтоплення, карсту, зсувів, багаторічної мерзлоти).

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

5. Вивчення властивостей і стану гірських порід та їхніх змін у межах площ, що перебувають під впливом техногенного навантаження.

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

Видавництво Національного університету "Київський університет" Зверсія на друку

Розділ 1

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 (вміщувальних) 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-

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія на для друку

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.

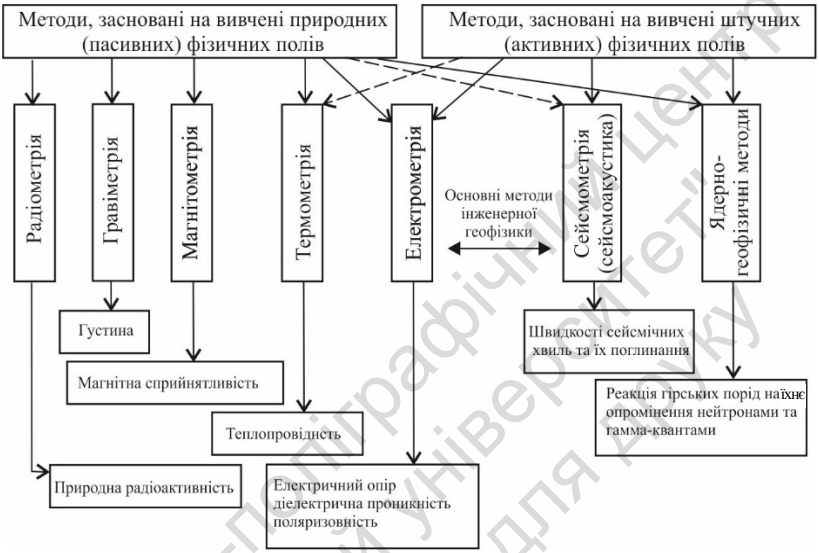


Рис. 1.1. Класифікація геофізичних методів відповідно до фізичних властивостей гірських порід

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, гравірозвідка, 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, сейсморозвідка, більшість видів каротажу та методів ядерної геофізики.

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

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 заміняється геологічною моделлю, яка враховує найбільш суттєві елементи геологічної будови тієї чи іншої ділянки земної кори. На другому етапі геологічна модель заміняється 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

Видавництво Криворізького національного університету
Електронна версія

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-

Видавничий центр ЧНУ ім. Б. Хмельницького

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 гравірозвідку, магніторозвідку, більшість методів електророзвідки, сейсморозвідку, 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 сейсморозвідки, 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-

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету імені Бориса Грінченка

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

Видавництво поліграфічний центр "Київський університет" Версія для друку

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 променю. У поперечної хвилі зміщення (зсуви) відбуваються в площині, нормальній до променю. 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:

$$V_{\mathrm{P}} = \sqrt{\frac{E(1-\mu)}{\delta(1+\mu)(1-2\mu)}}; \quad V_{\mathrm{S}} = \sqrt{\frac{E}{2\delta(1+\mu)}}; \quad \frac{V_{\mathrm{P}}}{V_{\mathrm{S}}} = \sqrt{\frac{2(1-\mu)}{1-2\mu}},$$

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Безкоштовне видання

де μ – коефіцієнт Пуассона; E – модуль поздовжньої пружності, або модуль Юнга; δ – 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).

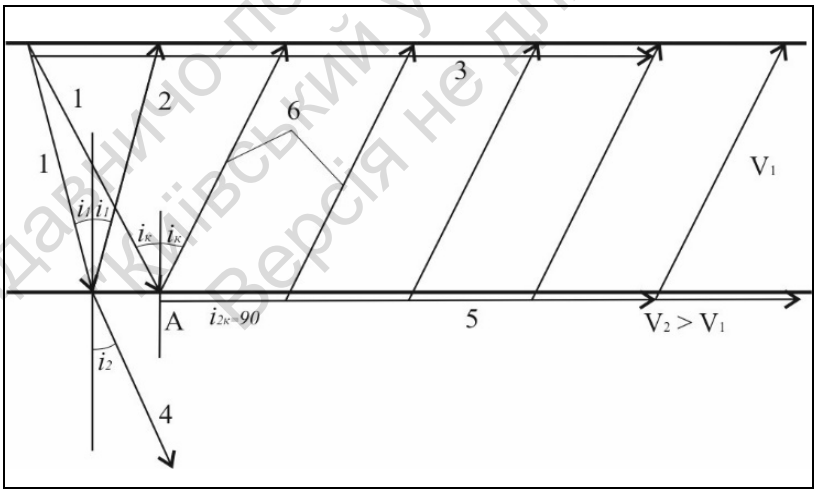


Рис. 1.2. Схема ходу променів сейсмічних хвиль різних типів:
хвилі: 1 – набіжна; 2 – відбита; 3 – пряма; 4 – заломлена прохідна; 5 – заломлена ковзна; 6 – заломлена головна

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія не для друку

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 релеївського 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 релеївської 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,

Видавничий центр КНУБА

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 α.

Переважне застосування в інженерній сейсморозвідці отримав 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). Зупинимося 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 $i_2 = 90°$. Цей кут падіння набіжної хвилі в даній точці називається *критичним* ($i_1 = i_к$) і відповідно до закону синусів він визначається: $\sin i_к = V_1/V_2$. Отже, у результаті падіння на межу поділу набіжної хвилі під критичним кутом $i_к$ у підстильному середовищі

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Зверніть, не для друку

виникає ковзна вздовж межі поділу пружна хвиля, яка поширюється вздовж межі зі швидкістю V_2 (рис. 1.2). Ковзна хвиля під час свого поширення збурює у верхньому середовищі пружну хвилю, яка поширюється на денну поверхню зі швидкістю V_1 під критичним кутом $i_к$ (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 установлено на практиці, швидкості сейсмічних хвиль уздовж і поперек нашарування можуть істотно відрізнятися за величиною, то перші в сейсморозвідці отримали назву межових ($V_г$), а другі – пластових швидкостей ($V_п$). Під час відбиття й заломлення хвиль на межах поділу крім монотипних поздовжніх і поперечних хвиль можуть утворюватися й обмінні хвилі різних типів.

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Верлянчук Д.Ю.

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 вздовж 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 вздовж заданої лінії профілю або в межах певної площі. При цьому визначають час прибуття хвилі в кожну 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,

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Безоплатно, не для продажу

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 $t_{\text{п}} = \dfrac{2h}{V_1 \cdot \cos i}$. Координата $x_{\text{п}}$ є "мертвою зоною" для головної хвилі – відстанню від випромінювача, у межах якої головна хвиля відсутня. Продовження годографа відсікає на осі ординат час t_0: $t_0 = \dfrac{2h \cdot \cos i}{V_1}$.

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.

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія не для друку

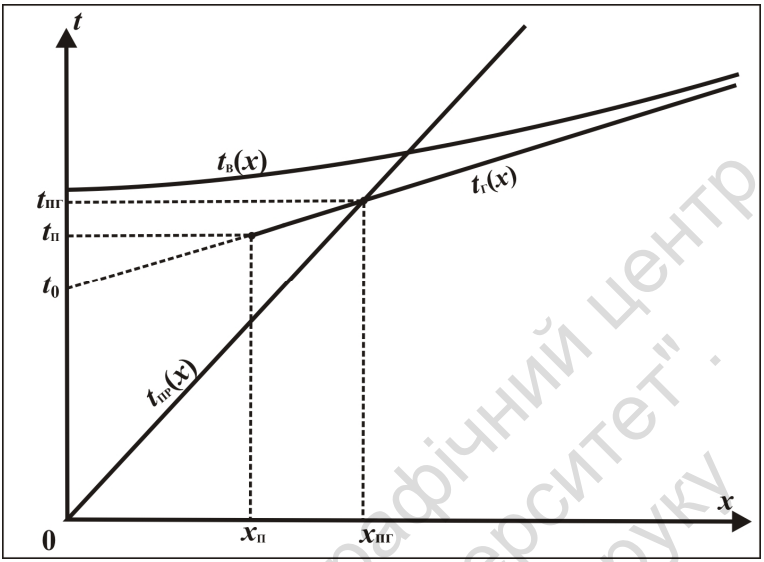


Рис. 1.3. Типи годографів сейсмічних хвиль:
годографи: $t_{пр}(x)$ – прямої хвилі; $t_г(x)$ – заломленої головної хвилі; $t_в(x)$ – відбитої хвилі

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

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

За наявності декількох заломлювальних меж послідовно реєструються головні хвилі від усе більш глибоких меж поділу. При цьому нахил відповідних відрізків годографа може змінюватися залежно від швидкості хвиль, ковзних уздовж заломлювальних меж.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

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

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

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

Загальний вираз для рівняння годографа в багатошаровому 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 сейсморозвідці, 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.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Вороніне поля науку

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 ізотропному 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 $V_ф$ – 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 $V_г$ – швидкість, з якою заломлена хвиля поширюється вздовж заломлювальної межі. Ця швидкість визначається в результаті обробки спостережених годографів.

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

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

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

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

Видавничо-поліграфічний центр
«Київський університет»
Вебсайт не для продажу

Геологічні основи сейсморозвідки. 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 рефрагованих хвиль, пов'язаних з цими неоднорідностями. Це дозволяє використовувати сейсморозвідку 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 сейсморозвідку 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 сейсморозвідку 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 сейсморозвідувальних 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

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"

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 слідують 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.

Видавничий поліграфічний центр Київський університет Версія ПЕ для друку

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 сотень 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

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету

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

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Безоплатне для ПРОУ

ґрунтових 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 чохлом, 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 підошву 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 підошві 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-

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет

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 підошва 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.

Підошва 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.

Видавництво Українського державного університету "Львівська політехніка"
Версія не для друку

1.2.2. Апаратура інженерної сейсморозвідки

Сейсморозвідувальна апаратура. Призначення сейсморозвідувальної 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 сейсморозвідки. 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 носієві інформації. Сейсмічний реєструвальний канал складається із сейсмоприймачів і сейсморозвідувальних станцій. За кількістю каналів розрізняють одноканальні сейсмічні установки і багатоканальні сейсморозвідувальні 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) сейсмостанції. Звісно, що розподіл сейсмічної апаратури на одно-, двоканальні портативні установки й багатоканальні сейсмостанції 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.

Видавництво Державний університет "Львівська політехніка" Вторинне не для друку

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 реєстрації 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.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Вся права на друку

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 реєстрації 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 сейсмозондуванням.

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 поперечні 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

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
імені Тараса Шевченка

методи плоского й керованого плоского фронту (МПФ і КПФ), методи регульованого направленого 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 $2 \div 3$ 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

Видавничий центр Київського університету
Версія не для друку

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).

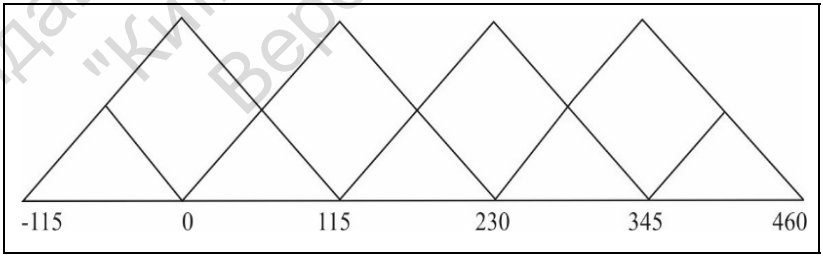


Рис. 1.4. Система спостережень у разі поздовжнього неперервного профілювання із чотирикратним перекриттям:
(крок сейсмоприймачів 5 м)

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія для друку

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 сейсмозондування.

При виборі систем спостережень ураховується 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. Густота 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.

Видання підготовлено в рамках проекту "Електронний архів книг Національного університету "Львівська політехніка" для друку"

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.

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету імені Тараса Шевченка

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 – сейсмоприймач" 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

Видавництво поліграфічних і
друкарських послуг
Вінницького університету
Версія 10 для Друку

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

Видавничий поліграфічний центр Київський університет Відділення поезії для друку

підстильному середовищі без проведення будь-яких додаткових графічних побудов. Виконується цей вид спостережень з одноканальними 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^{o} 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, сейсмоприймачі 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 – сейсмоприймач") знаходилися на цій точці. Після цього проводиться реєстрація часів поширення сейсмічних коливань при взаємному розташуванні ПЗ і сейсмоприймачів 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 – сейсмоприймач" 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-

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету

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 підошви 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 підошві для стабілізації умов удару використовується дерев'яна підкладка, що являє собою відрізок стовбура дерева твердих порід. Підставку прикопують у щебінку на підошві 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 сейсморозвідці 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 сейсморозвідці набули поширення спостереження у свердловинах з багатоканальними зон-

Видавництво поліграфічний центр Київський університет Вернадського

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 сейсмоприймачі 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 сейсмоприймачі 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 сейсмоприймачів 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 сейсмостанції, 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 напрямах.

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

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія на 01.01.07

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 сейсмопросвічування 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 сейсмопросвічування 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.

Сейсмопросвічування 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

Видавничий центр "Університет" Вопсіяна держ. ун-ту

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 вступи.

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° 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 Δx у точки спостережень, розташовані вздовж прямої лінії, що з'єднує датчик і центр випромінювача. У результаті вимірів реєструються пряма поздовжня хвиля P 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

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Зразок не для друку

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.

Видання підготовлено Київським університетом імені Бориса Грінченка для ЛНУ

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 підошвою або покрівлею системи, серії або пласта порід, вона може бути просто сейсмічним маркувальним горизонтом,

Видавництво Політехніка НТУ України КПІ ім. Ігоря Сікорського

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 різницевим 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

Вирвано з електронного архіву Київського університету. Вилучено для ознайомлення.

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_o. Він може бути використаний також для обробки зустрічних систем годографів. Другий спосіб – координат точок перетину годографів – застосовується лише для обробки окремих годографів. Спосіб t_o 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_o 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 хвиль ($V_{1,2} = \Delta x_{1,2}/\Delta t_{1,2}$), 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

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Видання для друзів

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

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

де n – кількість шарів у верхній, перекривній 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 $x_{\text{н}}$, $t_{\text{н}}$ точки перетину двох годографів заломлених хвиль – годографа досліджуваної заломлювальної межі й годографа попередньої межі. За координатами цієї точки визначається ефективна швидкість $V_{\text{еф}} = x_{\text{н}}/t_{\text{н}}$. У багатьох випадках, особливо коли в покривній товщі відсутні пласти з різко підвищеними значеннями межової швидкості, визначена таким способом ефективна швидкість досить близько відповідає середній швидкості ($V_{\text{еф}} \approx V_{\text{сер}}$).

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

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

де h – глибина до заломлювальної межі за даними буріння; $V_{\text{г}}$ – межова 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.

Видавничий поліграфічний центр "Київський університет" Вводиться в дію з 2010 р.

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

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

де $i_{12} = \arcsin(V_{\text{сер}}/V_{\text{г}})$.

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 випливають із загального рівняння годографа головної заломленої хвилі від *m*-го заломлювального шару багатошарового 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

$$h_1 = \frac{V_1 t_{01}}{2\cos i_{12}}, \quad h_2 = \frac{V_2}{2\cos i_{23}}\left(\text{t}_{02} - t_{01}\frac{\cos i_{13}}{\cos i_{12}}\right),$$

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

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

Вища навчальний центр
Київський університет
Вільна передплата

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 ($V_{\text{п}}$), але оскільки безпосереднє їхнє визначення неможливе, їх замінюють під час обчислень на межові ($V_{\text{г}}$). 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 багатошарове середовище замінюється тришаровим, що складається із шару, товщина якого визначається, товщі, що залягає на ньому, об'єднаної в один пласт із середньою швидкістю $V_{\text{сер}}$, 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:

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

Видавництво Національний університет "Львівська політехніка" Копія не для продажу

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

Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет» Зверталися для друку

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

$$t_0(x) = \vec{t}_1(x) + \overleftarrow{t}_2(x) - T\,,$$

де $\vec{t}_1(x)$ і $\overleftarrow{t}_2(x)$ – 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 випливає з наведеного співвідношення, для розрахунку ехо-глибини h необхідно попередньо визначити межову швидкість $V_{\text{г}}$. Для цього спочатку складають різницевий годограф $\theta(x)$:

$$\theta(x) = \vec{t}_1(x) - \overleftarrow{t}_2(x) + T\,.$$

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

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

На практиці здебільшого користуються наближеною формулою розрахунку $V_{\text{г}}$ для випадку відносно пологих заломлювавльних меж, коли кут їхнього нахилу φ не перевищує 20°,

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

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

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

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.

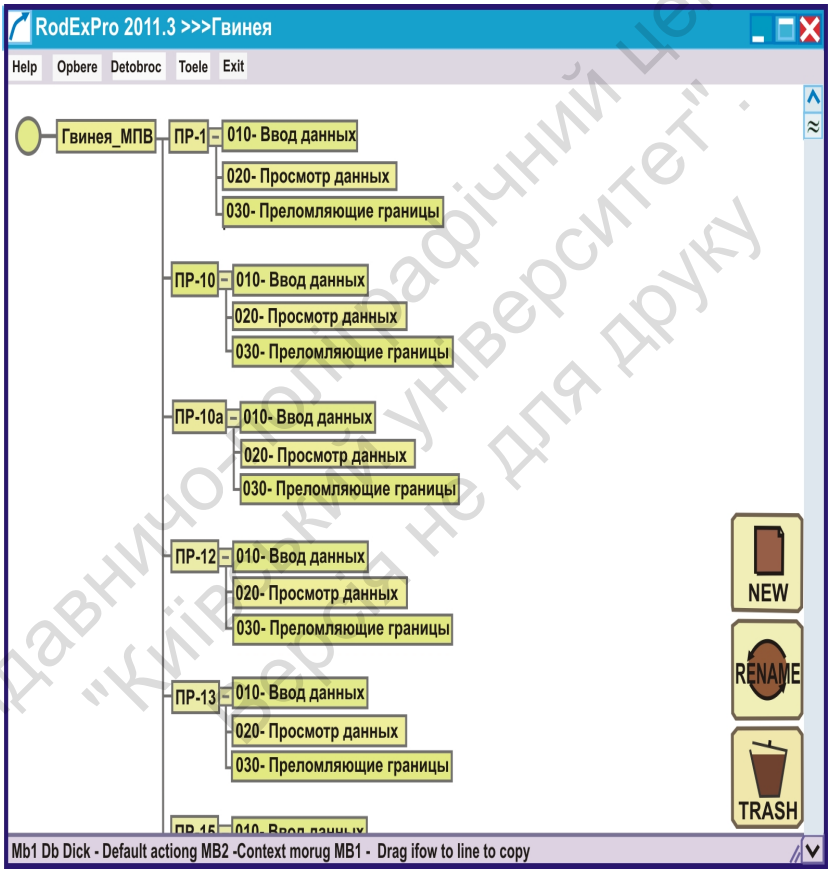


Рис. 1.5. Вид графа обробки в програмі RadExPro

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

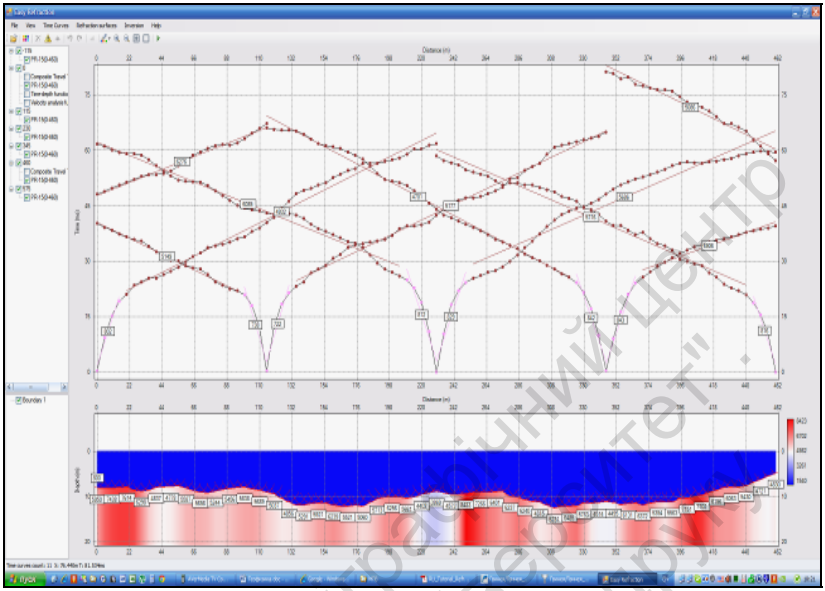


Рис. 1.6. Приклад інтерпретації даних сейсмічного профілювання в програмі RadExPro

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 φ до денної поверхні, записується у вигляді

$$t(x) = \frac{x\cos\varphi}{V_{\text{г}}} + \frac{2h}{V_1}\sqrt{1-\left(\frac{V_1}{V_{\text{г}}}\right)^2},$$

де V_1 і $V_{\text{г}}$ – відповідно швидкість у покривному середовищі й швидкість хвилі, поширюваній вздовж межі поділу в підстильному середовищі (в однорідному підстильному середови-

Видавничий поліграфічний центр "Київський університет"
Вогонь Ю.Д. Друк

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

$$V_г = V^* \cos \varphi.$$

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

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

Величина t_0 годографів симетричного сейсмозондування тотожно 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 φ. Звідси ехо-глибина визначається

$$h = \frac{t_0 V_1}{2} \Bigg/ \sqrt{1-\left(\frac{V_1}{V_г}\right)^2},$$

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

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету. Версія не для друку

Обробка матеріалів профілювання в гірничих виробках. Оскільки в гірничих виробках система спостережень вибирається так, щоб забезпечити неперервне простежування хвилі, яка відповідає незміненій 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.

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету
Копія не для друку

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 площової 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 вивітрюванням. За присутності в межах території досліджень вертикального або крутопохилого контакту порід різних типів або віку побудовані карти межових швидкостей дозволяють простежити його планове положення.

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Зберігається для друку

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 сейсморозвідці. 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 годографах. 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 Δt 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.

Видавництво Національного університету "Львівська політехніка"

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 Δt 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 μ і тріщинної пустотності $K_{тп}$. Обчислення коефіцієнта Пуассона і модуля пружності виконується звичайними методами на основі формул теорії пружності:

$$\mu = \frac{V_P^2 - 2V_S^2}{2\left(V_P^2 - V_S^2\right)}, \qquad E = 2V_S^2\delta(1+\mu) = \frac{V_P^2\delta(1+\mu)(1-2\mu)}{1-\mu},$$

де δ – густина порід.

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

Видавництво поліграфічний центр Київський університет Вірога не для друку

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 (σ) – величини діючих у масиві напружень; вологість (водонасичення, W).

II. Густина (δ); статичний модуль пружності (E_c); модуль деформації ($E_{деф}$); коефіцієнт Пуассона (μ); 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 ($E_д$); динамічний коефіцієнт Пуассона ($\mu_д$); коефіцієнти поглинання поздовжньої (α_P) і поперечної (α_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

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Версія для друку

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.

Видавничий центр ЛНТУ

Оскільки теоретичне розв'язання поставленої задачі вкрай складне, то зазвичай для відшукання 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 δ і швидкість пружних хвиль V пов'язані між собою такими залежностями

$$V_{\mathrm{P}} = \sqrt{E/\delta} \cdot f(\mu); \quad V_{\mathrm{S}} = \sqrt{G/\delta}\,,$$

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

На сучасному етапі накопичено досить значний матеріал про співвідношення між густиною δ і швидкостями пружних

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

хвиль V_P в пухких ґрунтах 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 δ характерний для сумішей різнофракційних уламкових ґрунтів 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 ґрунтів, 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 використовувати 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 ґрунтів. Тому застосування єдиного рівняння зв'язку $\delta = f(V_P)$ або $\delta = f(V_S)$ для всіх типів ґрунтів може призвести до значних помилок.

Для широкого класу пухких ґрунтів 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 δ і V_P, виміряних з достатнім ступенем точності. Бажано, щоб ці значення відповідали, за можливості, різному стану породи. Нанісши їх на

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія надана для ознайомлення

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 δ і V_P кореляційний зв'язок може бути уточнений.

Визначення пористості й тріщинуватості. Загальна пористість або пустотність породи n складається із власне пористості $n_п$ й тріщинуватості, або тріщинної пустотності $n_{тр}$: $n = n_п + n_{тр}$. 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.

Видавничий центр КНУ ім. Тараса Шевченка. Копіювати не дозволяється

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 установлено, що значно кращий зв'язок між швидкістю й пористістю забезпечує співвідношення, відоме як формула середнього часу:

$$\frac{1}{V_в} = \frac{n}{V_з} + \frac{1-n}{V_ск},$$

де $V_ск$, $V_з$, $V_в$ – відповідно швидкості пружних хвиль у скелеті породи, у заповнювачі пор і виміряна середня швидкість. Отже, згідно з наведеним рівнянням співвідношення для визначення пористості за виміряними швидкостями пружних хвиль має вигляд:

$$n = \frac{(V_ск/V_в)-1}{(V_ск/V_з)-1}.$$

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 $E_д$ і статичного $E_с$ модулів пружності різняться між собою. В ідеально пружних тілах величини $E_д$ і $E_с$ 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-

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Зразок. Не для друку!

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 $E_д$ і $E_с$ наявність стійкого зв'язку. Установлено, що цей зв'язок не залежить від типу породи і виражається емпіричною формулою $E_с = 0{,}35E_д^{1{,}141}$. Величина статичного модуля $E_с$, визначена за сейсмічними даними, називається "приведеним статичним модулем пружності".

Зіставлення $E_с$, визначеного в умовах природного залягання методом навантаження штампа площею від часток до одиниці квадратного метра, з $E_д$, 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 $E_д$ і коефіцієнта Пуассона $\mu_д$ 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

$$E_д = \frac{V_s^2\delta\left(3V_p^2 - 4V_s^2\right)}{V_p^2 - V_s^2}; \qquad \mu_д = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2\left(V_p^2 - V_s^2\right)}$$

Значення густини δ, 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.

Видавничий центр "Київський університет" Версія не для друку

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

$$E_д = V_р^{2,03} + 1820,$$

а для вапняків, габро і діабазів –

$$E_д = V_р^{1,83} + 2884,$$

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

Спільні визначення статичного модуля пружності $E_с$ і модуля деформації $E_{деф}$ 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 $E_с$ і $E_{деф}$ 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, виверженних, метаморфічних та інших типів порід.

Перевага сейсморозвідки 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 сейсморозвідки можна скласти карту розподілу значень деформаційних характеристик порід у межах необхідної площі досліджень.

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Вербицька Ю.І.

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 міжкристальними 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):

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

Видавництво Національний ГІРНИЧИЙ УНІВЕРСИТЕТ
Версія не для друку

де V_P, V_S – швидкості поширення поздовжньої й поперечної хвиль; δ – густина; μ – 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 виміряної 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

Видавництво Київського університету
Електронний архів
Версія для друку

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

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Копія для друку

швидкостей до і після проведення зміцнювальних заходів або до зіставлення значень швидкостей у закріпленій і незакріпленій частинах масиву. З метою оцінки якості закріплення порід (ґрунтів) виконується простежування меж закріплених ділянок і надається кількісна оцінка поліпшення властивостей порід (ґрунтів) 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 $K = \frac{V_З - V_Н}{V_Н}$, де $V_З$ – швидкість пружних хвиль у закріпленому масиві, $V_Н$ – швидкість хвиль у незакріпленому масиві. Крім того, безпосередньо оцінюють збільшення міцності грунту за кореляційним співвідношенням $\sigma_{ст} = f(V_Р)$. 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-

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія для друку

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 однобічного 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 σ.

Виміряна швидкість поширення пружних хвиль V_σ у масиві порід не дає можливості визначити діючу напругу σ 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 σ 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.

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Берегів Ігоря Дружу

На практиці визначення напруги σ 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 σ. Для виміряної в умовах природного залягання масиву гірських порід швидкості поширення пружних хвиль V_σ вибирається відповідно до заданої величини V_0 графік $\Delta V/V_0 = f(\sigma)$, за яким і визначається шукана напруга σ.

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 геоекологічних 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 (ρ), діелектрична (ε) та магнітна (μ) проникності, електрохімічна активність (α) та поляризовність (η) 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-

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету

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 спричинюють 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.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Ексклюзивне видання для друзів

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) *Магнітотелуричні методи*, які засновані на вимірах варіацій (змін у часі) природних електромагнітних полів космічного походження (магнітотелуричних полів). До них належать магнітотелуричні (МТЗ) та аудіомагнітотелуричні (АМТЗ) зондування і профілювання (МТП, АМТП), комбінованого магнітотелуричного 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 (ДІП), 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.

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія для друку

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* (ρ)*, діелектрична проникність* (ε)*, магнітна проникність* (μ)*, електрохімічна активність* (α) *і поляризовність* (η).

Питомий електричний опір (ρ) – це електрична властивість гірських порід, яка характеризує їхню здатність пропускати електричний струм. Вона є основною 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* (γ) і вимірюється в сименсах, поділених на метр (См/м*)*. Сименс – це $Ом^{-1}$.

Для найбільш поширених осадочних, виверженних 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

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету ім. Бориса Грінченка

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 переважної 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 осадочних, 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 ($M \le 0{,}01$ 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 осадочним 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 λ і середнім квадратичним опором анізотропної товщі ρ_m:

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

Видання підготовлено в рамках проекту Київський університет – Європейському Союзу: Європейське для нас!

де ρ_n – питомий електричний опір перпендикулярно до нашарування чи до напрямку простягання системи тріщин; ρ_t – питомий електричний опір за нашаруванням або вздовж системи тріщин. Найчастіше λ 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) осадочних порід мають літологія (глинистість), вологість (водонасичення) і мінералізація підземних вод. Найбільш низькими і витриманими опорами відрізняються глинисті породи. Глини морського походження мають ρ від 1–2 до 10 Ом·м. Для континентальних глин характерні величини 5–20 Ом·м. Низький опір глин пояснюється їхньою достатньо високою пористістю ($k_п > 0,2$), нерівномірним водонасиченням ($0,03 < k_В < 0,3$), а головне, високою глинистістю ($Г > 0,4$) 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 *М.* Для глин, суглинків, супісків і пісків, насичених прісними водами ($M < 1–2$ г/л), наближено питомий опір можна оцінити за формулою

$$\rho \approx \frac{8,4}{Г k_п k_в M}. \qquad (1.1)$$

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 осадочних 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 кріогенної структури (температура – 0,02°С … –2 °С, за якої замерзає вільна вода). Так, опір пісків і грубоуламкових порід за температури –1 °С у сотні разів вищий, ніж за температури +0,5 °С. Для глинистих порід він зростає в декілька разів при зниженні температури до –2°С … –6°С. 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 **(α).** 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

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Електронна версія для друку

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 α. 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 поляризовність* 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 алевролітах 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 поляризовність (η). Під час пропускання електричного струму через породу вона поляризується. Природа такої викликаної 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 викликаної (спричиненої) поляризації. Після вимкнення електричного струму відбувається поступове зникнення вторинного поля і повернення середовища до свого первинного стану.

Інтенсивність потенціалів викликаної поляризації прийнято виражати через параметр η, який називається *поляризовністю* середовища. Зазвичай під цією характеристикою розуміють відношення залишкової різниці потенціалів поля викликаної поляризації $\Delta U_{вп}$, 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 η 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 електронопровідні 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 електронопровідних мінералів, так і від площі їхнього стикання 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 η (1 %) мають скельні, осадочні та піщано-глинисті породи, насичені мінералізованими водами. У пухких осадочних 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 (ε). 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

Вибіркова лекція з курсу "Фізичні поля Землі". Київський університет. Версія для друку.

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

Розрізняють абсолютну (ε) і відносну (ε_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 $\varepsilon_0 = 10^{-9}/(36\pi) \approx 8{,}85\cdot10^{-12}$ Ф/м. Тоді $\varepsilon_r = \varepsilon/\varepsilon_0$ або $\varepsilon = \varepsilon_r\varepsilon_0$. Узагалі ε_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 ε_r мають сухі пористі породи, максимальні – ті ж, але повністю водонасичені. Основний фактор, що визначає ε_r, є їхнє водонасичення, оскільки діелектрична проникність води максимальна ($\varepsilon_r = 80$). 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 (μ). *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 (Гн/м = Ом·с/м). Як і у випадку з діелектричною проникністю розрізняють абсолютну (μ) і відносну (μ_r) магнітні проникності. Відносна магнітна проникність визначається відношенням абсолютної магнітної проникності речовини μ до абсолютної магнітної проникності вакууму $\mu_0 = 4\pi\cdot10^{-7}$ 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.

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Зразок, не для друку

У зв'язку із цим μ_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 μ_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, поляризовністю, діелектричною та магнітною проникностями. У більшості випадків основним параметром служить питомий опір. Приклади геоелектричних розрізів показано на рис. 1.7.

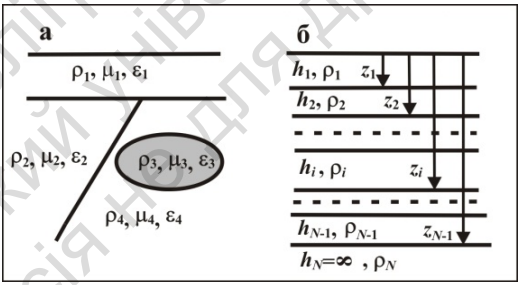


Рис. 1.7. Приклади складного (а) та горизонтально-шарового (б) геоелектричних розрізів

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

Видавничий полігр. центр Київський університет
Версія для друку

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 ρ_1 і другий шар з необмеженою потужністю $h_2 \to \infty$ та питомим опором ρ_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 установлено 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 установлюється 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 окремий пласт у горизонтально-шаровому розрізі, як провідник, характеризується чотирма параметрами: товщиною h_i (м); питомим опором ρ_i (Ом·м) = $1/\gamma_i$ (Ом·м), де γ_i (Ом$^{-1}$·м$^{-1}$) – питома провідність; поздовжньою провідністю $S_i = h_i/\rho_i = h_i \cdot \gamma_i$ (Ом$^{-1}$); поперечним опором $T_i = h_i\rho_i = h_i/\gamma_i$ (Ом·м$^{2)}$. Зауважимо, що одиниця виміру провідності називається сименсом (См = Ом$^{-1}$).

Видавництво Національного університету "Львівська політехніка" Версія для друку

Довільний багатошаровий розріз із N шарів, які мають питомі опори ρ_i й обмежені товщини h_i (i = 1,…, 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 (См = Ом$^{-1}$).

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 (Ом·м^2).

4. *Середній поздовжній опір*:

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

5. *Середній поперечний опір*:

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

6. *Середній геометричний* (*середньоквадратичний*) опір:

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

7. Коефіцієнт макроанізотропії:

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

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

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 ρ_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 ρ_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 уявні опір ρ_y і поляризовність η_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, ρ_i, S_i, T_i, η_i, …) й узагальнені параметри середовища (H, S, T, ρ_l, ρ_n, ρ_m, $\eta_{сер}$, …). 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

Видано в поліграфічному центрі Київського університету. Дарсія не для продажу

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 $y(x)$

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

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 ($-1 \le r \le +1$) – 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;

$\sigma_x = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x})^2}$, $\sigma_y = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (y_i - \bar{y})^2}$ – середні квадратичні відхилення (дисперсії) величин x_i та y_i.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

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

$$b = r\frac{\sigma_y}{\sigma_x}, \qquad a = \bar{y} - b\bar{x}\,. \tag{1.4}$$

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 ρ, η й фізико-механічними, водними та гідрогеологічними параметрами – літологією ($Л$), глинистістю ($Г$), пластичністю ($П$), мінералізацією ($М$), коефіцієнтами пористості ($k_п$), водонасичення ($k_в$), фільтрації ($k_ф$). Розглянемо деякі з них.

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

$$\begin{gathered} Л = A_Л + B_Л \lg\rho, \;\; Л = C_Л + D_Л \lg\eta, \;\; \lg Г = A_Г + B_Г \lg\rho, \\ \lg Г = G_Г + K_Г \cdot (\Delta\eta/\rho), \quad \lg П = A_П + B_П \lg(\Delta\eta/\rho), \end{gathered} \tag{1.5}$$

де $\Delta\eta$ – різниця поляризовностей на часових затримках 1 і 10 с ($\Delta\eta = \eta(1) - \eta(10)$); $A_Л$, $B_Л$, $C_Л$, $D_Л$, $A_Г$, $B_Г$, $G_Г$, $K_Г$, $A_П$, $B_П$ – 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 $k_г$ може бути знайдений за формулою, отриманою для паралельно з'єд-

Видавництво фізичних і математичних Київський університет Вперше надійшло до друку

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

$$k_{\text{г}} = \frac{\rho_{\text{г}}(\rho_{\text{п}} - \rho_{\text{пг}})}{\rho_{\text{пг}}(\rho_{\text{п}} - \rho_{\text{г}})}. \qquad (1.6)$$

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

$$k_{\text{г}} \approx \rho_{\text{г}} / \rho_{\text{пг}}. \qquad (1.7)$$

3. Коефіцієнт загальної пористості $k_{\text{п}}$ визначають через електричний параметр пористості $P_{\text{п}} = \rho/\rho_{\text{в}}$, де ρ 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

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

$$P_{\text{п}} = \left[1 + 0{,}25(1 - k_{\text{п}})^{0,5}\right] / \left[1 - (1 - k_{\text{п}})^{2/3}\right]. \qquad (1.8)$$

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 $k_{\text{вол}} = A_{\text{вол}} / \sqrt[n]{P_{\text{в}}}$, де $A_{\text{вол}}$, n – емпіричні коефіцієнти; $P_{\text{в}} = \rho/\rho_{\text{вп}}$, де ρ 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 $k_{\text{ц}}$, яка змінюється від 0,05 у глинах до 0,3 в крупнозернистих пісках. Для піщано-глинистих порід з відомими коефіцієнтом глинистості $k_{\text{г}}$ й опором $\rho_{\text{г}}$, який зазвичай для району робіт постійний і легко

Видавничо-поліграфічний центр Житомирський університет ім. І. Франка Друкується для довідок

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

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

де

$\rho_{п} = \rho_{пг}(1-k_{г})/(1-k_{г}\rho_{пг}/\rho_{г})$ – опір водонасичених пісків, A_{μ} – емпіричний коефіцієнт.

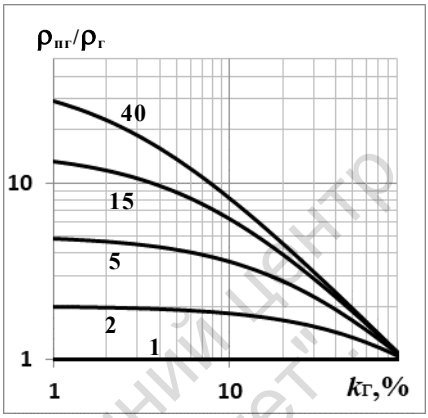


Рис. 1.8. Залежність відношення опорів піщано-глинистих порід $\rho_{пг}$ і глин $\rho_{г}$ від коефіцієнта глинистості $k_{г}$ для різних відношень опорів пісків і глин $\rho_{п}/\rho_{г}$ (цифри біля кривих)

На рис. 1.8 наведено розраховані за формулою (1.9) теоретичні криві, за допомогою яких можна визначити відношення питомих опорів пісків і глин $\rho_{п}/\rho_{г}$ за виміряними значеннями $\rho_{пг}/\rho_{г}$. У разі відомих $\rho_{г}$ і $k_{г}$ можна знайти опір пісків $\rho_{п}$, а визначивши A_{μ} за допомогою параметричних спостережень на свердловинах, де геологічними способами отримано k_{μ}, можна розрахувати k_{μ} за даними інших ВЕЗ.

6. Водопроникність гірських порід у зоні аерації прийнято характеризувати коефіцієнтом вологопровідності $k_{ф\ вол}$, а в зоні повного водонасичення – коефіцієнтом фільтрації $k_{ф}$. Ці коефіцієнти зв'язані між собою співвідношенням $k_{фвол} = k_{ф}k_{вол}^{n}$, 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-

Видання підготовлено Навчально-методичним центром "Київський політехнік" Версія ПФ для друку

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 $k_ф \approx a_ф \rho$, де $a_ф$ – коефіцієнт пропорційності, різний для різних регіонів. Пропорційна залежність $k_ф$ і ρ та однаковий інтервал їхніх відносних значень у разі переходу від чистих глин до чистих пісків зумовлені переважно глинистістю пухких осадочних 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 $k_ф$ і питомий опір порід ρ. Однак інколи цей зв'язок ближчий до степеневого, тоді його можна виразити формулою

$$\lg k_ф = a_ф + b_ф \lg \rho . \qquad (1.10)$$

За умови високої мінералізації насичувальних вод ($M > 3$ г/л) пропорційний зв'язок між $k_ф$ і ρ 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 ($k_ф = b_ф/\rho$), 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, виверженых і осадочних 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

$$\lg k_ф = a_ф - b_ф \lg \rho . \qquad (1.11)$$

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія не для друку

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

Геофільтраційні параметри	**Геоелектричні параметри порід**	
	піщано-глинисті	**валунно-галечникові й скельні**
Коефіцієнти шарів: фільтраційні $k_ф$ м/доб)	ρ_i	$1/\rho_i$
водопровідності $T_{вi}=k_{фi}h_i$ (м^2/доб)	$T_i = h_i\rho_i = h_i^2/S_i$	$S_i = h_i/\rho_i = h_i^2/T_i$
гідравлічного опору $R_{вi}=h_i/k_{фi}$ (доб)	$S_i = h_i/\rho_i = h_i^2/T_i$	$T_i = h_i\rho_i = h_i^2/S_i$
Узагальнені коефіцієнти розрізу: водо провідності		
гідравлічного опору		
$T_в = \sum_{i=1}^{N} k_{фi}h$	$T = \sum_{i=1}^{N} h_i\rho_i$	$S = \sum_{i=1}^{N} h_i/\rho_i$
$R_в = \sum_{i=1}^{N} h_i/k_{фi}$	$S = \sum_{i=1}^{N} h_i/\rho_i$	$T = \sum_{i=1}^{N} h_i\rho_i$
перетікання $B_n = \sqrt{T_в R_в}$	$\sqrt{TS}$	$\sqrt{TS}$
середньої поздовжньої фільтрації $k_{фl} = T_в/H$	T/H	S/H
середньої поперечної фільтрації $k_{фn} = H/R_в$	H/S	H/T
середньої фільтрації $k_{фсер} = \sqrt{T_в/R_в}$	$\rho_{сер} = \sqrt{T/S}$	$1/\rho_{сер} = \sqrt{S/T}$
геофільтраційної макроанізотропії $\lambda_в = B_п/H$	$\lambda = \sqrt{TS}/H$	$\lambda = \sqrt{TS}/H$

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

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

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

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

$$\lg C = a_C + b_C \lg \rho . \qquad (1.13)$$

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 $k_ф$ і ρ, 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-

Видавництво поліграфічний центр Київський університет Друкується для служ.

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 вимірювачі*.

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 пульту 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).

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

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 пермалоєвими 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.

Видавництво Поліграфічний Центр Київський університет Взято на облік ДКУ

Реєстрацію електричного поля виконують за допомогою *заземленої лінії MN* (*електричного диполя*). Для усунення впливу власної поляризації електродів застосовуються неполяризні 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.

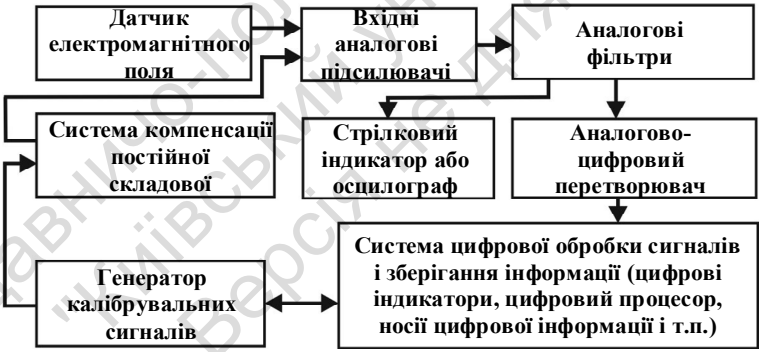


Рис. 1.10. Загальна блок-схема електророзвідувальних вимірювачів

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-

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету
Версія не для друку

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* ρ_y. Для вимірів ρ_y застосовують різні за геометрією електрометричні установки, що складаються із живильної (струмової) лінії AB 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) A і B живильної лінії AB постійного чи низькочастотного (до 20 Гц) струму I і вимірів виникаючої між точками приймальних заземлень M і N різниці потенціалів ΔU_{MN}. У результаті уявний опір ρ_y розраховується за формулою

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

Вирізнено поля заборонний ВОНО
Київський університет
Версія не для друку

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

$$K = 2\pi/\left(1/\mathrm{AM} - 1/\mathrm{AN} - 1/\mathrm{BM} + 1/\mathrm{BN}\right), \qquad (1.15)$$

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 (А і В) і приймальних (М і N) електродів і сили струму I на приймальних електродах створюється різниця потенціалів ΔU_{MN}, рівна виміряній у реальному неоднорідному середовищі. Уявний опір ρ_y, як і питомий опір ρ, має розмірність омметр (Ом·м) і відповідає істинному питомому опору середовища лише у випадку, коли це середовище однорідне та ізотропне. В усіх інших випадках ρ_y залежить від просторового розподілу питомого опору середовища і певною мірою від типу застосовуваної 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 розрізів, шари яких різняться питомим опором чи поляризовністю. 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 розрізу вздовж профілю чи в межах площі певної ділянки при-

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету

близно 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 A, M і N, B 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

$$K = \pi \cdot \mathrm{AM} \cdot \mathrm{AN} / \mathrm{MN}, \qquad (1.16)$$

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

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

Видавничо-поліграфічний центр
"Київський університет"
Безоплатно для друзів

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

$$K = 2\pi \cdot \mathrm{AM} \cdot \mathrm{AN}/\mathrm{MN}. \qquad (1.17)$$

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 (θ = 0°), ортогональна (перпендикулярна, θ = 90°), радіальна (θ = φ), азимутальна (θ = π/2 + φ), екваторіальна (φ = π/2, θ = 180°) та осьова (φ = π/2, θ = 0°).

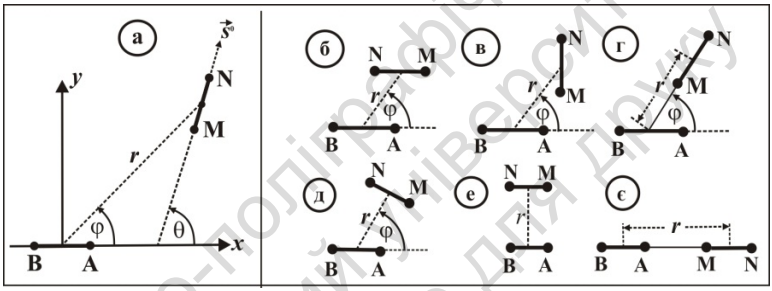


Рис. 1.11. Дипольні установки:
а – загального виду; б – паралельна; в – ортогональна (перпендикулярна); г – радіальна; д – азимутальна; е – екваторіальна; є – осьова

У наведених дипольних установках кут φ – 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 $\vec{s}^{\,0} = \cos\theta\vec{i} + \sin\theta\vec{j}$, де θ – 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:

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Зображення для друку

а) для установки загального виду

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

б) для паралельної установки

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

в) для ортогональної установки

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

г) для радіальної установки

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

д) для азимутальної установки

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

е) для екваторіальної установки

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

є) для осьової установки

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

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-

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

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

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

$$\left.+\left[1+\left(\frac{AB-MN}{2r}\right)^2\right]\cdot\sqrt{1+\left(\frac{AB+MN}{2r}\right)^2}\right\}, \qquad (1.25)$$

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

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 AB, розмір якої суттєво (у 5–10 разів) перевершує необхідну глибинність дослідження. Заземленнями A й B в установці СГ є закріпленими (фіксованими). Спостереження поля виконуються в межах центрального "планшета" лінії AB, розміри якого (1/3 AB) × (1/3 AB). 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.

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету "Електронне для друку"

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, створюваних 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 застосовуваної установки. У результаті багаторозносних вимірів уявного опору ρ_y отримують криву зондування – залежність ρ_y від розносу установки (приклад кривої ВЕЗ 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 AMNB, в якій MN ≤ 1/3AB. В окремих випадках застосовується асиметрична трьохелектродна установка $AMNB_{\infty}$.

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 ρ_y на двох розносах AB/2, на кожному з яких вимі-

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Бібліотека ім. Ігоря Грабовського

ри виконуються за меншого і більшого розміру приймальної лінії (рис. 1.12). У точках перекриття виміряні значення уявного опору не повинні відрізнятися 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 густота 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 ±5 % у разі звичайних спостережень і ±3 % у разі робіт з підвищеною точністю (згущення розносів, збільшення повторних спостережень).

Вибіркова бібліографічна довідка
Київського університету
Рекомендовано МОН України

У результаті виконання електричного зондування отримують криву ВЕЗ (рис. 1.12) – залежність ρ_y від АВ/2 чи АО (для трьохелектродної 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 поздовжнього опору розрізу з глибиною $\rho_l(z)$.

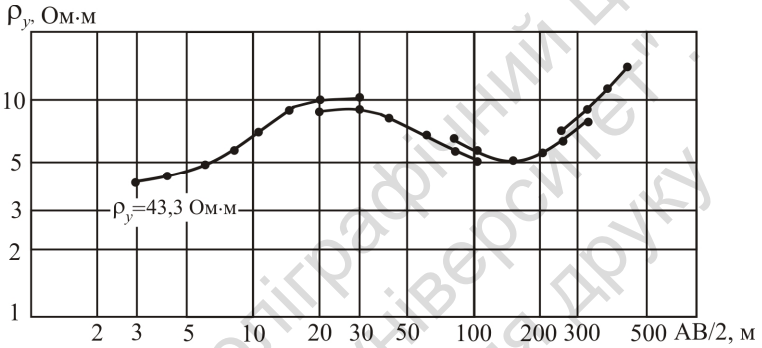


Рис. 1.12. Крива вертикального електричного зондування

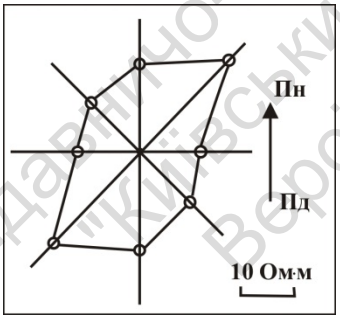


Рис. 1.13. Кругова діаграма уявного опору

Крім лінійних ВЕЗ, коли рознеси 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 рознесів будують кругові діаграми уявного опору. Побудову кругової діаграми здійснюють так: уздовж ко-

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія та для друку

жного азимутального напрямку установки виміряний уявний опір ρ_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 AB/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 $AB < 0{,}2r$; $MN < 0{,}1r$; $-30° < \varphi < +30°$; для азимутальної $AB < 0{,}6r$; $MN < 0{,}2r$; $70° < \varphi < 110°$. 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 AB залишається закріпленим, а приймальний віддаляється від нього. Це зумовлено тим, що живильний диполь вимагає

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Робоча частина друку

ґрунтового 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 AB 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 AB 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 AB, 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 AB. При горизонтально-шаровому розрізі це питання не є принциповим і крива ДЗ звичайно відноситься до центра диполя AB. 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 AB 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 $\rho_{y,\text{сер}} = \left(\rho_y^+ + \rho_y^-\right)/2$ відносять до центра живильного диполя AB. Ця крива й підлягає кількісній інтерпретації, а самі криві ρ_y^+ та ρ_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 ρ_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 межам дії принципу еквівалентності й у підсумку – зниженню ступеня коректності отримуваного 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 завад – дороги, металеві конструкції, будівлі і т. ін., що змушує погіршувати методичні схеми

Видавничий центр "Київський університет"
Версія не для друку

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 вимірювальної 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.

Видання друкується в авторській редакції

4. Виконуються різноманітні трансформації кривих зондувань і відповідні графічні побудови для якісної інтерпретації експериментальних даних.

5. Заключним етапом є геологічне тлумачення результатів з використанням кореляційних і логічних зв'язків між фізичними параметрами і геометричними, фізико-механічними та водно-фізичними властивостями розрізу. У результаті отримують остаточну фізико-геологічну модель геоелектричного середовища, яка включає як геометричну будову (положення поверхонь поділу з різними електричними властивостями, літологією, станом), так і кількісну характеристику фізико-механічних і водно-фізичних властивостей середовища загалом і на окремих ділянках.

Криві електричних зондувань та їхні властивості. Для кількісної інтерпретації експериментальних даних необхідно мати розв'язок прямої задачі в рамках формалізованої моделі. Для методу ВЕЗ пряма задача полягає у визначенні напруженості електричного поля точкового джерела на поверхні довільного горизонтально-шарового розрізу, що складається з N шарів, які мають товщини h_1, h_2,…, h_{N-1}, $h_N = \infty$ і питомі опори ρ_1, ρ_2, …, ρ_{N-1}, ρ_N (рис. 1.7, б), і в подальшому визначенні уявного опору $\rho_y(r)$ шляхом нормування розрахованого поля за його нормальним значенням. При цьому за норму береться напруженість поля точкового джерела в однорідному півпросторі з питомим опором $\rho_0 = 1$ Ом·м, яка фактично відповідає значенню густини струму. Розв'язок прямої задачі ВЕЗ (рівняння кривої уявного опору) для одновимірної горизонтально-шарової моделі середовища має такий вигляд:

$$\rho_y(r) = \rho_1 r^2 \int_0^\infty m R_1(m) J_1(mr)\, dm\,, \qquad (1.27)$$

де r – рознос установки ($r = AB/2$); $J_1(mr)$ – функція Бесселя першого роду першого порядку; $R_1(m)$ – рекурентна інформативна функція (рекурентне підінтегральне ядро):

$$R_1(m) = \operatorname{cth}\left\{ mh_1 + \operatorname{arcth}\left[\frac{\rho_2}{\rho_1} \operatorname{cth}\left(mh_2 + \ldots + \operatorname{arcth}\frac{\rho_N}{\rho_{N-1}} \right) \right] \right\}. \qquad (1.28)$$

Видається електронний варіант
"Київський університет"
Версія чи для друку

Функція $R_1(m)$ містить повну інформацію про структуру геоелектричного розрізу, у зв'язку з чим її інколи називають *керн-функцією*. Для двошарового розрізу з параметрами h_1, ρ_1, ρ_2 розв'язок прямої задачі подається в елементарному вигляді:

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

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:

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

$$\rho_y(r)\big|_{\substack{r \to \infty \\ \rho_N = \infty}} = r/S. \tag{1.30}$$

Співвідношення (1.29) свідчать, що на малих розносах асимптотою кривих ВЕЗ є істинний питомий опір першого шару ρ_1, а на великих розносах асимптотою кривих електричних зондувань у разі провідної основи розрізу ($\rho_N \neq \infty$) є її істинний питомий опір ρ_N. У разі непровідної основи розрізу ($\rho_N = \infty$) на асимптотично великих розносах уявний опір ρ_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° 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 ρ_y довільної точки, розташованої на проведеній під кутом 45° лінії S:

$$S = r/\rho_y = (\mathrm{AB}/2)/\rho_y. \tag{1.31}$$

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Зворотне для друку

При визначенні S доречніше брати на проведеній лінії S таку точку, у якої значення координати ρ_y кратне 10. Зокрема, якщо $\rho_y = 1$ Ом·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 багатошарових розрізів складається з позначень типів тришарових кривих, якими може бути представлений геоелектричний розріз. Так, крива ВЕЗ, зображена на рис. 1.12, має тип КН.

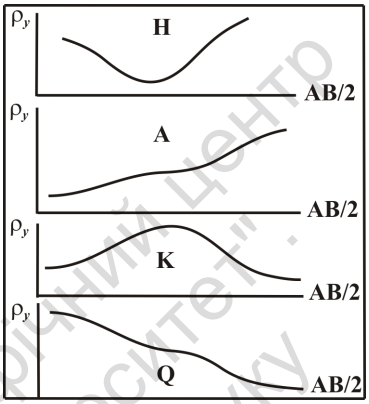


Рис. 1.14. Типи кривих електричних зондувань

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 H і A, а по T_2 – для розрізів типу K і Q. Два розрізи типу H чи A 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, ρ_1 і ρ_3 однакові для обох розрізів). Відповідно за таких же

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

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:

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

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

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

$$\rho_x(r) = \rho_y(r) - \left(\frac{1}{2 - \mathrm{tg}^2\varphi}\right) \cdot r \frac{\partial \rho_y}{\partial r}; \qquad (1.33)$$

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

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

Видавничо-поліграфічний відділ Київського університету
Версія не для друку

в) для кривих дипольних радіальних (θ = φ) та осьових (θ = φ = 0°) градієнт-зондувань

$$\rho_r(r) = \rho_{\text{ос}}(r) = \rho_y(r) - \frac{1}{2} \cdot r \frac{\partial \rho_y}{\partial r}; \qquad (1.35)$$

г) для кривих дипольних азимутальних (θ = φ + π/2) та екваторіальних(φ = π/2, θ = 0°) градієнт-зондувань

$$\rho_\varphi(r) = \rho_{\text{екв}}(r) = \rho_y(r). \qquad (1.36)$$

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:

$$r_s = \left[\frac{1 + \text{tg}\varphi \cdot \text{tg}(\theta - \varphi)}{2 + \text{tg}\varphi \cdot \text{tg}(\theta - \varphi)} \right] r. \qquad (1.37)$$

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 (θ = 0°)

$$r_x = \left(\frac{1 - \text{tg}^2\varphi}{2 - \text{tg}^2\varphi} \right) r; \qquad (1.38)$$

б) для дипольних перпендикулярних градієнт-зондувань (θ = 90°)

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

в) для дипольних радіальних (θ = φ) та осьових (θ = φ = 0°) градієнт-зондувань

$$r_r = r_{\text{ос}} = 0{,}5r; \qquad (1.40)$$

Видавничий поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

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

$$r_{\varphi} = r_{\text{екв}} = r\,. \tag{1.41}$$

Асимптотою кривих ДЗ на малих розносах є питомий опір першого шару: $\rho_s(r)\big|_{r\to 0} = \rho_1$. При цьому особливістю асимптотичної поведінки кривих дипольних радіальних і осьових градієнт-зондувань є їхній вихід на асимптоту ρ_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): $\rho_s(r)\big|_{r\to\infty} = \rho_N$. 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 = АВ/2 (ф. 1.30):

$$\rho_s(r)\big|_{\substack{r\to\infty \\ \rho_N=\infty}} = r_s / S\,, \tag{1.42}$$

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°. 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)

$$S = r_s / \rho_s\,, \tag{1.43}$$

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

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет. Версія не для друку

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 грунтуються 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-

Видання цього графічного матеріалу
дозволяється лише для
власних потреб студентів
Національного університету
«Львівська політехніка»

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 $\rho_П$ 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 ($\rho_N \to \infty$). Побудова таких карт виконується за результатами визначення сумарної поздовжньої провідності по проведених до кривих зондувань під кутом 45° 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 ρ_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

Електронний архів кафедри геофізики Київського університету. Версія не для друку!

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

Вертикальні розрізи та їхні кореляційні плани будуються для уявних опорів ρ_y, уявної поздовжньої провідності S_y і уявних поперечних опорів T_y

$$S_y = r/\rho_y, \qquad T_y = r\cdot\rho_y. \tag{1.44}$$

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, виписують значення уявних опорів, що відповідають фіксованим глибинам, кількісно рівним розносу установки r (АВ/2 чи АО для ВЕЗ, діючий рознос r_s для дипольних зондувань). Здебільшого дані цих глибин відкладають у логарифмічному масштабі. Надалі проводять ізолінії рівних значень ρ_y. (рис. 1.15). При побудові кореляційних планів уявного опору вздовж вертикальних осей кожної точки зондування будуються графіки кривих ρ_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.

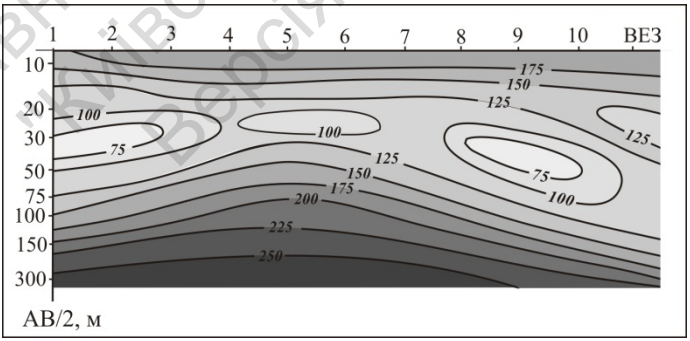


Рис. 1.15. Вертикальний розріз уявних опорів

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет
Версія не для друку

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 ρ_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 ρ_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 наявністю 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 гідрогеологічними 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:

$$G_\rho = \frac{\partial \rho_y}{\partial r}; \qquad \rho_{T,\text{еф}} = \frac{\partial T_y}{\partial r} = \rho_y + r\frac{\partial \rho_y}{\partial r};$$

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

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-

Видавничий центр "Київський університет" Кафедра геофізики ДНУ

якими ефективними значеннями питомих опорів на відповідних глибинах $h_{еф} = \alpha_T \cdot r = \alpha_S \cdot r$, де α_T і α_S – невідомі коефіцієнти глибинності. Аналіз розрахунків кривих уявного опору ρ_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 $\rho_{S,еф}$ ($\alpha_S r$) при $\alpha_S \approx 0{,}9$ і $\rho_{T,еф}$ ($\alpha_T r$) 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 багатошарових кривих ВЕЗ можна застосувати трансформацію

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

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

Загалом диференціальні трансформації уявного опору ρ_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 доречне для градієнтних і слабоконтрастних 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 ±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 ρ_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

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Репозиторій ун-ту ім. Шухевича

питомого опору порід з глибиною, і для двох сусідніх розносів ця зміна ρ_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 ρ_y, властиве для всього профілю,

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

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 $\Delta_i(x_j) = \rho_{y,i}(x_j) - \rho_{y,i}(x_{j-1})$, $\Delta_{\text{сер}}(r_i) = \dfrac{1}{n-1}\sum_{j=1}^{n-1}\Delta_i(x_j)$, 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 ρ_y.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія не для друку

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

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

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.

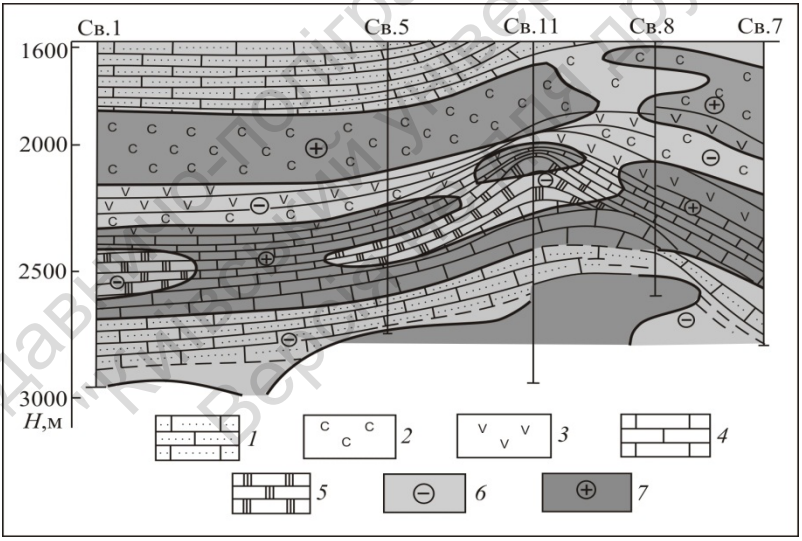


Рис. 1.16. Розріз "повних" нормованих похідних ρ_y, зіставлений з даними буріння (за Н. Г. Зариповою, М. О. Киричек та ін.):
1– пісковики; 2 – сіль; 3 – ангідрити; 4 – вапняки; 5 – рифогенні вапняки; 6 і 7 – області відповідно низьких та високих опорів

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Берегуй свій труд

Аналіз спотворень кривих електричних зондувань за рахунок горизонтальних неоднорідностей. У разі малоглибинних зондувань отримувані криві можуть бути спотворені завдяки впливу горизонтальних неоднорідностей і відрізнятися 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 $\rho_{\text{П}}$. Навпаки, негативні форми рельєфу і включення зниженої провідності, розташовані на глибині, "притискають" струмові лінії до поверхні, підвищуючи тим самим уявний опір ρ_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

Видавництво Національного технічного університету України "Київський політехнічний інститут"

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 ρ_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 β. Розрахунок цього параметра виконується згідно з таким алгоритмом:

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

де ρ_j і ρ_{j+1} – значення уявного опору ρ_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 ($i = 1, 2, 3, \ldots, N$) на сусідніх j і $j + 1$ точках зондувань, розташованих на відстані $L_{j,j+1}$; M – загальна кількість точок зондувань; $\rho_{\text{сер}} = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^{M} \rho_j(r_i)$ – середній уявний опір по всіх точках зондувань на фіксованому розносі r_i.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

Для розрахунку коефіцієнтів електричної неоднорідності β в групи з *M* точок зондувань можна об'єднувати лише однотипні криві, узяті з кусково-однорідних профілів чи площ. На профілях чи площах з малим β, 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 β, 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 β можуть бути більш сприятливими, наприклад для будівництва гребель, трас, тунелів чи інших споруд. Навпаки, там, де значення β 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 надопорної 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:

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

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

Видавництво Київського університету

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 ρ_y^+. У результаті уявні сумарна поздовжня провідність $S_{\Sigma y}$ і сумарний поперечний опір $T_{\Sigma y}$ розраховуються за формулами

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

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

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

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

Практика обробки кривих уявного опору свідчить, якщо за r_{min} узяти перший рознос (зазвичай це 1 м), а за $r_{max} = r^+$, то $S_{\Sigma тр}$ і $T_{\Sigma тр}$ відрізняється від пошарових S і T у середньому на ±15 %. Особливо близькі параметри $S_{\Sigma y}$ та $S_{\Sigma тр}$. 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 ($S_{\Sigma тр}$ та $T_{\Sigma тр}$) 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.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

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 відрізнятися 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

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Версія не для друку

кривих зондувань у відносному функціональному зображенні: $\rho_y/\rho_1 = f(r/h_1)$, де r – рознос установки, ρ_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 відмічалося 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 відрізнятися 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

Вилучено з електронного архіву кафедри "Комп'ютерний моніторинг та геоінформаційні системи". Вільний доступ

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 багатошарових 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 сейсморозвідки.

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-

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія 1.0 для друку

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 $\rho_y^{\text{т}} = \rho_y^{\text{т}}(\rho_1, h_1, \rho_2, h_2, ..., \rho_{N-1}, h_{N-1}, \rho_N)$ теоретичну криву електричного зондування, що відповідає певному N-шаровому розрізу з товщинами шарів h_1, h_2,…, h_{N-1} і питомими електричними опорами ρ_1, ρ_2,…, ρ_N (ф. 1.27). Через $\rho_{\text{п}}$ позначимо експериментальну криву електричного зондування, яка підлягає інтерпретації. Нехай ця крива цифрована на M розносах. Припустимо, що $\rho_{y,j}$ позначає величину уявного опору польової кривої зондування на j-му розносі AB/2, а $\rho_{y,j}^{\text{т}}$ – 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 ρ_1, h_1, ρ_2, h_2,…, ρ_{N-1}, h_{N-1}, ρ_N наступного функціоналу відхилення:

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

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

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

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, $i = 1,2,3\ldots$). У цій послідовності кожні наступні зна-

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет ім. Версія тільки для друку

чення зменшують (мінімізують) функціонал відхилення. Корекція параметрів вектора **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 ε 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; α – 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).

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

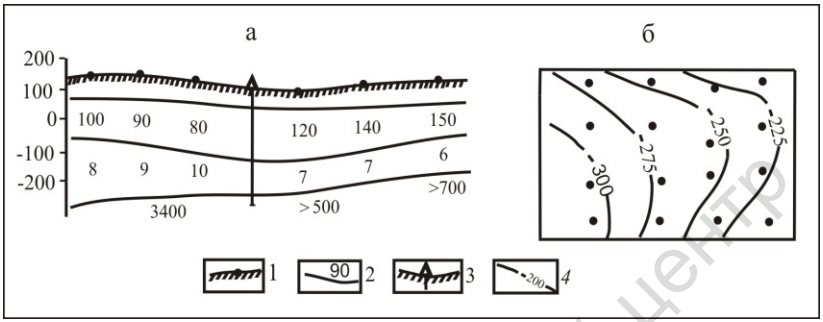


Рис. 1.17. Геоелектричний розріз (а) і структурна карта опорного шару (б), побудовані за результатами інтерпретації вертикальних електричних зондувань:
1 – рельєф і точки спостережень; 2 – геоелектричні межі з питомим опором (Ом·м); 3 – свердловина; 4 – ізогіпси покрівлі опорного шару

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 поляризовностей) шарів з їхньою літологією за даними параметричних зондувань. Оскільки часто електричні властивості в межах одного літолого-стратиграфіного 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 ρ_i і то-

Видавництво Політехнічний центр Київський університет Взірців для друку

вщин h_i шарів більш високою точністю, а для шарів з $\nu_i = h_i/h_{e,i-2} > 2–3$ 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.

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія не для друку

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 ρ_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 AMNB або Шлумберже, у якої MN < 1/3AB, або Веннера, у якої MN = 1/3AB. Симетричне профілювання застосовується при вивченні простих геоелектричних розрізів, у яких досліджувані геологічні об'єкти розташовані в порівняно однорідних вмісних породах і перекриті витриманими за потужністю й опорами покривними відкладами.

Відмінною ознакою симетричної установки AMNB є те, що вимірювальні заземлення M і N розташовуються на лінії, яка з'єднує електроди живлення, симетрично відносно центра O. 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 AMNB розташована далеко від вертикального пласта, його присутність мало впливає на просторовий розподіл електричного поля, а тому

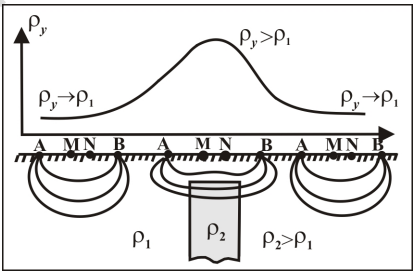


Рис. 1.18. Профілювання симетричною установкою над вертикальним пластом підвищеного питомого опору

вимірюваний уявний опір буде практично відповідати питомому опору вмісного середовища ($\rho_y \to \rho_1$). 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 і, як наслідок, уявного опору. У цьому випадку пласт з підвищеною провідністю на графіку ρy буде фіксуватися мінімумом.

Результати симетричного електропрофілювання установкою AMNB зображуються у вигляді графіків ρ_y, карт рівних значень уявного опору (карт ізоом) і карт графіків ρ_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 ρ_y на двох різних розносах і отримувати одночасно два графіки ρ_y. Оскільки зі зміною розносів живильних заземлень змінюється глибина проникнення струму в землю, два виміри уявного опору і два графіки ρ_y характеризують геологічний розріз на різних глибинах. Співвідношення між довжинами більшої й меншої ліній живлення вибирають, виходячи з конкретних геологічних умов. Такі дослідження підвищують

Видання електронічний університетський
Вирішення та друку

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

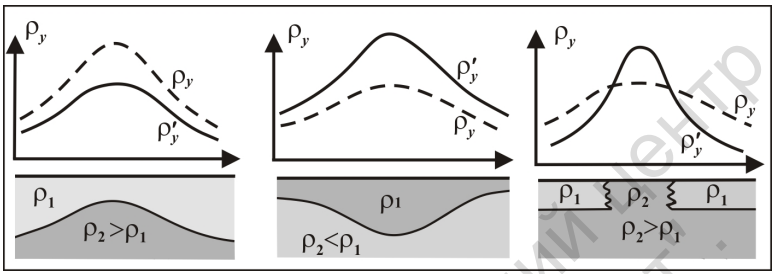


Рис. 1.19. Графіки профілювання установкою AA′MNB′B над різними геологічними структурами

На рис. 1.19 показано результати дворозносного електропрофілювання над різним типом геологічних структур з різними співвідношеннями опорів. Характерним є те, що графік ρ_y, отриманий установкою AMNB (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 ρ'_y, отриманий установкою з меншою живильною лінією A′B′, 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 AMNB. 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 ρ_y наносяться дві криві, які характеризують зміну уявного опору на обох розносах. Карти ізоом і карти графіків ρ_y будуються для кожного розносу окремо й оформлюються так само, як і у ипадку однорозносного СЕП.

Видавництво Графічний центр
Київського університету
Розсилка не гарантує

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).

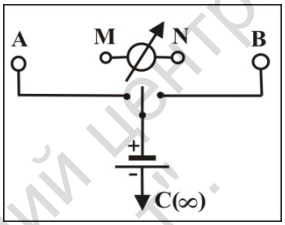


Рис. 1. 20. Установка комбінованого електропрофілювання

На кожній точці профілю вимірюються два значення уявного опору – установкою AMN(C_∞) та установкою BNM(C_∞). Для кожної установки точку запису відносять до центра приймальної лінії MN. У результаті профілювання отримують два графіки ρ_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 M і N

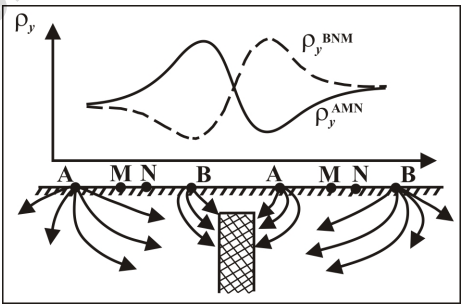


Рис. 1.21. Графіки КЕП над провідним пластом

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 трьохелектродними установками уявного опору відносно питомого опору вмісного середовища. Тому графік ρ_y для установки AMN(C_∞) ліворуч від рудного об'єкта розташується вище, а праворуч – нижче графіка ρ_y установки BNM(C_∞). 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 ρ_y нечітко або й зовсім не виявляються.

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

Дипольне профілювання. Електропрофілювання цим способом виконують зазвичай двосторонньою осьовою установкою ABMNB′A′ (рис. 1.22), хоч може застосовуватися й одностороння установка ABMN. 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 – AB і A′B′, розташовані симетрично з обох боків від вимірювального диполя MN. При кожному положенні такої установки на профілі величину уявного опору вимірюють двічі –

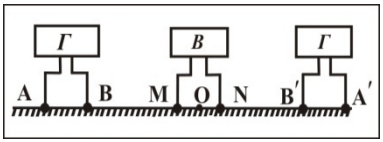


Рис.1.22. Схема установки дипольного двостороннього профілювання:
Г – генератор, *В* – вимірювач

установками ABMN і A′B′MN. Результати вимірів, як уже відмічалося, відносять до центра лінії MN. Дипольна двостороння осьова установка схожа на установку комбінованого електропрофілювання. Схожі й графіки ρ_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 ρ_y і ρ'_y та графік їхніх середніх значень $\rho_y^{сер} = (\rho_y + \rho'_y)/2$ (у площовому варіанті карти $\rho_y^{сер}$), 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 ρ_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 A і B залишають фіксованими, а приймальні електроди переміщують уздовж профілів, паралельних лінії AB. Сукупність цих профілів утворює "планшет" (рис. 1.23).

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія 1.0 для друку

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.

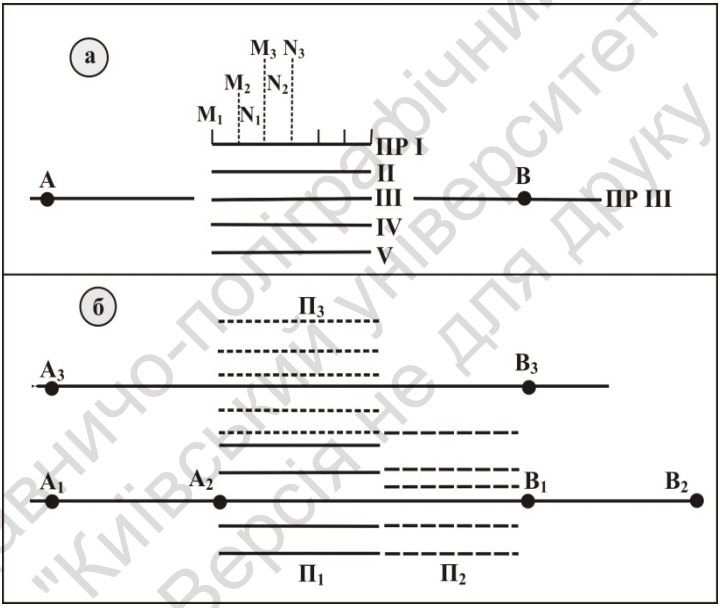


Рис. 1.23. Схема проведення спостережень при профілюванні способом серединних градієнтів:
а – розташування та переміщення по профілю вимірювальних заземлень;
б – розташування планшетів;
$П_1$, $П_2$, $П_3$ – послідовне розташування планшетів

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

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 AB повинен бути таким, щоб геологічні об'єкти, які підлягають вивченню, були у відносно однорідному електричному полі.

Рознос вимірювальних електродів M 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 ρ_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 ρ_y.

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

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

приймальної лінії MN. Дослідження можуть виконуватися за допомогою будь-якої з наведених вище установок. Кругове профілювання застосовують для вивчення анізотропних в електричному 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 ρ_y. Результати зображують у вигляді полярної (кругової) діаграми ρ_y, з'єднуючи масштабовані відрізки, що відповідають уявним опорам, виміряним за різних азимутів розмотки установки AMNB (рис. 1.13).

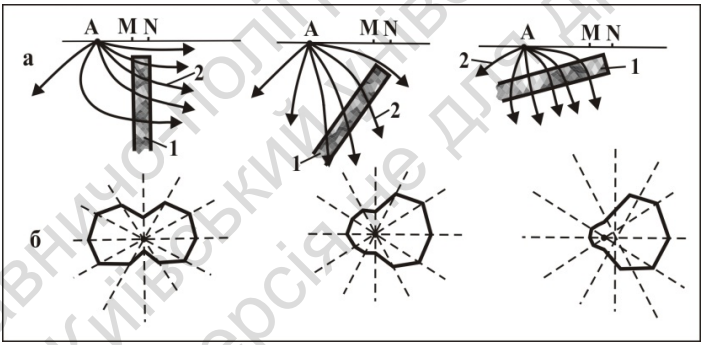


Рис. 1.24. Розташування пласта (а) та полярні діаграми ρ_y (б) трьохелектродного кругового електропрофілювання над провідним пластом з різним кутом падіння:
1 – провідний пласт;
2 – струмові лінії

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

У разі однорідного ізотропного середовища кругова діаграма ρ_y має форму кола. За наявності анізотропії полярна діаграма набуває форми еліпса (чи близької до нього). При цьому напрямок 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 λ.

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 AMN. Полярна діаграма ρ_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 ρ_y (кореляційні плани), карти ізоом 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 ізоом (однакових значень уявного опору), а на рис. 1.26 – приклад кореляційного плану уявного опору.

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку!

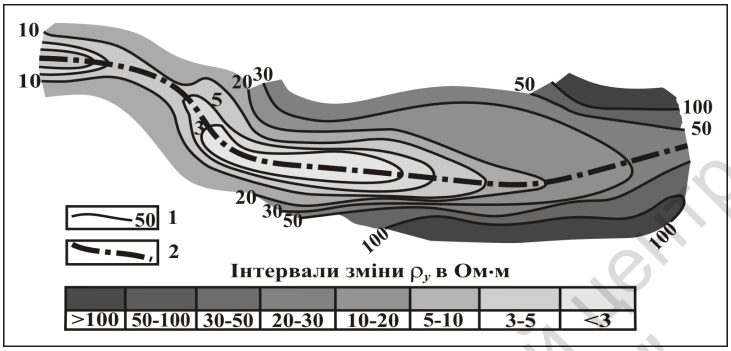


Рис. 1.25. Карта ізоом за даними електропрофілювання:
1 – лінії рівних значень ρ_y;
2 – вісь антиклінальної складки

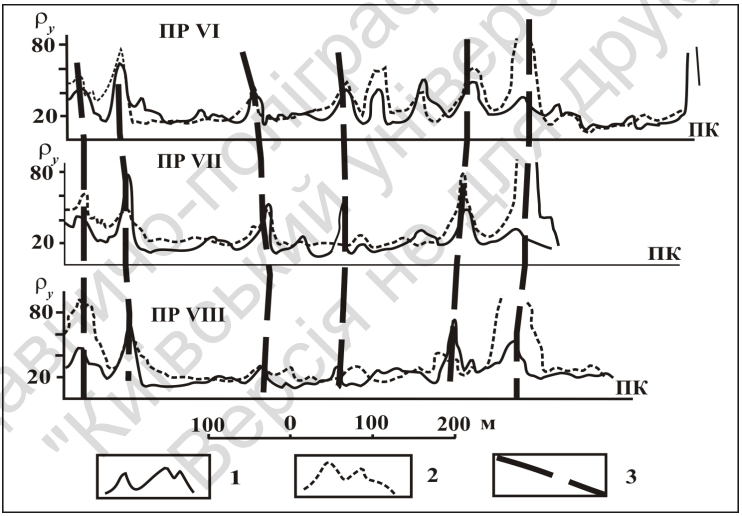


Рис. 1.26. Фрагмент карти графіків уявного опору за даними дворозносного симетричного профілювання на вугільному родовищі:
1 – графіки уявного опору при АВ = 80 м;
2 – графіки уявного опору
при А′В′ = 20 м, MN = крок = 5 м;
3 – виходи пластів вугілля під наноси

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія на друку

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 ρ_y) від первинного (нормального) чи середнього (фонового) поля й оцінки природи об'єктів, що зумовили ці аномалії. Можливість виділення аномалій суттєво залежить від точності зйомок, яку прийнято виражати через середню квадратичну (σ) чи середню арифметичну (ΔA) похибки:

$$\sigma = \pm\sqrt{\sum_{i=1}^{n}\left(A_i - A_{ki}\right)^2 \Big/ (2n-1)} \quad \text{чи} \quad \Delta A = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left|A_i - A_{ki}\right|, \quad (1.50)$$

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 σ і трьох точок": аномалія вважається достовірною, якщо її амплітуда перевищує σ в три рази, і простежується вона не менше ніж на трьох точках профілю.

Початковим етапом процесу якісної інтерпретації є виділення на графіках і картах ρ_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 ρ_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 ρ_y

Видавництво Українського національного університету. Версія не для друку

(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 заляган-ня, 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, удається 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 кромок) 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.

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет імені Бориса Грінченка

Для прикладу на рис. 1.27 наведено графіки електричного профілювання різнотипними 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.

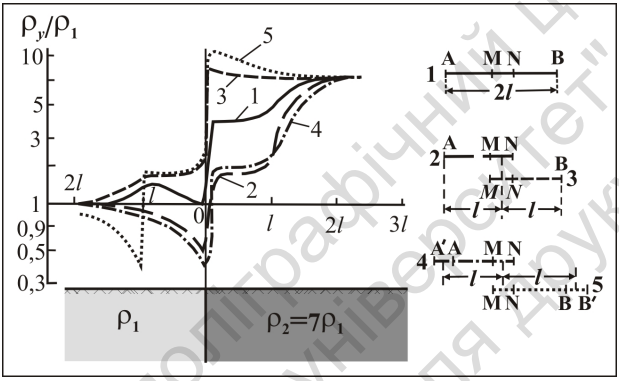


Рис. 1.27. Графіки профілювання через вертикальний контакт:
установки: 1 – AMNB; 2, 3 – комбінована $AMNC_\infty$ і $BNMC_\infty$;
4, 5 – двостороння дипольна осьова

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 ρ_y, 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-

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

терна особливість комбінованого і дипольного двостороннього профілювань досить виразно виявлена на графіках профілювань через товстий пласт.

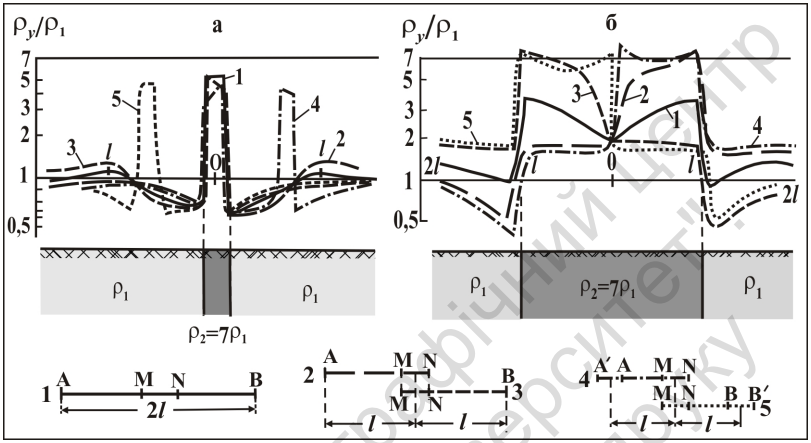


Рис. 1.28. Графіки профілювання через вертикальні тонкий (а) і товстий (б) пласти підвищеного опору (за І. М. Блохом):
установки: 1 – симетрична AMNB; 2, 3 – комбінована $AMNC_\infty$ і $BNMC_\infty$; 4, 5 – двостороння дипольна осьова

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 ρ_y у зоні перехрестя, а також визначення напрямку падіння за асиметрією кривих.

Виробничо-поліграфічний центр Київського університету. Версія не для друку

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, проведеної 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

$$h \approx a(m_1 + m_2); \quad h \approx bq \,. \tag{1.51}$$

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 апріорі відомих питомих опорів вмісного середовища ρ_1 і збурювальних тіл ρ_2, можна оцінити радіуси об'єктів ізометричної (R_0) і циліндричної (r_0) форм за такими формулами:

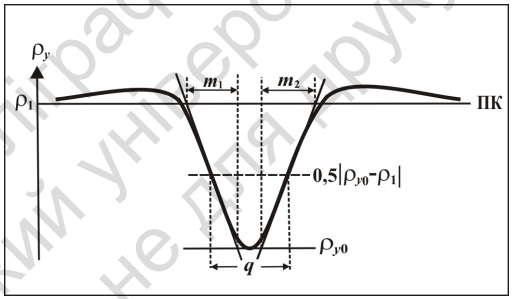


Рис. 1.29. Інтерпретація аномалій уявного опору способами параметрів *m* і *q*

$$R_0 = \sqrt[3]{0{,}5\frac{(\rho_{y0}/\rho_1 - 1)\cdot(2\rho_2/\rho_1 + 1)}{\rho_2/\rho_1 - 1}} \cdot h \,, \tag{1.52}$$

$$r_0 = \sqrt{0{,}5\frac{(\rho_{y0}/\rho_1 - 1)\cdot(\rho_2/\rho_1 + 1)}{\rho_2/\rho_1 - 1}} \cdot h \,, \tag{1.53}$$

де ρ_{y0} – екстремальне значення аномалії уявного опору (рис. 1.29).

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Вхід не для друку

Коли об'єкти досить високопровідні ($\rho_2 << \rho_1$) або високоомні ($\rho_2 >> \rho_1$), для розрахунку їхніх радіусів немає необхідності попередньо знати опори ρ_1 і ρ_2:

$$\text{а) } \rho_2 << \rho_1\text{: } R_0 = r_0 = \sqrt{0{,}5\left(1 - \rho_{y0}/\rho_1\right)} \cdot h\,; \qquad (1.54)$$

$$\text{б) } \rho_2 >> \rho_1\text{: } R_0 = \sqrt[3]{\rho_{y0}/\rho_1 - 1} \cdot h\,;\ r_0 = \sqrt{0{,}5\left(\rho_{y0}/\rho_1 - 1\right)} \cdot h\,. \qquad (1.55)$$

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 виміряних значень поля A_i часто розраховують середні значення $A_{\text{сер}}$ і середні квадратичні відхилення:

$$A_{\text{сер}} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} A_i;\ \ \sigma = \pm\sqrt{\sum_{i=1}^{n}\left(A_i - A_{\text{сер}}\right)^2 \Big/ n} \approx \frac{1{,}2}{n}\sum_{i=1}^{n}\left|A_i - A_{\text{сер}}\right|, \qquad (1.56)$$

а також нормовані й центровані значення поля:

$$\gamma_i = \left(A_i - A_{\text{сер}}\right)/\sigma\,. \qquad (1.57)$$

Важливою характеристикою мінливості поля за профілем чи площею є *функція автокореляції* $R(m)$ або *автокореляційна функція* (АКФ):

$$R(m) =) = \frac{1}{n-m}\sum_{i=1}^{n-m}\left(A_i - A_{\text{сер}}\right)\left(A_{i+m} - A_{\text{сер}}\right), \qquad (1.58)$$

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

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*: $R_н(m) = R(m)/R(0) = R(m)/\sigma^2$. Ступінь корельованості звичайно характеризують радіусом автокореляції $r_к$, який дорівнює такому значенню m чи відстані $r_к = m\Delta x$ (Δx – крок спостережень) на графіку $R_н(m)$, за якого $R_н(m) = 0{,}3\ R_н(0)$.

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

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Електронна версія

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 кросплотів дозволяє розпізнавати значну кількість літологічних типів осадочних порід. У гідрогеологічній геофізиці знайшли застосування крос-плоти, що використовують дані методу викликаної поляризації (у координатах метал-фактора A^* і ρ_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

$$r_{xy} = \sum_{i=1}^{n} \frac{(x_i - x_{\text{сер}})(y_i - y_{\text{сер}})}{n\sigma_x\sigma_y}, \qquad (1.59)$$

де $x_{\text{сер}}$, $y_{\text{сер}}$ – середні значення змінних x та y; σ_x, σ_y – середні квадратичні відхилення. Коефіцієнти кореляції, близькі до ±1, свідчать про тісний кореляційний зв'язок, а близькі до 0 – про відсутність такого зв'язку.

Рівняння регресії

$$(y - y_{\text{сер}}) = r_{xy}\frac{\sigma_y}{\sigma_x}(x - x_{\text{сер}}) \qquad (1.60)$$

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія для друку

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 ρ або поляризовності η, 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:

$$\left(z - z_{\text{сер}}\right) = a\left(x - x_{\text{сер}}\right) + b\left(y - y_{\text{сер}}\right), \qquad (1.61)$$

де

$$a = \frac{r_{xz} - r_{yz} r_{xy}}{1 - r_{xy}^2} \cdot \frac{\sigma_z}{\sigma_x}, \quad b = \frac{r_{yz} - r_{xz} r_{xy}}{1 - r_{xy}^2} \cdot \frac{\sigma_z}{\sigma_y}. \qquad (1.62)$$

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 частостей, 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 напряму 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,

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Електронний варіант для друку

гідрогеології, геоекології, археології, а також при пошуках і розвідці рудних родовищ. В англомовній 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;

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Відповідає за цей примірник

– управління і збір даних здійснюється станціями, які працюють в автоматизованому режимі згідно із заданими протоколами підключення чотириполюсників 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 Δx розставлено (заземлено) парну кількість N електродів (на прикладі, 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 AB 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 $n = 1, 2, \ldots, k$.

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.

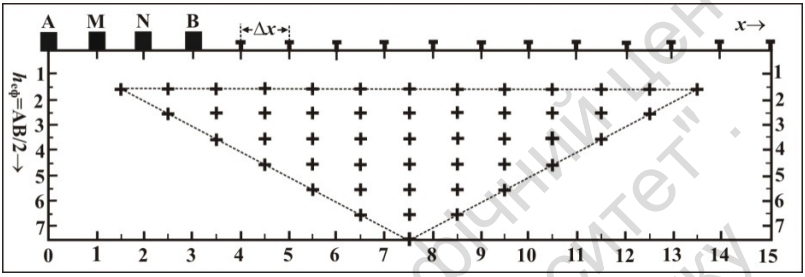


Рис. 1.31. Технологічна схема електротомографії

Після повного циклу багаторозносних профілювань результати подаються у вигляді вертикального псевдорозрізу (вертикального розрізу уявного опору ρ_y), на якому вздовж вертикальної осі відкладається в лінійному чи логарифмічному масштабі ефективна глибина $h_{еф}$ у вигляді $h_{еф} = AB/2$ або $h_{еф} = (AB/2)/2{,}63$ [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, виміряного на максимальному розносі лінії АВ). Крім псевдорозрізів, результати електротомографічних робіт подаються також у вигляді геоелектричного розрізу (глибинного розрізу питомого опору), отримуваного 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 "проектування" зміненого геологічними об'єктами сигналу на приймальні лінії. Завдяки використанню цього принципу й сучасних алгоритмів інверсії електрото-

Видавничо-поліграфічний центр Волинського університету

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 комплекту 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 одновимірного, так і дво- та тривимірного 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.

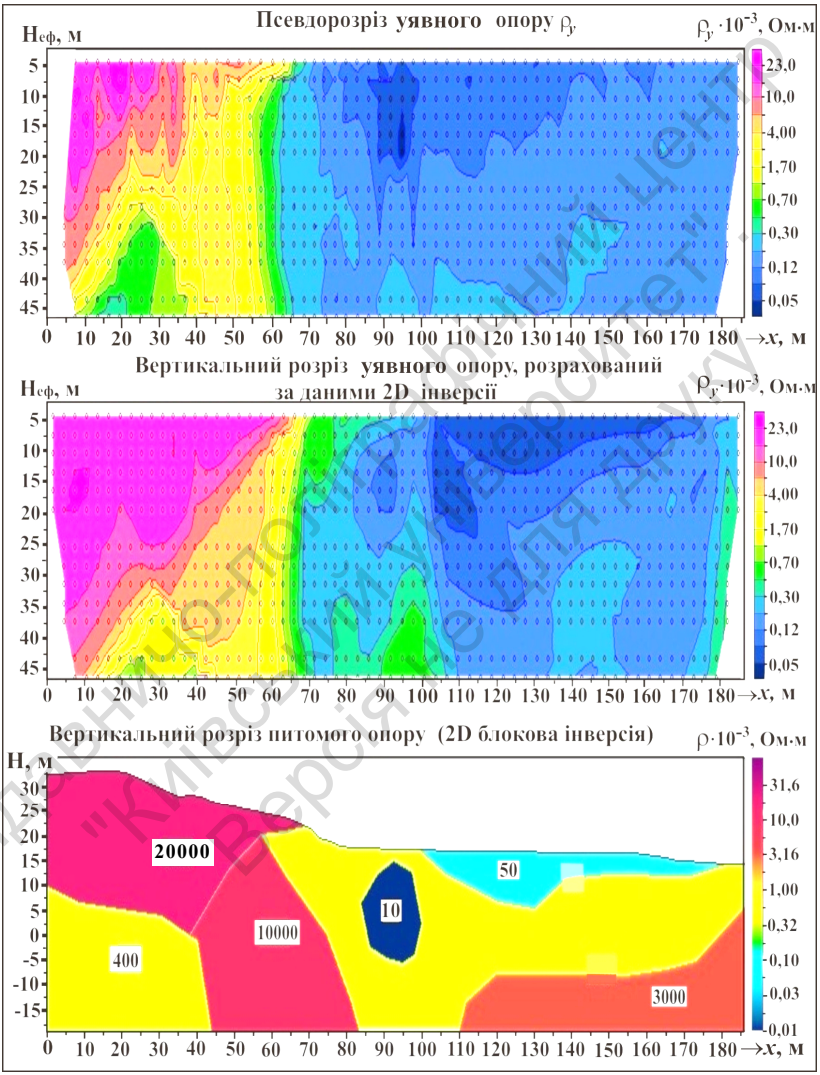


Рис. 1.32. Результати обробки даних електротомографії програмним комплексом ZondRes2D

Видавництво "Київський університет"
Версія для читання

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 ρ_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".

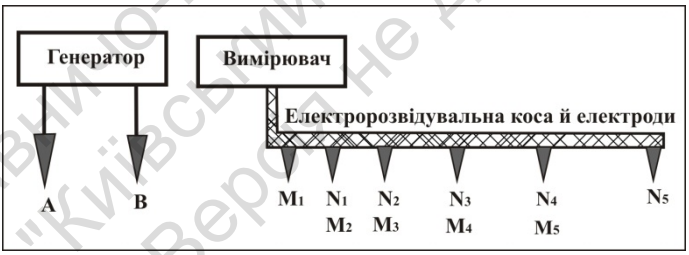


Рис. 1.33. Схема багатоканальної апаратури

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.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

У б*агатоелектродної* 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.

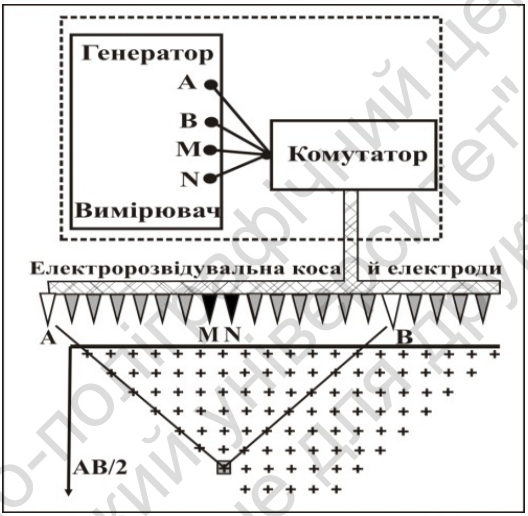


Рис. 1.34. Багатоелектродна апаратура

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.

Вивчично-довідковий центр
Київський національний
університет
Відсія не підлягає
копіюванню

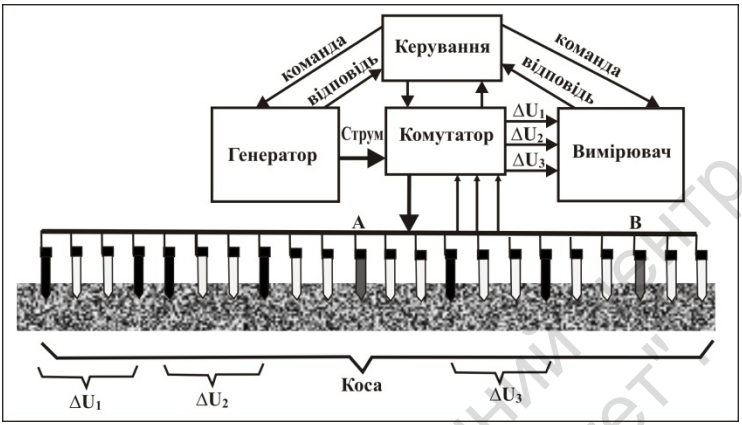


Рис. 1.35. Схема багатоканальної багатоелектродної електротомографічної установки

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 (Δx), 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 осьовою. За умови робіт з використанням такої методики спостережень 5–7 перекривних ліній АВ забезпечують отримання обсягу даних, достатнього для двовимірної інтерпретації.

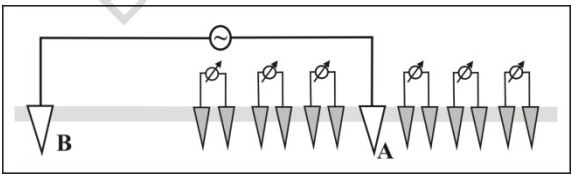


Рис. 1.36. Приклад несиметричної чотирьохелектродної установки

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія тільки для друку

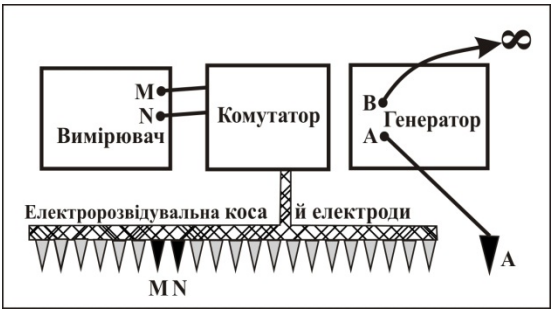


Рис. 1.37. Схема одно канальної багатоелектродної апаратури для електротомографічних досліджень

Застосування сучасної одноканальної багатоелектродної апаратури для виконання електротомографічних досліджень дозволяє добитися значно більш високої продуктивності порівняно із традиційною методикою. До комплекту одноканальної 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 коси 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-

Видавництво Національного університету "Львівська політехніка" 2007

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.

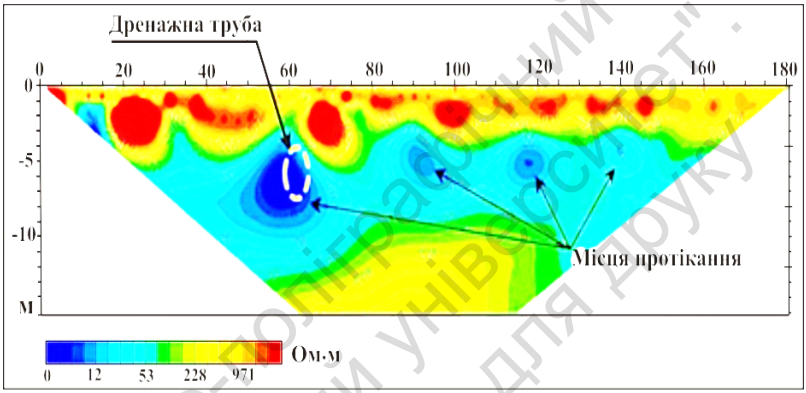


Рис. 1.38. Геоелектричний розріз за даними електротомографічного обстеження земляної дамби

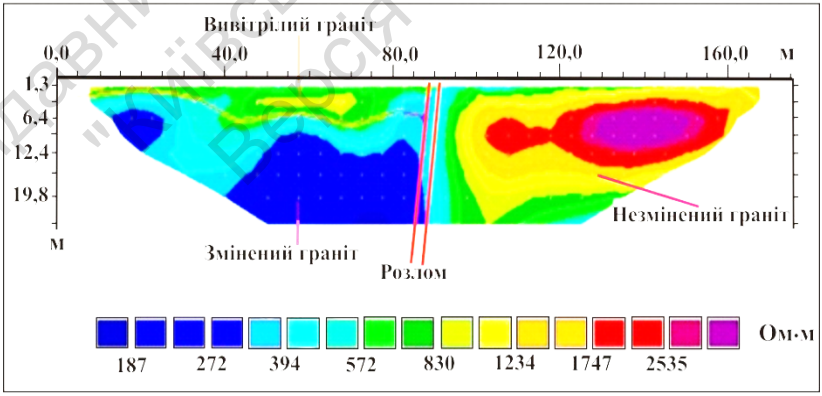


Рис. 1.39. Результат інверсії даних 2D електротомографії при картуванні розлому

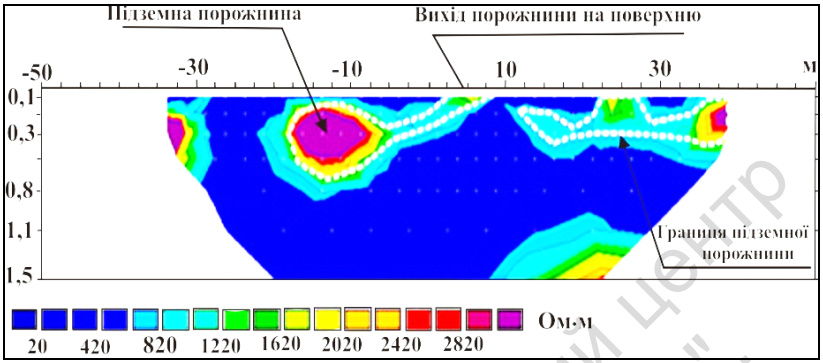


Рис. 1.40. Приклад застосування електротомографії для картування порожнин

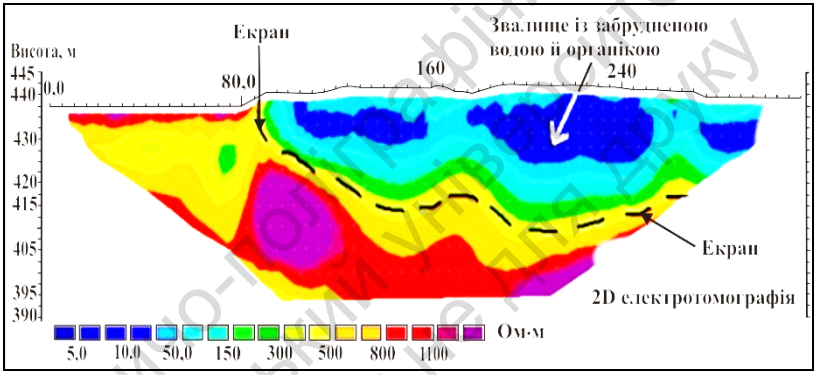


Рис. 1.41. Результати електротомографічного обстеження звалища

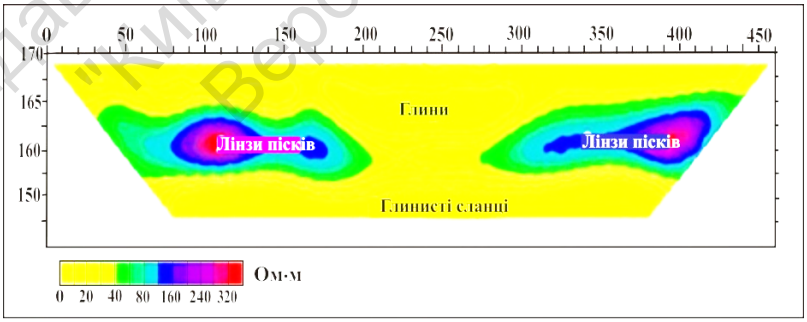


Рис. 1.42. Приклад електротомографічного картування лінз пісків

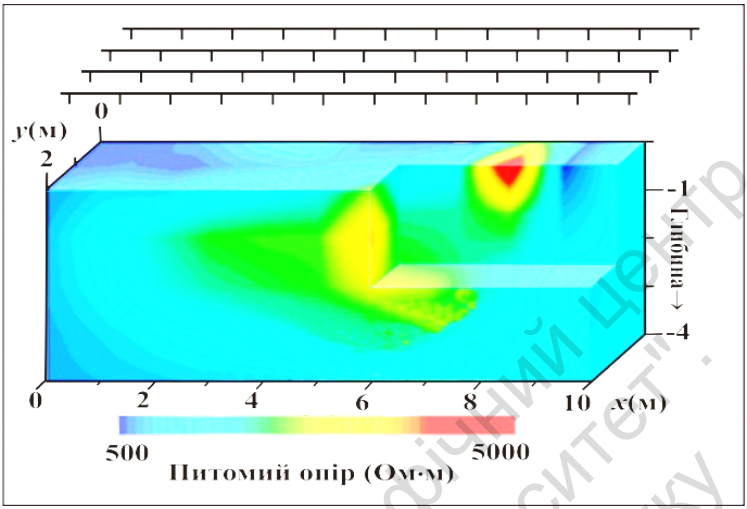


Рис. 1.43. Приклад гладкої інверсії даних 3D електротомографії

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; Электроразведка …, 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-

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія 1.0 для друку

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. Ближня до живильного електрода коса послідовно поступається місцем електроду В, потім переміщується в голову установки.

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Безоплатне видання

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.

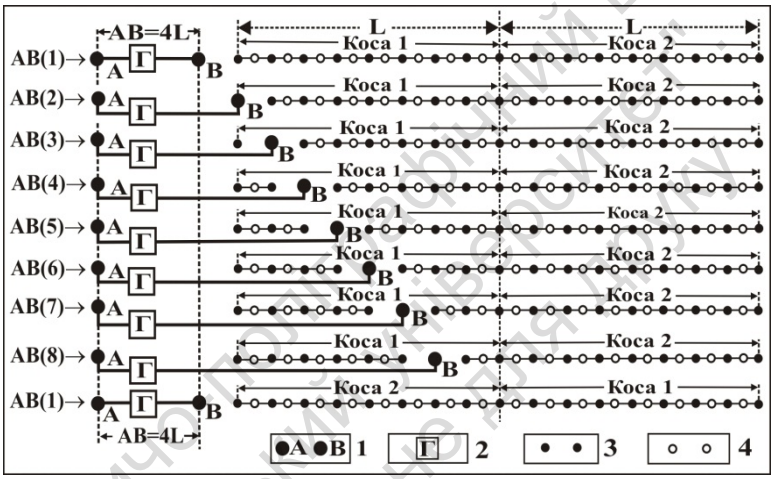


Рис. 1.44. Схема електротомографічної технології точкових суцільних зондувань:
1 – струмові заземлення; 2 – генератор;
3 – заземлення приймальних ліній;
4 – точки вимірювання уявного опору

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-

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Видання не для продажу

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 виконується за допомогою інверсної установки, у якій комутація розносів здійснюється приймальними лініями.

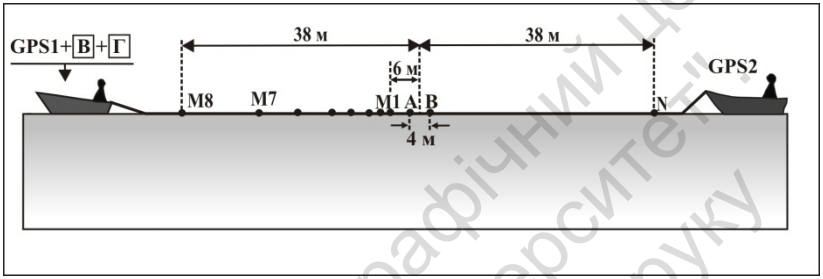


Рис. 1.45. Схема акваторіальної електророзвідувальної установки:
В – багатоканальний вимірювач; Г – генератор

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 (ВВЕП). 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-

Видавничий поліграфічний центр "Київський університет" Версія 2.0 для друку

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 $E_{ан,x}$ 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:

$$\vec{\rho}_{\text{п}} = \vec{E} / \left|\vec{j}_0\right|, \quad \text{де} \left|\vec{j}_0\right| = \sqrt{j_{0,x}^2 + j_{0,y}^2} .$$

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

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Взоття не для продажу

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 ВВЕП 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 перемикань сигналів прямокутної форми різної полярності, створюється сприятлива ситуація для швидкої автоматизованої зйомки ВВЕП. 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.

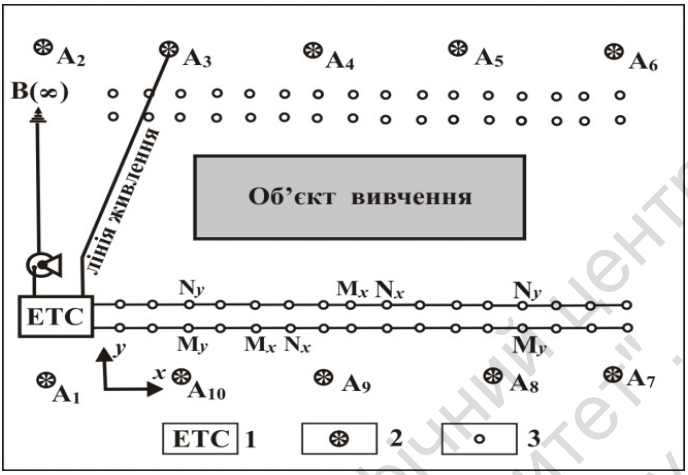


Рис. 1.46. Схема установки векторних вимірів електричного поля:
1 – електротомографічна станція; 2 – живильні електроди;
3 – приймальні електроди

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 вмісними 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 методику відомого в електророзвідці способу

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Вектор не для друку

еквіпотенціальних ліній. Ця ізолінія спочатку матиме форму, близьку до кола. Початковий радіус ізолінії береться рівним 1,5–2-кратній глибині до водоносного 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 замкнутих еквіпотенціальних ліній в різні проміжки часу (від одиниць до десятків годин).

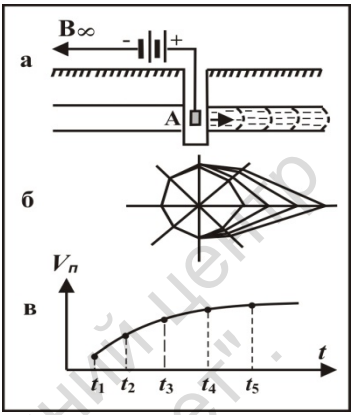


Рис. 1.47. Визначення швидкості фільтрації підземних вод методом заряду:
а – поширення сольового ореолу в пласті; б – схема зміщення ізоліній; в – графік залежності V від t

Еквіпотенціальні лінії витягуються в напрямку руху підземного потоку зі швидкістю $V = \Delta r/\Delta t$, де Δr – зміщення ізоліній вздовж напрямку потоку, Δt – проміжок часу між зйомкою еквіпотенціальних ліній (рис. 1.47, б). Будуючи графік залежності швидкості руху фронту ізолінії, можна визначити її сталe значення, яке й відповідає швидкості фільтрації підземного потоку (рис. 1.47, в).

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

Видавництво поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

електрокінетичними явищами в багатофазних 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 неполяризні 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 неполяризних 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 (ΔU_{MN} і ΔU_{NM}), дозволяють визначати істинне значення

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Взято на облік ДонНУ

природної різниці потенціалів у землі ΔU, а також власну поляризацію електродів ΔU_e, яка завжди обчислюється за абсолютною величиною і звичайно не перевищує 1–2 мВ:

$$\Delta U = \frac{\left(\Delta U_{MN} + \Delta U_{NM}\right)}{2},\ \Delta U_e = \frac{\left(\Delta U_{MN} - \Delta U_{NM}\right)}{2}. \quad (1.63)$$

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 площовою. 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 зйомок – 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-

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету
Версія не для друку

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 ΔU_e. Якщо її величина перевищує 2 мВ, розчин в неполяризних 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.

Видавничо-поліграфічний відділ
Київського університету
Зображення для друку

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-

Видавничо-поліграфічний центр
"Київський університет"
Вибране підручники

на високоточна зйомка природного поля, виміри з перестановкою електродів необхідно виконувати в усіх точках профілю.

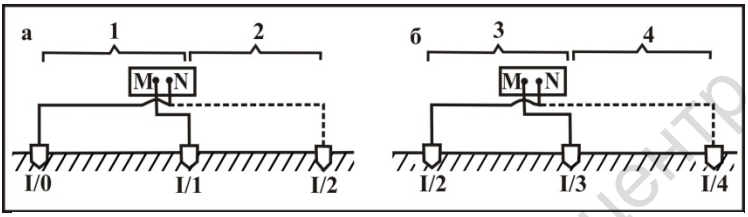


Рис. 1.48. Послідовність вимірювань у способі градієнта:
Стоянки: а – перша; б – друга; 1–4 – номери вимірювань

Польові спостереження способом градієнта проводять по замкнутих 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 %.

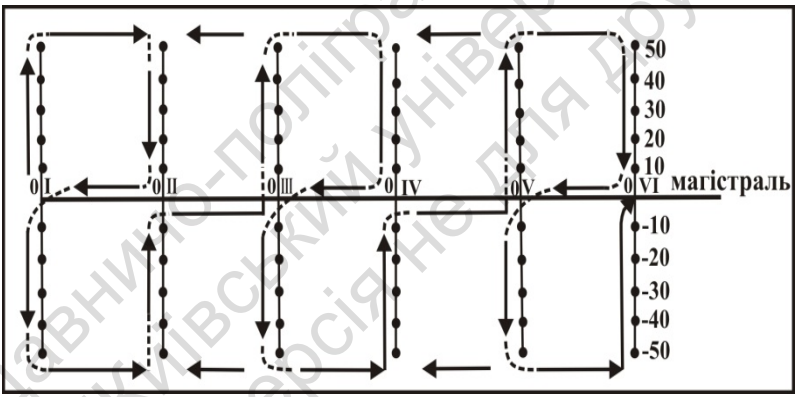


Рис. 1.49. Порядок обходу полігонів у способі градієнта

За результатами обробки польових спостережень способом градієнта так само, як і в разі зйомки способом потенціалу, будують графіки потенціалу природного поля, карти еквіпотенціальних ліній і карти графіків потенціалу (кореляційні плани).

Інтерпретація експериментальних даних. Інтерпретація результатів зйомки природного електричного поля може бути якісною і кількісною.

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія не для друку

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 ... –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'ясовується 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 ρ_e і самого об'єкта ρ_i (інформацію отримують у результаті досліджень методами опору або за даними електрокаротажу), а також максимального стрибка потенціалу ΔU_0 можна оцінити радіуси об'єктів ізометричної (R_0) та циліндричної (r_0) форм згідно з формулами:

$$R_0 = \sqrt{\frac{\rho_e + 2\rho_i}{\rho_e}\left|\frac{U_{\min}}{2\Delta U_0}\right|}\cdot h\,;\quad r_0 = \frac{\rho_e + \rho_i}{\rho_e}\cdot\left|\frac{U_{\min}}{2\Delta U_0}\right| h\,, \qquad (1.64)$$

де $U_{\min}$ – екстремальне значення амплітуди аномалії.

Максимальний стрибок потенціалу на контактних поверхнях ΔU_0 оцінюється за результатами вимірів природного поля у свердловині чи на відслоненнях, де чітко видно контакт рудного

Видавничо-поліграфічний центр Вінницький університет Вірія не для друку

об'єкта із вмісним середовищем. Зазвичай він часто становить 500–600 мВ. Якщо поклад є рудним, тобто $\rho_e >> \rho_i$, то розрахунок розмірів об'єктів спрощується:

$$R_0 = \sqrt{\left|\frac{U_{\min}}{2\Delta U_0}\right|} \cdot h; \quad r_0 = \left|\frac{U_{\min}}{2\Delta U_0}\right| h. \qquad (1.65)$$

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:

$$h \approx (0{,}4 - 0{,}5)\, q \approx (0{,}46 - 0{,}58)\, m,\ h/l = 0{,}3 \div 1{,}1;$$

$$h \approx (0{,}29 - 0{,}3)\, q \approx 0{,}38\, m,\ l >> h;$$

$$h \approx 0{,}65q \approx 0{,}86\, m,\ l << h.$$

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 δ 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 цією формулою, будуть дещо завищені для малих відношень глибини h до довжини провідника l і за-

Видавничий поліграфічний центр Київський університет

нижені для великих. Похибка визначення глибин коливається в межах ±25 %. При $\delta >> l$ 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 пластоподібного рудного покладу та його протяжності в горизонтальному напрямку може виконуватися за допомогою логарифмічних палеток.

Для похило поляризованих об'єктів аномалія потенціалу природного поля знакозмінна (рис. 1.50). Інтерпретація в цьому разі зводиться до визначення кута нахилу α 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 α за відношенням $|U_{min}|/|U_{max}|$, потім глибина h за визначеним кутом α та відстанню d між екстремумами і на завершальному етапі – розміри об'єктів за визначеними α, h та амплітудою U_{min} (або U_{max}).

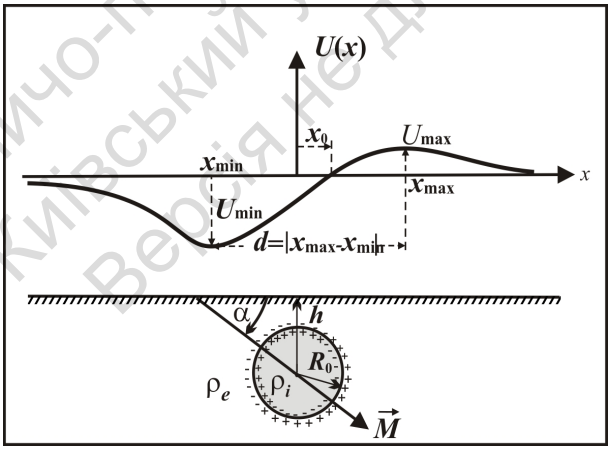


Рис. 1.50. Графік потенціалу електричного поля похило поляризованого об'єкта

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

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 електронопровідні 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.

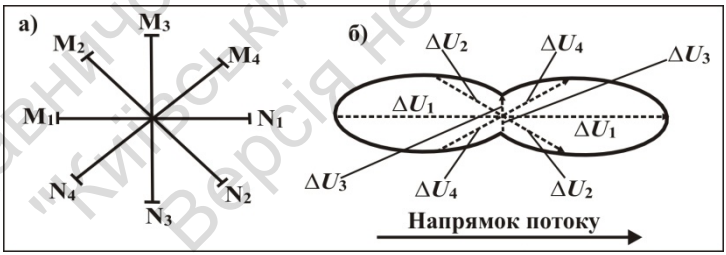


Рис. 1.51. Визначення напрямку підземного потоку методом природного електричного поля:
а – розташування приймальних ліній; б – зміна ΔU

Під час інженерно-геологічних і гідрогеологічних досліджень зйомка природного поля дає інформацію про напрямок фільтрації підземних вод (рис. 1.51). Цей метод успішно застосовується

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

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 ρ_y від глибини проникнення струму, яка регулюється розносом установки, досліджується також і глибинна залежність уявної поляризовності η_y (метод ВЕЗ-ВП). Зондування методом ВП використовують для вивчення розрізів з пологими межами поділу середовищ з різною поляризовністю η, 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 системам спостережень. Це дозволяє вивчати розрізи не тільки з пологими межами поділу, а й дво- і тривимірні середовища.

У разі профілювань досліджується зміна ρ_y й η_y 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-

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Вергія університет

джень 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 (СЕП-ВП). У районах з низькими значеннями поляризовності й питомих електричних опорів гірських порід, що становлять розріз, доцільно застосовувати симетричні установки, де MN = 1/3·AB (установка Венера), оскільки вимірювана різниця потенціалів ΔU_{MN} у цьому випадку є найбільшою й її легше зареєструвати, водночас установка залишається межовою, тобто можна вважати, що відношення виміряної різниці потенціалів ΔU_{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 поляризовності η_y) у часовому (нестаціонарному) 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 деполяризації, 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 $\Delta U_{ПР}$ 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 поляризовності η_y визначають за формулою

$$\eta_y(0{,}5) = [\Delta U_{ВП}(0{,}5)/\Delta U_{ПР}]\cdot 100\ \%,$$

Вимірювально-обчислювальний центр
Електронний варіант
Версія 1.0 для ДП "ІГІ"

де $\Delta U_{ПР}$ – різниця потенціалів на електродах M і N приймальної лінії, виміряна під час пропускання струму перед його вимкненням. Визначаючи уявну поляризовність 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 поляризовністю визначають і уявний опір: $\rho_y = K \cdot \Delta U_{ПР} / I$, 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 графітизованими, спостерігаються аномалії суттєво підвищених значень η_y і знижених з начень ρ_y.

Ще одним вимірюваним параметром у методі ВП на постійному струмі є *уявний параметр швидкості деполяризації* A_y, рівний різниці уявних поляризовностей, виміряних через 1 і 11 секунд після вимкнення струму в лінії живлення

$$A_y = \eta_y(1) - \eta_y(11).$$

Відношення уявної поляризованості η_y і уявного параметра швидкості деполяризації A_y до уявного опору ρ_y називаються *відносними* уявною поляризовністю і швидкістю деполяризації

$$\eta_y^* = \eta_y(0{,}5) / \rho_y, \quad A_y^* = A_y / \rho_y.$$

На змінному струмі викликану поляризацію оцінюють у градусах фазового зсуву вимірюваного гармонійного сигналу $\Delta U_{MN} \cdot \sin(\omega t + \varphi_{ВП})$ щодо струмового сигналу $I_{AB} \cdot \sin(\omega t)$, 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 поляризовності η_y

$$\eta_y \approx -2{,}5\varphi_{ВП}, \text{ у \%}.$$

На змінному струмі виконуються також амплітудно-частотні вимірювання, суть яких полягає у вимірах різниці потенціалів на двох частотах і розрахунку відсоткового частотного ефекту *PFE*:

$$PFE = \frac{\Delta U(\omega_Н) - \Delta U(\omega_В)}{\Delta U(\omega_Н)},$$

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

де $\Delta U(\omega_{\text{Н}})$ – різниця потенціалів, виміряна на низькій частоті; $\Delta U(\omega_{\text{В}})$ – 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 η_y, оскільки в сигналі на низькій частоті викликана поляризація виявляється сильніше, ніж на високій частоті. Доречно відмітити, що явище викликаної 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 η_y, *PFE* і ρ_y не узгоджуються із загальним ходом відповідних графіків. Здійснювати контрольні спостереження слід приблизно за тих же величин поляризного струму, що й основні. Похибка вимірів по ρ_y має становити не більше 5 %, а по η_y і *PFE* – не більше 10 %.

Результатом експериментальних вимірювань у разі зондувань методом ВП є криві уявної поляризовності, фази чи відсоткового частотного ефекту, які являють собою залежності виміряних η_y, $\varphi_{\text{ВП}}$ і *PFE* від розносу r установки зондувань ($\eta_y(r)$, $\varphi_{\text{ВП}}(r)$, *PFE* (r)), побудовані в логарифмічному масштабі. За даними профілювань методом ВП будуються графіки, карти графіків і карти ізоліній η_y, $\varphi_{\text{ВП}}$ і *PFE*.

Інтерпретація зондувань викликаної поляризації. Інтерпретація даних зондувань у методі ВП (ВЕЗ-ВП, ДОЗ-ВП) спрямована на розчленування геоелектричного розрізу за параметрами поляризовності на окремі шари та визначення їхніх поляризовностей 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 $\eta_y(r)$, $\rho_y(r)$, $\varphi_{\text{ВП}}(r)$, *PFE* (r), вертикальні псев-

Електронний архів кафедри
Київського університету
Версія ЧНТУ

дорозрізи η_y, ρ_y, $\varphi_{ВП}$, *PFE* вздовж профілю робіт і графіки цих параметрів (у разі профільних робіт) або карти їхніх графіків чи ізоліній (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 поляризовністю.

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:

$$\partial\eta_y/\partial r,\ \partial\eta_y^*/\partial r,\ \partial B_y/\partial r,\ \partial C_y/\partial r,$$

$$\int_0^{r_{опт}} \eta_y dr,\quad \int_0^{r_{опт}} \eta_y^* dr,\quad \int_0^{r_{опт}} B_y dr,\quad \int_0^{r_{опт}} C_y dr.$$

Визначені абсциси (розноси) характерних точок кривих зондувань кореляційно зв'язані з глибинами залягання поляризаційних шарів (напр., рівня до грунтових вод). За іншими зазначеними параметрами, отриманими в результаті параметричних зондувань на свердловинах, можна встановити кореляційні зв'язки з тими чи іншими геолого-гідрогеологічними властивостями. Параметричні зв'язки з найбільшими коефіцієнтами кореляції можна використовувати для аналізу рядових точок зондувань.

Кількісна інтерпретація кривих η_y і ρ_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 поляризовностей є розчленування геологічного розрізу на окремі шари, які відрізняються за питомим опором і поляризовністю та побудова відповідних геоелектричних моделей.

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Все права на друку

Інтерпретація даних профілювань викликаної поляризації. Інтерпретація даних профілювань з вимірами поляризовності *переважно якісна*. Вона зводиться до виділення аномалій з підвищеною уявною поляризовністю щодо фонових значень, які становлять близько 0,5–1 %. Над піритизованими чи графітизованими породами поляризовність досягає 5–10 % і більше. Над провідними сульфідними зруденіннями η_y може досягати перших десятків відсотків. Малоаплітудні 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 поляризовності. Над об'єктами з глибоким заляганням нижніх кромок (крутопохилі пласти, штоки та ін.) спостерігаються лише максимуми поляризовності. Над контактом порід з різною поляризовністю спостерігаються аномалії типу "контакту" (рис. 1.52). Над похилими пластами графіки η_y асиметричні (рис. 1.53).

Під час якісної інтерпретації даних профілювань ВП на спостережених графіках η_y визначають місця положень епіцентрів локальних тіл підвищеної поляризовності, які відповідають точкам максимумів кривих η_y, отриманих за даними профілювання способом серединного градієнта. Положення контакту порід різної поляризовності визначається як середня точка *d* ділянки кривої η_y з більшим градієнтом (рис. 1.52, ділянка *a* – *b*). Ступінчасті злами кривої η_y відповідають пластам підвищеної поляризовності, причому над вертикальними пластами крива η_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).

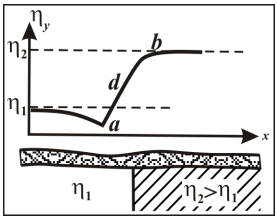


Рис. 1.52. Графік η_y над вертикальним контактом порід

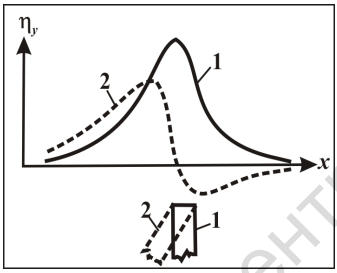


Рис. 1.53. Залежність графіків η_y від кута нахилу поляризованого об'єкта

Несиметричність графіків η_y може бути зумовлена також і несиметричністю положення тіла відносно живильних електродів: більш крута гілка кривої η_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 η_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 η_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 η_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

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету. Електронна версія для друку

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 поляризовності η_y над поверхнево поляризованою кулею:

$$\eta_y = C\left[\frac{h^2 - 2x^2}{(x^2 + h^2)^{5/2}}\right] \Big/ \left[1 - A\frac{h^2 - 2x^2}{(x^2 + h^2)^{5/2}}\right], \qquad (1.66)$$

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.

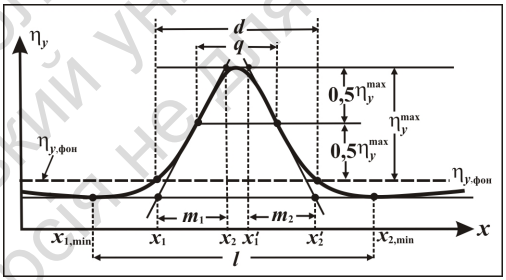


Рис. 1.54. Аномалія викликаної поляризації над поляризованим об'єктом та її атрибути для визначення глибин h до центра і до верхньої кромки об'єкта

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 η_y); q – величина хорди, проведеної на рівні, що відповідає половині максимуму аномалії (рис. 1.54). Вплив провід-

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія не для друку

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 апріорі 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 поляризовностей 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

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету "Берегиня" для службового користування

для виявлення контактів різних літологічних різновидів порід, зон подрібнення і розущільнення.

У зв'язку з тим, що поляризовність порід з іонною електропровідністю залежить від їхнього гранулометричного складу, вологості й мінералізації, метод ВП застосовують при пошуках води для розчленування розрізів, складених осадочними 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 ρ_y практично не виявляється, а на графіку уявної поляризовності η_y він чітко виявляється у вигляді максимуму. Інтерпретація кривої уявної поляризовності 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.

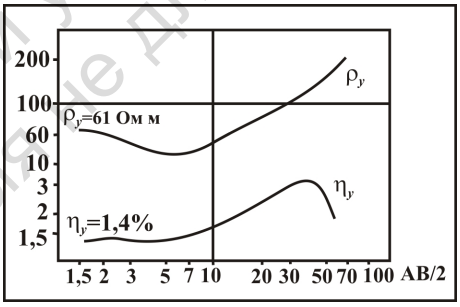


Рис. 1.55. Графіки зондувань методом ВЕЗ-ВП (за Е. М. Кузьміною)

Метод ВП застосовують для інженерно-гідрогеологічного картування з метою виділення зон з різним характером осадочних 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 установлюються кореляційні зв'язки між геофізичними параметрами, визначуваними в процесі вимірів методом ВП, у першу чергу поляризовністю η і питомим опором ρ, з одного

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

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 поляризовністю мерзлих порід з іонною провідністю (значення η 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

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету. Версія не для друку

в МТЗ і ЧЗ (зондувальним параметром) є частота f (або період T) коливань, 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-

Видавництво "Київський університет" Версія не для друку

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, розрахованій 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.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія не для друку

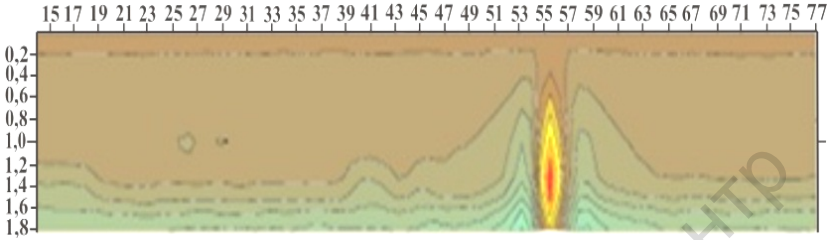


Рис. 1.57. Геоелектричний розріз на території з підземними комунікаціями (за О. К. Манштейном):
крок зондувань уздовж профілю 0,5 м

Апаратурно-програмний комплекс ЕМС може застосовуватись для дослідження ґрунтів з метою вирішення іженерно-геологічних завдань – пошуків, трасування й діагностики підземних комунікацій, пошуків і локалізації археологічних пам'ятників, оконтурювання меж об'єктів техногенного захоронення, дослідження зв'язку рівня родючості землі з її електропровідністю, оцінки вологонасичення ґрунтів, виявлення областей підвищеної мінералізації грунтових 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

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Церсія не для друку

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.

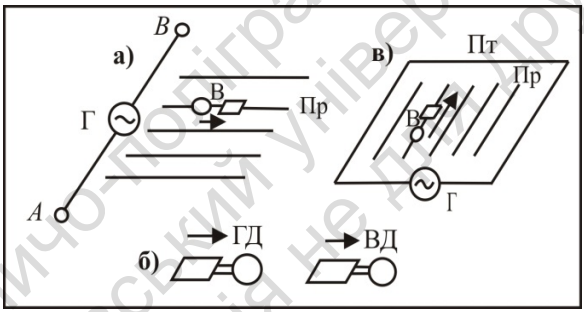


Рис. 1.58. Модифікації індуктивних методів:
а – метод довгого кабелю; б – дипольне індуктивне профілювання;
в – метод незаземленої петлі; Г – генератор; В – вимірювач;
ГД – генераторний диполь; ВД – вимірювальний диполь;
Пр – профіль; Пт – петля

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 вмісному середовищі, і виникненням при цьому (при перетині цими

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Копія не для продажу

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 $H_в$ 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 заляган-ня об'єкта підвищеної провідності, а за частотними характеристиками (на стадії деталізації) – його електропровідність, що дає змогу провести класифікацію аномалій на "рудні" й "нерудні".

Метод ДІП 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 ДІП 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 (ПІЕМПЗ) 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 ПІЕМПЗ є масиви гірських порід, у яких під дією механічних напруг різного походження відбуваються невідновні 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 індукує виникнення заряду протилежного знаку, то надлишковий дипольний момент виникає завжди, і стан такої поляризації є загальною властивістю джерела ПІЕМПЗ. Короткочасна поляризація середовища може виникнути за умов:

а) масового розколювання мінералів-діелектриків, явищ електроадгезії й когезії в зернах, трибоелектризації поверхонь зерен,

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія не для друку

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 ПІЕМПЗ 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 завад, полів радіостанцій, атмосфериків та інших явищ, що розглядаються як завади.

На практиці ПІЕМПЗ 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 ПІЕМПЗ досить широкий: $10^{-6} – 10^{-3}$ В/м по електричному полю і $10^{-7} – 10^{-4}$ А/м по магніт-

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет ім. Бориса Грінченка

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 ПІЕМПЗ 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 ПІЕМПЗ 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 ПІЕМПЗ 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 ПІЕМПЗ, 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 ПІЕМПЗ 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 ПІЕМПЗ як у польових, так і в лабораторних умовах, який належить до апаратури нового покоління, є мікропроцесорний індикатор МІЕМП-4/1 (розробка УкрНДІМП, м. Донецьк).

У методичному плані польові спостереження швидкості надходження імпульсів ПІЕМПЗ виконуються за заздалегідь 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 упоперек 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 ПІЕМПЗ крок спостережень зменшують для її деталізації. Деталізацію виділених аномальних зон виконують вимірюваннями ПІЕМПЗ 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 впоперек простягання профілю – уздовж схилу. У кожному напрямку виконується близько 10 вимірювань інтенсивності ПІЕМПЗ, що забезпечує можливість їхньої статистичної обробки. Інтервал вимірювань становить близько 1 с.

Видавництво Національного університету "Львівська політехніка" Версія для друку

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 ПІЕМПЗ). 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 ПІЕМПЗ, 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 (χ):

$$\chi = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} J_{m,i} / J_{l,i} , \qquad (1.67)$$

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 завад, які реєструються за тієї чи іншої орієнтації антени. Припускається, що з допомогою параметра χ можна досить однозначно визначити стадії напружено-деформованого стану схилу. Про

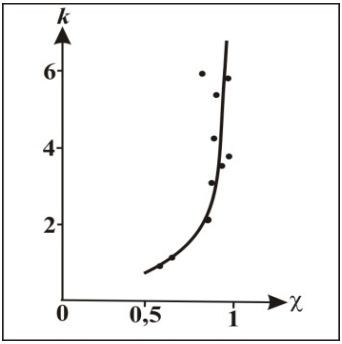


Рис. 1.59. Графік залежності коефіцієнта стійкості схилу (*k*) і кореляційного коефіцієнта анізотропії (χ)

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія не для друку

правильність такого припущення свідчать результати кореляційного зв'язку коефіцієнтів стійкості k та анізотропії χ, наведеного в роботі Н. Р. Хархаліса.

Із графіка залежності коефіцієнтів k і χ (рис. 1.59) видно, що зі зменшенням величини χ 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 ПІЕМПЗ значення коефіцієнта анізотропії прийнято за основний інформаційний параметр. На картах площових спостережень ПІЕМПЗ 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 δJ:

$$\delta J = (J_{max} - J_{min})/J_{min},$$

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 ПІЕМПЗ, зв'язаної з напружено-деформованим станом порід тоді, коли роботи ведуться тільки з одним приладом.

За результатами зйомки методом ПІЕМПЗ та обробки експериментальних даних будуються карти інтенсивності випромінювання ПІЕМПЗ, карти коефіцієнта анізотропії ПІЕМПЗ χ і карти динамічності δJ, інформативність яких ураховується при виділенні зсувонебезпечних ділянок. Зазвичай метод ПІЕМПЗ 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 ПІЕМПЗ застосовують методику, згідно з якою вилучення впливу добових варіацій виконується окремо на кожному профілі нормуванням польових результатів вимірювань ПІЕМПЗ за стандартним відхиленням згідно з формулою

$$E = (E_i - E_{сер})/\sigma,$$

Видання підготовлено в електронному вигляді Вінницьким національним технічним університетом для навчального використання

де E, E_i, $E_{сер}$ – відповідно нормоване, виміряне на конкретному пікеті й середньоарифметичне в межах профілю значення ПІЕМПЗ; σ – 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 грунтів ділянок житлового і промислового будівництва;

Видавництво Львівської політехніки
Національний університет
Версія не для друку

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 ε, ніж питома електропровідність γ. Це зумовлено тим, що на високих частотах тангенс кута втрат, який виражає собою відношення густини струму провідності до густини струму зміщення, суттєво менше 1 ($tg\delta = \gamma/\omega\varepsilon << 1$). У діапазоні радіохвильових частот суттєво збільшується поглинання електромагнітних хвиль провідним середовищем. Коли довжина хвилі значно менша за відстань до точки виміру і лінійних розмірів досліджуваних геологічних об'єктів, 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 тіньових 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).

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Версія 16 для друку

Основи методу. Суть радіокомпараційного методу полягає у вимірах електромагнітних полів у дальній зоні довгохвильових (довжина хвиль $\lambda = 500–2000$ м) і наддовгохвильових ($\lambda = 2–10$ 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. Несприятливими 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

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету
Версія не для друку

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

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія ІВО ДЛУ

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 упоперек 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

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету "Берегиня" навчальної літератури

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 α (для його вимірювання антена з вертикального положення нахиляється до отримання мінімуму по індикатору); інколи вимірюється пеленг на радіостанцію (кут θ). 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_φ і $E_r = \sqrt{E_x^2 + E_y^2}$. За результатами вимірів можна визначити імпеданс поля $Z = E_x/H_y = E_r/H_\varphi$ та ефективний питомий опір середовища: $\rho_{еф} = |Z|^2/(2\pi f\mu_0)$.

Метод радіокіп застосовується також у підземному, аерота 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, α або θ.

Інтерпретація результатів. Інтерпретація даних зйомки методом радіокіп здебільшого якісна. Будуються карти, графіки і кореляційні плани вимірюваних параметрів (H_p, H_z, α або θ, E_x), чи ефективного опору $\rho_{еф.}$ За виявленими аномаліями та кореляцією їх між собою, зіставленням з результатами інших геофізичних методів і геологічними даними

Видавничо-поліграфічний центр
Луцький університет
Версія не для друку

виділяють контакти порід, пласти, зони тектонічних порушень, рудні й нерудні об'єкти. Аномалії, типові для різних геологічних розрізів, зображені на рис. 1.60.

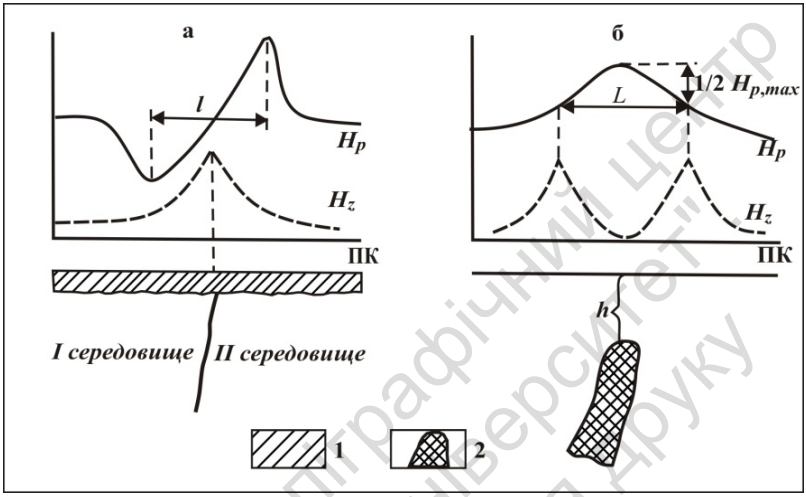


Рис. 1.60. Аномалії типу контакту (а) і провідного пласта (б) радіокомпараційного методу:
1 – поверхневі відклади; 2 – рудний поклад

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 α 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 α над контактом має екстремум. Приблизна глибина залягання контакту може бути оцінена за такою емпіричною формулою

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія на для друку

$$h \approx \frac{H_{z,\max}}{H_{p,\max}} \cdot \frac{l}{4}, \qquad (1.68)$$

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. Радіокомпараційний 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.

Видавництво Державний університет Вологодський університет

Методи радіохвильового просвічування

Провідними методами підземної геофізики, призначеними для вивчення цілiків 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 (Хмелевською 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

$$H_{\varphi}^{\mathrm{e}} = A_{H0}^{\mathrm{e}} \frac{e^{-br}}{r} \sin\theta, \quad E_{\theta}^{\mathrm{e}} = A_{E0}^{\mathrm{e}} \frac{e^{-br}}{r} \sin\theta \ , \qquad (1.69)$$

Виявлення порушень суцільності масиву гірських порід Київський університет ім. Бориса Грінченка

б) для магнітного диполя

$$H_{\theta}^{\text{м}} = A_{H0}^{\text{м}} \frac{e^{-br}}{r} \sin\theta, \quad E_{\varphi}^{\text{м}} = A_{E0}^{\text{м}} \frac{e^{-br}}{r} \sin\theta, \qquad (1.70)$$

де θ – кут між дипольним джерелом і напрямком r на точку вимірювання; $A_{H0}^{\text{е}}$, $A_{E0}^{\text{е}}$, $A_{H0}^{\text{м}}$, $A_{E0}^{\text{м}}$ – амплітудні коефіцієнти, які визначаються круговою частотою $\omega = 2\pi f$ (f – частота в Гц), інтенсивністю електричного і магнітного дипольних джерел (їхніми моментами $P_{\text{е}}$ і $P_{\text{м}}$ відповідно) та властивостями навколишнього середовища – його питомою провідністю $\gamma = 1/\rho$ (ρ – питомий опір) і магнітною μ й діелектричною ε проникністю:

$$\begin{aligned} A_{H0}^{\text{е}} &= \frac{P_{\text{е}}}{4\pi}|k|; \qquad A_{E0}^{\text{е}} = \frac{P_{\text{е}}}{4\pi}\omega\mu; \\ A_{H0}^{\text{м}} &= \frac{P_{\text{м}}}{4\pi}|k|^2; \quad A_{E0}^{\text{м}} = \frac{P_{\text{м}}}{4\pi}\omega\mu|k|. \end{aligned} \qquad (1.71)$$

У співвідношенні (1.71) $k = b - ia$ є комплексним хвильовим числом середовища, коефіцієнт поглинання b і фазовий коефіцієнт a якого, виражаються

$$b = \omega\sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2}\left[\sqrt{1+\left(\frac{\gamma}{\omega\varepsilon}\right)^2}-1\right]}, \qquad (1.72)$$

$$a = \omega\sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2}\left[\sqrt{1+\left(\frac{\gamma}{\omega\varepsilon}\right)^2}+1\right]}. \qquad (1.73)$$

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-

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

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

$$Э = \frac{A^{\text{e}}_{H0}\,\dfrac{e^{-br}}{r}\sin\theta}{H}. \qquad (1.74)$$

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 дожини хвилі, то аномалій в методі РХП може й не бути ($Э \approx 1$). Аномалія може бути відсутньою також у випадку, коли поперечні розміри розвідуваних тіл у 2–5 разів менші відстані між передавачем і приймачем.

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет

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 λ_0) довжина електричної антени l для ефективної роботи має задовольняти нерівність

$$2l \le \lambda \approx \lambda_0 / \sqrt{\varepsilon_r} ,$$

де λ – довжина хвилі в навколишніх породах; ε_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, тролеї 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.

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія для друку

Перед радіопросвічуванням спочатку здійснюються дослідні роботи із просвічування однорідних циліків 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 циліків.

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 напрямок генераторної й вимірювальної антен, виконуються поляризаційні виміри, згущується мережа спостережень. До 10–20 % усіх точок спостережень повинні складати контрольні й повторні. Припу-

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Вперед на для науку

стимі похибки спостережень залежать від типу використовуваної апаратури і зазвичай становлять ±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 градуйованих сигналів будуються криві напруженості поля, здебільшого в умовних одиницях.

Інтерпретація та сфера застосування радіохвильового просвічування. Найпростішим способом інтерпретації даних радіопросвічувань є тіньовий, 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

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Богдана Дніпрова

незмінному струмі в антені й однаковій методиці зйомки ця величина залишається практично постійною.

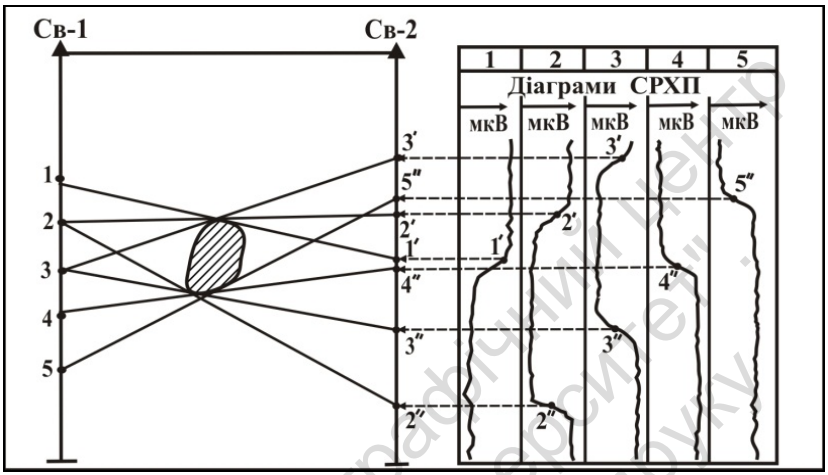


Рис. 1.61. Виділення екранувальної зони способом засічок

Для паралельних гірничих виробок чи свердловин формула розрахунку нормального поля має вигляд

$$H_{\text{н}} = A_{H0}\frac{e^{-b_0 r}}{r}\sin\theta. \qquad (1.75)$$

Якщо виробки непаралельні й не лежать в одній площині, то замість sin θ необхідно брати геометричний коефіцієнт $D = \sin\theta_1 \cdot \sin\theta_2 \cdot \cos\alpha$, де α – кут між однією з антен і площиною, що проходить через її центр і другу антену; θ_1 – кут у зазначеній площині між прямою, що з'єднує центри антен, і проекцією першої антени на площину; θ_2 – кут між тією ж прямою і другою антеною.

Якщо загальне рівняння

$$H_{\text{н}} = A_{H0}\frac{e^{-b_0 r}}{r}\cdot D \qquad (1.76)$$

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

прологарифмувати, то формула для визначення b_0 буде мати вигляд

$$\ln \frac{H_{\text{н}} \cdot r}{D} = \ln A_{H0} - b_0 r \,. \qquad (1.77)$$

Побудувавши залежність $\ln(H_{\text{н}} \cdot r/D)$ 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 $H_{\text{н}} \cdot r/D$ і r. Користуватися цією палеткою слід так. Провівши радіопросвічування однорідних в електричному відношенні циліків 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.

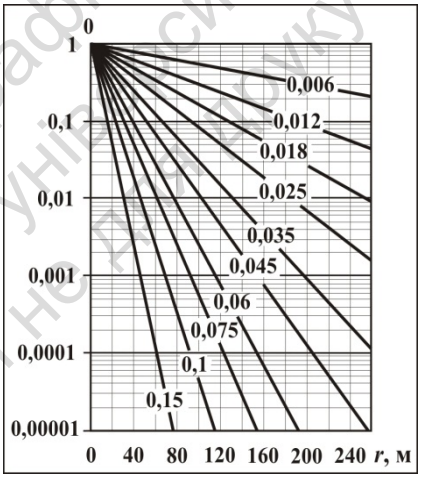


Рис. 1.62. Палетка для визначення параметрів b_0 і A_{H0} нормального поля в методі РХП: цифри – коефіцієнти поглинання в неперах/метр (Нп/м)

Вінницький національний технічний університет
Електронний архів кафедри
Версія не для друку

У *способі порівняння* виділення аномалій виконується шляхом накладання на польовий графік H теоретичної кривої нормального поля $H_н$, 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 виміряним значенням H і відомим (розрахованим) нормальним полем $H_н$ виконується обчислення коефіцієнта екранування:

$$Э_H = \frac{A_{H0} \cdot \left(e^{-b_0 r}/r\right) \cdot D}{H} \text{ або } Э_E = \frac{A_{E0}\left(e^{-b_0 r}/r\right) \cdot D}{E}. \quad (1.78)$$

У *способі уявних коефіцієнтів поглинання* за відомими значеннями D, H, A_{H0} чи D, E, A_{E0} визначається уявний коефіцієнт поглинання b_y:

$$b_y = \frac{\ln A_{H0} - \ln(Hr/D)}{r} \text{ або } b_y = \frac{\ln A_{E0} - \ln(Er/D)}{r}. \quad (1.79)$$

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 $Э$ чи уявного коефіцієнта поглинання b_y. Параметри $Э$ 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 $Э$ 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

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет" Версія не для друку

коефіцієнтами екранування ($Э > 200$) 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.

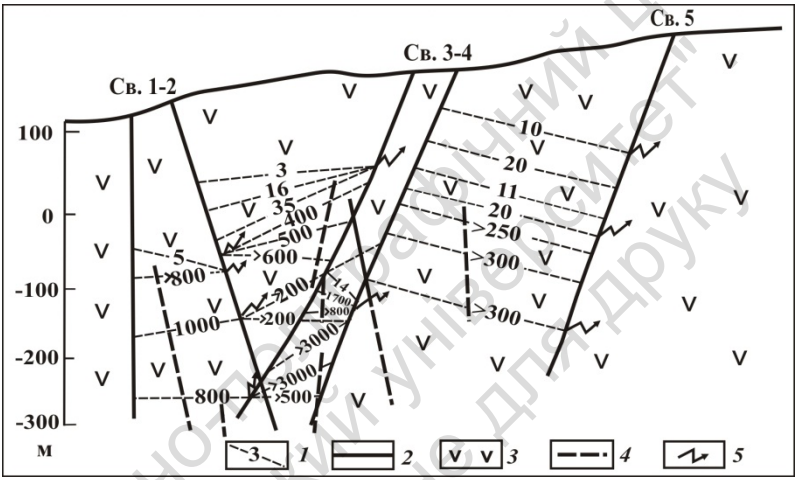


Рис. 1.63. Результати свердловинного радіопросвічування мідно-нікелевого родовища (за А. Д. Петровським):
1 – променеві діаграми з коефіцієнтами екранування;
2 – свердловини; 3 – виверженні породи; 4 – рудні жили;
5 – пункти розташування передавачів

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 $h_г$) і приймачем (горизонтальна $h_п$). Це дозволяє розраховане відповідно до цього променя в площині H значення уявного коефіцієнта поглинання b_y (чи коефіцієнта екранування Э) приписати конкретній точці в площині Q. У разі багатократного просвічування в площині H утворюється певна множи-

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Вебверсія, не для друку

на променів, яка в площині Q відповідає множині точок з приписаними значеннями уявного коефіцієнта поглинання чи екранування. Це дозволяє побудувати в площині Q карту ізоліній b_y. Водночас будь-яка точка в площині H з координатами x_0, h_0 зображується відповідною лінією в площині Q, продовження якої обов'язково перетинає осі цієї площини. На рис. 1.64 у площині Q наведено три такі лінії – *а-а*, *б-б*, *в-в*. У площині H їм відповідають три точки – *а*, *б*, *в*. Координати точок такої лінії у площині Q є зображеннями безлічі променів, що перетинають відповідні точки площини H.

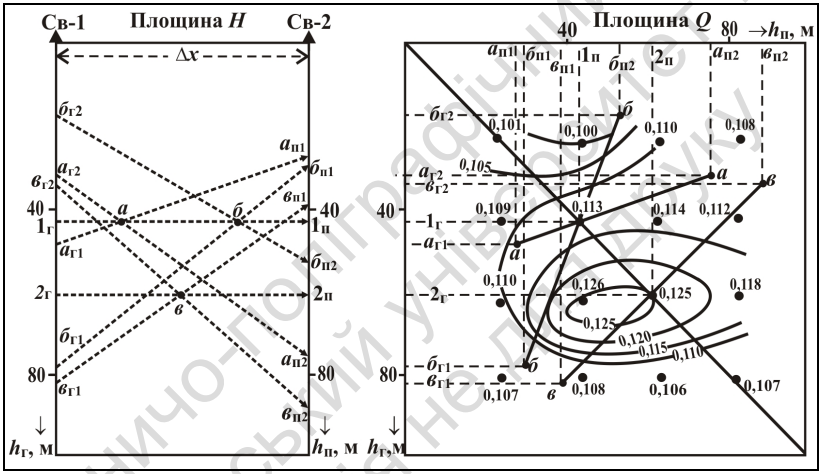


Рис. 1.64. Інтерпретація даних радіохвильового просвічування способом узагальненої площини

Існуючий взаємозв'язок між дійсною площиною H і узагальненою площиною Q дозволяє здійснити зворотний перехід від площини Q до реальної площини H. По лініях площини Q, що відповідають точкам площини H, обчислюються середньозважені значення уявного коефіцієнта поглинання (чи коефіцієнта екранування), які приписуються відповідним точкам площини H. У підсумку будується карта рівних значень b_y чи $Э$ в дійсній площині H. У результаті міжсвердловинний простір певною мірою візуалізується за його електропровідністю: місцям підви-

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія не для друку

щених значень b_y (чи Э) 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 $h_г$ та $h_п$.

2. Обчислити значення b_y для прямих ліній (променів), що з'єднують кожну пару точок розташування генератора (передавача) 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 *а*, *б* і *в*). Точки в площині H рекомендується розташовувати на прямих $h_г = h_п$. 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 кожну 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 $h_г = h_п = h_0$, і відповідна їй точка лягає на бісектрису в площині Q, а інша вибирається довільно, при цьому координати $h_г$ та $h_п$ будь-якої точки, що лежить на цій прямій, функціонально зв'язані таким рівнянням:

$$h_п = \frac{\Delta x}{x_0} h_0 - \left(\frac{\Delta x}{x_0} - 1 \right) h_г , \qquad (1.80)$$

де Δx – відстань між свердловинами. Ця лінія перетинає осі площини Q в точках

$$h_г = \frac{\Delta x}{\Delta x - x_0} h_0 , \; h_п = \frac{\Delta x}{x_0} h_0 . \qquad (1.81)$$

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Верещагін Д.Ю.

Так, на рис. 1.64 за координатами прямих $1_г1_п$ та $a_{г1}a_{п1}$ у площині *H* побудована пряма *а-а* в площині *Q*. Ця пряма будується також і за координатами прямих $1_г1_п$ та $a_{г2}a_{п2}$. Як бачимо, усі три прямі (промені) перетинаються в одній і тій же точці. Отже, точка *а* у площині *H* відповідає прямій *а-а* у площині *Q*. Аналогічно будуються прямі *б-б* та *в-в* площини *Q*, які відповідають точкам *б і в* 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

$$x_0 = \frac{h_{г1} - h_{г2}}{h_{г1} - h_{г2} + h_{п2} - h_{п1}} \Delta x;\ h_0 = \frac{h_{г1}h_{п2} - h_{г2}h_{п1}}{h_{г1} - h_{г2} + h_{п2} - h_{п1}}, \quad (1.82)$$

де $h_{г1}$, $h_{п1}$ і $h_{г2}$, $h_{п2}$ – 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 ($h_г = h_0$), а координата x_o вираховується за формулою

$$x_o = \frac{h_0 - h_г}{h_п - h_г} \Delta x, \quad (1.83)$$

де $h_г$ та $h_п$ – координати будь-якої точки проведеної прямої.

5. По кожній прямій у площині *Q*, побудованій згідно з пунктом 4, у межах ізоліній b_y підраховується середньозважене значення уявного коефіцієнта поглинання

$$b_{y,сер} = \frac{b_1 l_1 + b_2 l_2 + ... + b_n l_n}{l},$$

де b_i – середні значення коефіцієнта поглинання b_y між сусідніми ізолініями; l_i – довжина відрізків прямої, яка перетинає ці ізолінії; $l = \sum_i l_i$ – довжина прямої між крайніми ізолініями. Якщо в межах довжини *l* виконана аналітична апроксима-

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Вебпля не для продажу

ція b_y, то середньозважене значення цього коефіцієнта може бути визначено шляхом інтегрування

$$b_{y,\text{сер}} = \int_l b_y(l)dl \Big/ l .$$

Обчислені значення $b_{y,\text{сер}}$ приписуються відповідним точкам площини H. За їхньою сукупністю проводяться ізолінії $b_{y,\text{сер}}$ 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.

Ультракороткохвильове 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-

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія для друку

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.

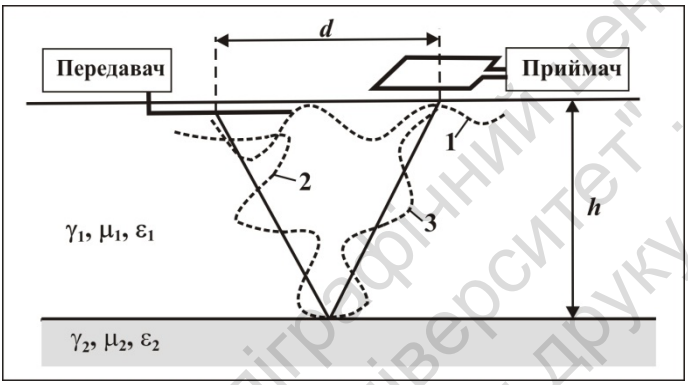


Рис. 1.65. Схема інтерференційного радіохвильового зондування:
1, 2, 3 – пряма, набіжна і відбита хвилі

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 υ_1 і мають довжину хвилі $\lambda_1 = \dfrac{\upsilon_1}{f} = \dfrac{c}{fq_1} = \dfrac{\lambda_0}{q_1}$, де $c = 3\cdot10^8$ м/с; λ_0 – довжина хвилі в повітрі; q_1 – коефіцієнт укорочення хвилі у верхньому шарі, який виражається

$$q_1 = \sqrt{\frac{1}{2}\varepsilon_r\mu_r\left[\sqrt{1+\left(\frac{\gamma}{\omega\varepsilon}\right)^2}+1\right]},$$

де ε_r, μ_r – відповідно відносні діелектрична й магнітна проникності верхнього шару, ε і γ – його абсолютна діелектрична проникність і питома провідність, ω – кругова частота ($\omega = 2\pi f$,

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія не для друку

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°, 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

$$\left.\begin{aligned} 2a + \frac{\varphi}{2\pi}\lambda_{1\min} - d &= (2k+1)\frac{\lambda_{1\min}}{2} \quad - \quad \text{для мінімуму} \\ 2a + \frac{\varphi}{2\pi}\lambda_{1\max} - d &= (2k+1)\frac{\lambda_{1\max}}{2} \quad - \quad \text{для максимуму} \end{aligned}\right\}, \quad (1.84)$$

де $k = 1, 2, 3, \ldots$, φ – кут зсуву фаз хвилі при відбитті від межі поділу (у радіанах).

Підставляючи в (1.84) $\lambda_1 = \upsilon_1/f$, отримаємо

$$\left.\begin{aligned} \frac{2a-d}{\upsilon_1} f_{\min} &= k + \frac{1}{2} - \frac{\varphi}{2\pi} \quad - \quad \text{для мінімуму} \\ \frac{2a-d}{\upsilon_1} f_{\max} &= k - \frac{\varphi}{2\pi} \quad - \quad \text{для максимуму} \end{aligned}\right\}. \quad (1.85)$$

У разі вивчення інтерференційним методом багатошарового розрізу формули (1.85) можуть бути переписані так:

$$\left.\begin{aligned} \left(\frac{2a}{\upsilon_{\text{сер}}} - \frac{d}{\upsilon_1}\right) f_{\min} &= k + \frac{1}{2} - \frac{\varphi}{2\pi} \quad - \quad \text{для мінімуму} \\ \left(\frac{2a}{\upsilon_{\text{сер}}} - \frac{d}{\upsilon_1}\right) f_{\max} &= k - \frac{\varphi}{2\pi} \quad - \quad \text{для максимуму} \end{aligned}\right\}, \quad (1.86)$$

де $\upsilon_{\text{сер}}$ – середня швидкість електромагнітної хвилі в товщі, що перекриває відбивну межу поділу.

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія не для друку

Якщо антена приймача розташована близько від передавача ($d \le \lambda_{\min}$), то можна вважати $d \approx 0$, $a \approx h$ і формули, що описують інтерференційні явища, спрощуються. Так, із співвідношень (1.85) для двошарового розрізу отримуємо такі рівняння для екстремумів:

$$\frac{2h_1}{\upsilon_1} f_{\min} = k + \frac{1}{2} - \frac{\varphi_1}{2\pi}, \qquad \frac{2h_1}{\upsilon_1} f_{\max} = k - \frac{\varphi_1}{2\pi}. \tag{1.87}$$

Для тришарового розрізу умова інтерференції хвилі, відбитої від підошви другого шару, очевидно визначиться формулами

$$\left.\begin{aligned} \left(\frac{2h_1}{\upsilon_1} + \frac{2h_2}{\upsilon_2}\right) f_{\min} &= k + \frac{1}{2} - \frac{\varphi_2}{2\pi} \\ \left(\frac{2h_1}{\upsilon_1} + \frac{2h_2}{\upsilon_2}\right) f_{\max} &= k - \frac{\varphi_2}{2\pi} \end{aligned}\right\}, \tag{1.88}$$

де h_2 та υ_2 – товщина другого шару і швидкість поширення в ньому електромагнітної хвилі; φ_2 – фазовий зсув на підошві другого шару. При цьому зсув фази під час заломлення на підошві першого шару буде компенсуватися зсувом під час зворотного ходу хвилі. Аналогічно отримують формулу для чотиришарового розрізу:

$$\left.\begin{aligned} \left(\frac{2h_1}{\upsilon_1} + \frac{2h_2}{\upsilon_2} + \frac{2h_3}{\upsilon_3}\right) f_{\min} &= k + \frac{1}{2} - \frac{\varphi_3}{2\pi} \\ \left(\frac{2h_1}{\upsilon_1} + \frac{2h_2}{\upsilon_2} + \frac{2h_3}{\upsilon_3}\right) f_{\max} &= k - \frac{\varphi_3}{2\pi} \end{aligned}\right\}. \tag{1.89}$$

Отже, використовуючи формули (1.86), можна за аналогією із сейсморозвідкою 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 $d \neq 0$.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

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 принципових позицій, то отримані вище закони поширення радіохвиль, засновані на принципах променевої оптики, можна використовувати тільки тоді, коли на окремий промінь не впливають сусідні. Подібні умови у вільному просторі виконуються у так званій "дальній зоні" на відстанях від джерела $r \geq 10\lambda$, де λ – 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: $Z = \dfrac{-i\omega\mu}{k}$. Тому, користуючись законами геометричної оптики й межовими умовами, можна визначити коефіцієнти відбиття ($K_{\text{В}}$) і заломлення ($K_{\text{З}}$) 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

$$K_{\text{В}} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}, \quad K_{\text{З}} = \frac{2Z_2}{Z_2 + Z_1}. \tag{1.90}$$

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 зволожених порід. Такі ж високі коефіцієнти спостерігаються на контакті з хорошими

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія PDF для друку

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 π.

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 ρ близько 1000 Ом·м, і не перевершує 200–400 м, коли ρ 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:

$$\frac{3 \cdot 10^8}{5h_{\min}} < f < \frac{3 \cdot 10^8}{0{,}5h_{\max}}, \qquad (1.91)$$

де $h_{\min}$ і $h_{\max}$ – мінімальна і максимальна глибина поверхонь шарів, які передбачається вивчати.

Існує декілька способів виконання радіохвильового зондування. Зупинимося 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).

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія не для друку

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.

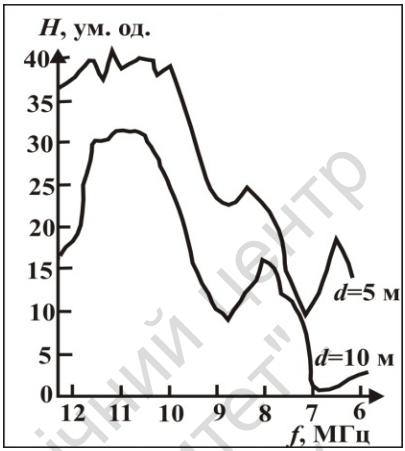


Рис. 1.66. Інтерференційна крива радіохвильового зондування
(за В. А. Шемшуриним)

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:

$$\left(\frac{2a}{\upsilon_{\text{сер}}}-\frac{d}{\upsilon_1}\right)\cdot(f_{\min}-f_{\max})=\frac{1}{2},\quad \text{або}\quad \Delta f_{\text{сер}}=0{,}5\Big/\left(\frac{2a}{\upsilon_{\text{сер}}}-\frac{d}{\upsilon_1}\right);\quad (1.92)$$

Вибірково-поляризаційний центр
Київський університет
Волга 6 для друзів

$$\Delta f_1 = \frac{1}{4\dfrac{h_1}{\upsilon_1}}, \quad \Delta f_2 = \frac{1}{4\left(\dfrac{h_1}{\upsilon_1} + \dfrac{h_2}{\upsilon_2}\right)}, \quad \Delta f_3 = \frac{1}{4\left(\dfrac{h_1}{\upsilon_1} + \dfrac{h_2}{\upsilon_2} + \dfrac{h_3}{\upsilon_3}\right)}, \quad (1.93)$$

де $\Delta f_{\text{сер}}$, Δf_1, Δf_2, Δf_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 $a = \sqrt{h^2 + d^2/4}$, υ_1, υ_2, …, $\upsilon_{\text{сер}}$, φ_1, φ_2, …, φ можуть бути визначені розрахунковими, аналітичними способами з рівнянь (1.86–1.93). При цьому, як відмічалося вище, фазовий зсув на контактах може бути прийнятий рівним 180°, тобто $\varphi_1 = \varphi_2 = \varphi_3 = \ldots = \varphi \approx \pi$.

Розрахункові формули для визначення глибин методом середніх швидкостей (за умови $d \neq 0$), отримані з формул (1.86) і (1.92), мають вигляд

$$\left.\begin{aligned} a &= \sqrt{h^2 + \frac{d^2}{4}} = \frac{k}{2f_{\min}}\upsilon_{\text{сер}} + \frac{d}{2}\cdot\frac{\upsilon_{\text{сер}}}{\upsilon_1}, \\ a &= \left(k - \frac{1}{2}\right)\frac{\upsilon_{\text{сер}}}{2f_{\max}} + \frac{d}{2}\cdot\frac{\upsilon_{\text{сер}}}{\upsilon_1}, \qquad a = \frac{\upsilon_{\text{сер}}}{4\Delta f_{\text{сер}}} + \frac{d}{2}\cdot\frac{\upsilon_{\text{сер}}}{\upsilon_1}. \end{aligned}\right\} \quad (1.94)$$

Видавництво Політехнічний центр Київського університету. Версія не для друку

У разі $d \approx 0$ можна користуватися формулами пластових швидкостей, що випливають з рівнянь (1.93):

$$h_1 = \frac{\upsilon_1}{4} \cdot \frac{1}{\Delta f_1}, \quad h_2 = \frac{\upsilon_2}{4} \cdot \left(\frac{1}{\Delta f_2} - \frac{1}{\Delta f_1} \right), \quad h_3 = \frac{\upsilon_3}{4} \cdot \left(\frac{1}{\Delta f_3} - \frac{1}{\Delta f_2} \right). \quad (1.95)$$

Як видно із формул (1.94) і (1.95), для визначення a чи h необхідно знати швидкість поширення радіохвиль у верхньому шарі (υ_1), а також середню швидкість до відбивного контакту ($\upsilon_{сер}$), або пластові швидкості (υ_1, υ_2, υ_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 $\varepsilon_{r1}, \varepsilon_{r2}, \ldots, \varepsilon_{rсер}$. 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 ($\rho > 1000$ Ом·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.

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету

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 (τ) має бути по можливості такою, щоб отримати відбитий сигнал після закінчення зондувального імпульсу. По-іншому подвоєна ехо-глибина відбивного контакту ($2h$) має перевершувати добуток $\upsilon\cdot\tau$. Оскільки швидкість поширення радіохвиль υ у високоомних немагнітних середовищах визначається співвідношенням $\upsilon \approx 3\cdot 10^8 \big/ \sqrt{\varepsilon_r}$ м/с, де ε_r – відносна діелектрична проникність середовища, то відбивні контакти повинні залягати на глибинах, що перевищують $150\tau \big/ \sqrt{\varepsilon_r}$ 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-

Вибірний інструментальний цифровий курс лекцій з дисципліни "Інженерна геодезія" для студентів

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 ($h = \upsilon t/2$, 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 сейсморозвідки 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° 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 посиланні 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 (ε), його питомий електричний опір (ρ) чи питома електрична провідність ($\gamma = 1/\rho$) та магнітна проникність (μ). Нині прийнято вважати, що домінуючою фізичною властивістю, яка використовується в георадарному методі, є діелектрична проникність середовища. Дані про відносну діелектричну проникність ε_r різних гірських порід і матеріалів наведено в табл. 1.3.

Таблиця 1.3. **Діелектрична проникність деяких порід і матеріалів**

Гірські породи і матеріали	ε_r	Гірські породи і матеріали	ε_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	Сієнітовий 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		

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

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.

Видавництво Національного університету водного господарства та природокористування. Електронне для друку

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**

Модифікації георадарів VIY	**VIY3-500**	**VIY3-300**	**VIY2-300**
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		

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

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 λ_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 $+ i \cdot T_{розг}/512$, де $i = 1, \ldots, 512$, $T_{розг}$ – час

Електронний архів Київського університету
Друкується не для продажу

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.

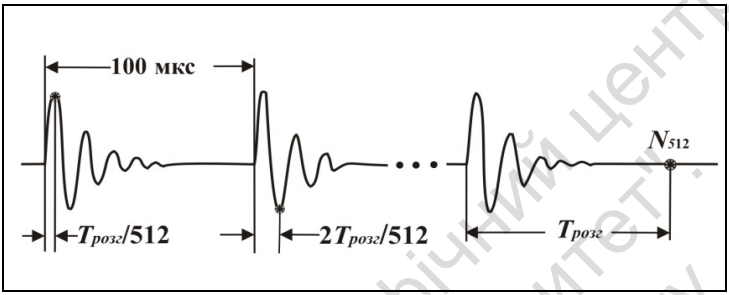


Рис. 1.67. Цифрування результативної траси в георадарі

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

$$T = 2h/\upsilon,$$

Видавництво «Графічний центр «Львівський університет». Версія не для друку

де υ – 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 Δt (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 Δx, Δy

$$\Delta y = \Delta x \le \lambda/4 = \frac{c}{4f}, \text{ де } \lambda \text{ – довжина хвилі (м);}$$

– горизонтальна HR і вертикальна VR роздільні здатності георадарних досліджень:

$$HR = \lambda/2,\ VR = c/f = \lambda.$$

– амплітуда реєстрованого на денній поверхні сигналу A_h, відбитого від межі поділу, розташованої на глибині h:

$$A_h = A_0 \cdot K_{\text{відб}} \prod_{i=1}^{n} \left[\left(1 - K_i^2\right) \cdot \exp\left(-2 \cdot b_i h_i\right)\right],$$

де A_0 – амплітуда зондувального сигналу; n – кількість проміжних шарів; b_i – коефіцієнти поглинання зондувального імпульсу

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

в проміжних шарах в 1/м; h_i – товщини проміжних шарів у метрах; $K_{\text{відб}}$ – коефіцієнт відбиття від відбивної поверхні на глибині $h = \sum_{i=1}^{n} h_i$; K_i – коефіцієнти відбиття на проміжних межах поділу (підошвах 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:

$$A_h = A_0 \cdot K_{\text{відб}} \prod_{i=1}^{n} \left(1 - K_i^2\right) \cdot \exp\left(-2 \cdot b_{\text{сер}} h\right).$$

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 ε_1, ε_2 та μ_1, μ_2 визначаються за формулами:

$$K_{\text{відб}} = \frac{\sqrt{\varepsilon_1 \mu_2} - \sqrt{\varepsilon_2 \mu_1}}{\sqrt{\varepsilon_1 \mu_2} + \sqrt{\varepsilon_2 \mu_1}}; \; K_{\text{зал}} = 1 - K_{\text{відб}} = \frac{2\sqrt{\varepsilon_2 \mu_1}}{\sqrt{\varepsilon_1 \mu_2} + \sqrt{\varepsilon_2 \mu_1}}. \quad (1.96)$$

У разі немагнітних середовищ або ж однакових їхніх магнітних властивостей ($\mu_1 = \mu_2$) ці формули набувають такого вигляду:

$$K_{\text{відб}} = \frac{\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}}; \; K_{\text{зал}} = 1 - K_{\text{відб}} = \frac{2\sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}}. \quad (1.97)$$

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 λ – довжина хвилі.

За результатами георадарних досліджень уздовж окремих профілів отримують георадарні профілі, які являють собою часові розрізи – сукупність георадарних трас уздовж профілю з вертикаль-

Видавничо-поліграфічний Центр "Київський університет" Друкується для Дюлу Борсія

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 сейсморозвідці, 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).

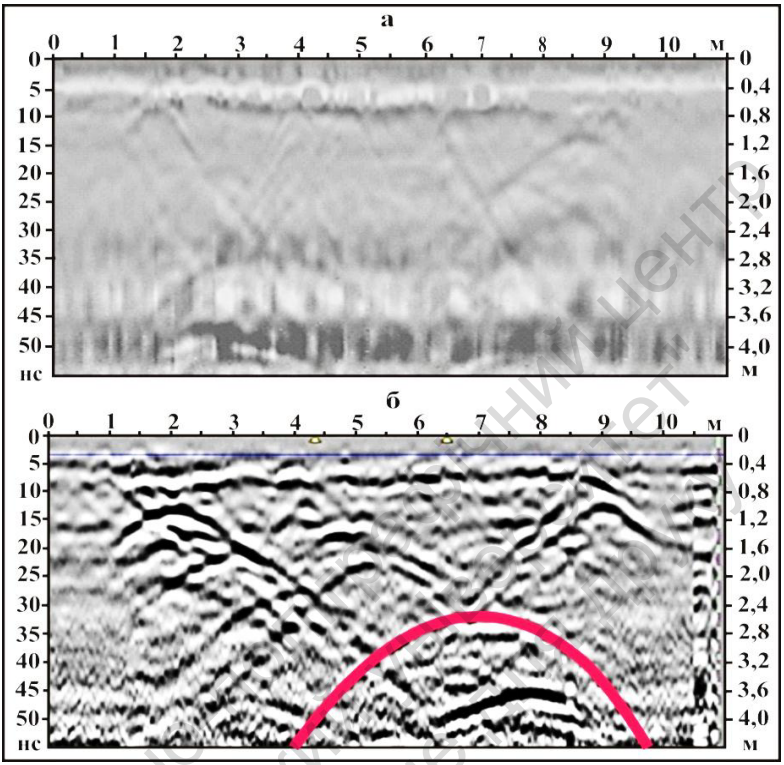


Рис. 1.68. Вигляд георадарного профілю до процедур його первинної обробки (а) та після їхнього застосування (б):
(гіпербола, підібрана за допомогою програмного інструмента "Гіпербола")

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:

$$h = 0{,}5\sqrt{\upsilon^2 t^2 + d^2} \qquad (1.98)$$

де υ – 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:

$$\left.\begin{array}{ll} \text{у магнітному середовищі -} & \upsilon = c\Big/\sqrt{\mu_r \varepsilon_r} \\ \text{у немагнітному середовищі -} & \upsilon = c\Big/\sqrt{\varepsilon_r} \end{array}\right\}, \quad (1.99)$$

де $c = 3 \cdot 10^8$ м/с – швидкість світла; μ_r та ε_r – відносні магнітна й діелектрична проникності перекривальної товщі.

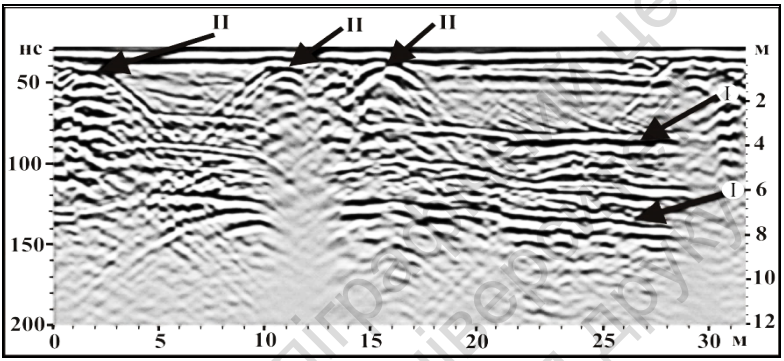


Рис. 1.69. Приклад георадарного профілю:
I – відбиття від плоских поверхонь;
II – відбиття від локальних об'єктів

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 $\upsilon = \upsilon_{\text{сер}} = h \Big/ \sum_{i=1}^{n} \left(h_i / \upsilon_i \right)$ є середньою швидкістю поширення хвилі (h_i і υ_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:

$$\left.\begin{array}{ll} \upsilon_{\text{сер}} = c \cdot h \Big/ \sum_{i=1}^{n} \left(h_i \cdot \sqrt{\varepsilon_{ri} \mu_{ri}} \right) & \text{- для магнітних шарів,} \\ \upsilon_{\text{сер}} = c \cdot h \Big/ \sum_{i=1}^{n} \left(h_i \cdot \sqrt{\varepsilon_{ri}} \right) & \text{- для немагнітних шарів,} \end{array}\right\} \quad (1.100)$$

Видавництво "Центр Європи"
Київського університету імені Т. Шевченка
Версія не для друку

де h_i, ε_{ri}, μ_{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 ($\varepsilon_r(z)$ і $\mu_r(z)$) співвідношення (1.100) записуються в інтегральному вигляді:

$$\left.\begin{aligned} \upsilon_{\text{сер}} &= c\cdot h \Big/ \int_0^h \sqrt{\varepsilon_r(z)\mu_r(z)}\,dz \;\text{ - для магнітних розрізів,} \\ \upsilon_{\text{сер}} &= c\cdot h \Big/ \int_0^h \sqrt{\varepsilon_r(z)}\,dz \;\text{ - для немагнітних розрізів.} \end{aligned}\right\} \quad (1.101)$$

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

$$t = \frac{2}{\upsilon}\sqrt{(x-x_0)^2 + z_0^2} = \sqrt{4\left(\frac{x-x_0}{\upsilon}\right)^2 + t_0^2}\,, \quad (1.102)$$

де υ – 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).

Видавничо-поліграфічний Центр "Київський університет" Версія не для друку

За кутами нахилу гілок гіперболи $\alpha = \pm \text{arctg}\,(2/\upsilon)$ можливо визначити швидкість поширення електромагнітної хвилі над об'єктом:

$$\upsilon = \frac{2}{|\text{tg}\alpha|} = \frac{2}{|\Delta t/\Delta x|}, \qquad (1.103)$$

де Δx – відстань між двома точками профілю; Δt – приріст значень часу в цих точках на проведеній гілці гіперболи.

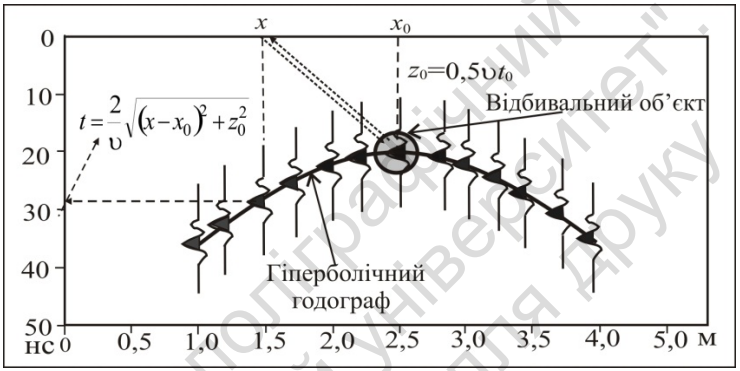


Рис. 1.70. Утворення гіперболічної осі синфазності відбитих хвиль:
υ – швидкість поширення електромагнітної хвилі;
t_0 – час приходу відбитого сигналу над об'єктом

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

$$\upsilon = 2|x - x_0| \Big/ \sqrt{t^2 - t_0^2}, \qquad (1.104)$$

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Белгія ТВ для друку

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 υ і t_0, можна визначити глибину z_0 до об'єкта локального типу: $z_0 = 0{,}5\ \upsilon \cdot t_0$.

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 υ, так і глибину h до відбивного об'єкта, виходячи із загального рівняння поверхневого гіперболічного годографа:

$$t = \frac{\sqrt{(x - d/2)^2 + y^2 + h^2} + \sqrt{(x - d/2)^2 + y^2 + h^2}}{\upsilon}, \quad (1.105)$$

де x, y – поверхневі координати георадара в системі координат з початком у точці проекції 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, ураховуючи, що верхня частина розрізу практично немагнітна ($\mu_r = 1$), може бути оцінена за відносною діелектричною проникністю геологічного середовищ ε_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 $\boldsymbol{B}$. У гаусовій системі вектор магнітної індукції виражається

$$\boldsymbol{B} = \boldsymbol{H} + 4\pi\boldsymbol{J},$$

де $\boldsymbol{H}$ – вектор напруженості зовнішнього намагнічувального поля, $\boldsymbol{J}$ – вектор намагніченості, який являє собою об'ємну густину дипольного магнітного моменту намагнічуваного середовища (магнітний момент одиниці об'єму)

$$\boldsymbol{J} = \lim_{\Delta\tau\to 0}\left(\sum_{i}\boldsymbol{M}_i \Big/ \Delta\tau\right),$$

де $\sum_{i}\boldsymbol{M}_i$ – геометрична сума дипольних магнітних моментів атомарних мікрострумів, сконцентрованих в елементарному об'ємі $\Delta\tau$ намагнічуваного середовища й просторово упорядкованих під силовою дією зовнішнього поля $\boldsymbol{H}$.

У більшості речовин вектор намагніченості $\boldsymbol{J}$ пропорційний зовнішньому полю $\boldsymbol{H}$: $\boldsymbol{J} = \chi\boldsymbol{H}$. Коефіцієнт пропорційності χ 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

$$\boldsymbol{B} = (1 + 4\pi\chi)\boldsymbol{H}.$$

Величина $1 + 4\pi\chi$ позначається однією буквою μ і називається магнітною проникністю: $\mu = 1 + 4\pi\chi$. Отже, у системі СГС

$$\boldsymbol{B} = \mu\boldsymbol{H},$$

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 $\boldsymbol{J} = 0$, а $\boldsymbol{B} = \boldsymbol{H}$.

У гаусовій системі $\boldsymbol{B}$ вимірюється в гаусах (Гс), $\boldsymbol{H}$ – в ерстедах (Е). Обидві одиниці мають однакову розмірність і відрізняються лише за назвою. Таку відмінність назв доцільно зберегти,

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

зважаючи на різну фізичну суть величин $\boldsymbol{B}$ і $\boldsymbol{H}$. Очевидно, що намагніченість $\boldsymbol{J}$ має таку ж розмірність, що $\boldsymbol{B}$ й $\boldsymbol{H}$.

У системі СІ одиницею виміру $\boldsymbol{B}$ є 1 тесла (1 Тл = В·с/м^2 = = 10^4 Гс), $\boldsymbol{H}$ вимірюється в А/м (1А/м = $4\pi \cdot 10^{-3}$ Е). Отже, навіть у вакуумі, де фізичної відмінності між $\boldsymbol{B}$ і $\boldsymbol{H}$ немає, у системі СІ не можна записати $\boldsymbol{B} = \boldsymbol{H}$ через відмінність одиниць. Необхідно записати $\boldsymbol{B} = k\boldsymbol{H}$, де k – коефіцієнт пропорційності, який вирівнює розмірність обох сторін. У системі СІ він позначається μ_0, так що рівняння матеріального зв'язку між $\boldsymbol{B}$ і $\boldsymbol{H}$ у пустоті (вакуумі) має вигляд $\boldsymbol{B} = \mu_0\boldsymbol{H}$. Цей коефіцієнт називається абсолютною магнітною проникністю вакууму і є важливою фізичною сталою. Його розмірність легко знайти, виходячи з розмірності $\boldsymbol{B}$ і $\boldsymbol{H}$ в системі СІ, а числове значення – із зв'язку одиниць системи СІ і гаусової:

$$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Ом} \cdot \text{с/м} = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ генрі/м (Гн/м)}.$$

У системі СІ намагніченість $\boldsymbol{J}$ має таку ж розмірність, як і напруженість $\boldsymbol{H}$, тобто А/м, а магнітна сприйнятливість є величиною безрозмірною. Урахувавши зв'язок векторів $\boldsymbol{B}$ і $\boldsymbol{H}$ у вакуумі, записаний у системі СІ ($\boldsymbol{B} = \mu_0\boldsymbol{H}$), аналогічний лінійний зв'язок цих векторів у реальних середовищах можна подати у вигляді

$$\boldsymbol{B} = \mu_0(1 + \chi_{\text{СІ}})\,\boldsymbol{H} = \mu_0\mu\boldsymbol{H},$$

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 $\boldsymbol{B} = \mu_0\mu\boldsymbol{H}$, може записуватися в такому ж вигляді, як і в гаусовій системі одиниць: $\boldsymbol{B} = \mu_a\boldsymbol{H}$. Розмірність μ_a така ж, як і магнітної сталої μ_0 – Гн/м = Ом·с/м.

За магнітними властивостями речовини поділяються на діамагнетики, парамагнетики і феромагнетики. Вектор намагніче-

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Електронна не для продажу

ності діамагнетиків спрямований проти вектора намагнічувального поля $\boldsymbol{H}$, отже, $\chi < 0$, а $\mu < 1$, магнітна індукція $B < H$. Для діамагнетиків характерний лінійний (пропорційний) зв'язок векторів намагніченості $\boldsymbol{J}$ і напруженості $\boldsymbol{H}$.

У парамагнетиків магнітна проникність μ не набагато більша одиниці, а отже, магнітна сприйнятливість $\chi_{СІ} = (\mu - 1) > 0$. Для парамагнетиків пропорційність зв'язку між намагніченістю і напруженістю поля зберігається, але не в занадто сильних полях $\boldsymbol{H}$ 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 μ 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 $\boldsymbol{H}$ 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 μ й одиницею ($\chi_{СІ} = \mu - 1$) і подається в умовних одиницях СІ.

Найсуттєвіше впливає на магнітну сприйнятливість більшості гірських порід присутність у них феромагнітних мінералів, а також особливості їхнього хімічного складу, розмір зерен, структура, текстура тощо.

За значенням магнітної сприйнятливості χ 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.

Видавництво Полтавський національний технічний університет імені Юрія Кондратюка

Серед осадочних порід найнижчою магнітною сприйнятливістю характеризуються доломіт, вапняки, гіпс, ангідрит, кам'яна сіль. Дещо вища, але також дуже низька магнітна сприйнятливість (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 сприйнятливість 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 нТл = 10^{-9} Тл).

Індукція магнітного поля в кожній точці поверхні Землі – векторна величина ($\boldsymbol{T}$). Проекції цього вектора на горизонтальну і вертикальну площини, а також кути вектора стосовно координатних осей називають елементами магнітного поля. Проекція повного вектора $\boldsymbol{T}$ на вісь z називається вертикальною складовою і позначається Z. Проекція повного вектора $\boldsymbol{T}$ на горизонтальну площину називається горизонтальною складовою і позначається H. Напрямок H збігається з магнітним меридіаном. Кут між віссю x (напрямком на географічний північ) і H-складовою називається схиленням D. Кут між вектором $\boldsymbol{T}$ 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 однакових 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 організовувати 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-

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Безкоштовне для ДОУ

тів магнітного поля у просторі. На сучасному етапі у магніторозвідці найбільш широко застосовуються вимірювання повного вектора магнітної індукції T, його приростів ΔT, приростів вертикальної складової ΔZ, а також їхні варіації в часі δZ, δT.

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 лінеаментів 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 приконтактних зон, тектонічних порушень, виявлення дайкових поясів та окремих дайок, оконтурювання геологічних утворень, інтрузій та ефузивів, а також з метою безпосередніх пошуків залізовмісних порід і руд.

Пошуково-розвідувальні магнітні зйомки виконуються з метою деталізації аномалій, виявлених попередніми дослі-

Вибачний методичний посібник
Вибачний інтернет-ресурс
Вибачний підручник

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 × 10 м – 50 × 50 м, на яких за густою мережею спостереження (1 × 1 м – 5 × 5 м) проводять вимірювання ΔT. 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

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Всього на цій сторінці друку

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.

Видавничий центр Київського університету Вологодський державний університет

Магнітні аномалії ΔT (ΔZ) 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 ΔT (ΔZ), довжина яких перевищує їхню ширину. Об'єктами, що збурюють 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'яується 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.

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Безкоштовно для друку

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; уточняється 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 ΔZ, ΔH, ΔT, 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.

Карти 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.

Видавничо-поліграфічний центр Волинського університету

У результаті середньомасштабних магнітних зйомок, крім вирішення наведених вище завдань, можуть також виявлятись залізорудні 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 осадочного комплексу – піски, пісковики, вапняки, доломіти тощо, які за магнітною сприйнятливістю помітно відрізняються від виверженых утворень.

Під час інженерно-геофізичних досліджень метод магнітної розвідки зазвичай застосовується для вирішення таких завдань: а) вивчення геолого-тектонічної будови районів, закритих молодими осадочними 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.

Видавничий центр Київського університету Взірець для друку

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 м/с^2. У гравірозвідці використовується спеціальна одиниця виміру сили тяжіння – Гал (1 Гал = 10^{-5} 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 δ 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.

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Рекомендовано до друку Вчена рада

Відношення маси твердої фази породи до її об'єму називається мінеральною густиною $\delta_{мін}$. 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 $V_{пор}$ до всього об'єму породи V. Пористість, або коефіцієнт пористості $k_п$ виражають у відсотках ($k_п = V_{пор}/V \cdot 100$ %) або частках одиниці. Об'ємна густина породи δ_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^3. За середніх значень мінеральної густини уламкових порід 2650 кг/м^3 і пористості 40 % густина залежно від вологості може змінюватися від 1600 кг/м^3 до 2200 кг/м^3. Пористість однієї й тієї ж осадочної породи (за винятком гідрохімічних осадків) змінюється в досить широких межах від 1600 до 3500 кг/м^3.

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 редукцією Фая. Виправлення за притягання проміжного шару, розташованого між поверхнею геоїда і точкою спостереження, називається редукцією Буге. До вимірювань, отриманих в гірській місцевості або при високоточних гравіметричних дослідженнях, вносяться виправлення за рельєф місцевості (топографічна поправка).

Видавництво ЛНУ ім. І. Франка
Електронний архів
Зберігання не для продажу

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 Δg. При вилученні з вимірюваних значень сили тяжіння нормального поля і введенні відмічених вище редукцій 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 аномаліївірних 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 (Δg) 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-

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія для друку

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÷3 рази менший передбачуваної глибини залягання і в 1,5÷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 абсолютного 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

Видавництво Національного університету "Львівська політехніка" Версія не для друку

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 Δg) і профілів значень Δg. 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

Видавництво "Київський університет" Електронний варіант Версія 1.0 для друку

зв'язки гравітаційного поля з особливостями геологічної будови досліджуваної території.

Залежно від розмірів і особливостей геологічних об'єктів зумовлювані 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 гравірозвідки 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 формального розв'язку оберненої задачі гравірозвідки.

Інтерпретація даних гравірозвідки 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 гравірозвідувальних даних використовується метод аналогій. Цей метод широко застосовується під час інтерпретації матеріалів гравірозвідки 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-

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"

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 гравірозвідки 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 гравірозвідки. 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 гравірозвідки розроблено спеціальний математичний апарат у вигляді інтегральних формул, що виражають функціональний зв'язок похідних гравітаційного потенціалу з просторовим розподілом аномаліствірних гравітаційних мас. Принциповою особливістю прямої задачі є однозначність її розв'язку.

Обернена задача гравірозвідки полягає у визначенні параметрів аномального тіла за виміряними 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-

Видавництво Національного університету "Львівська політехніка" Версія не для друку

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 спостереженим.

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 гравірозвідувальних матеріалів має велике значення для пошуків нафтогазоносних структур. Особливо ефективні гравіметричні дослідження, виконувані з метою виявлення соляно-купольних структур.

Видавничий центр Київський університет Версія для друку

Досить ефективним є застосування гравірозвідки 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. Гравірозвідка ефективно застосовується для картування залізистих кварцитів, ультрабазитів і для прямих пошуків пов'язаних з ними хромітів, з метою виявлення колчеданних руд та ін.

Гравірозвідувальні дослідження використовуються також з метою картування вугленосних товщ, а в деяких сприятливих випадках – для пошуків і розвідки вугільних пластів.

Застосуванню гравірозвідки для вирішення гідрогеологічних та інженерно-геологічних завдань сприяють такі обставини: по-перше, 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 гравірозвідка 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.

Видавництво Національного університету "Київський університет" Вектор" не для продажу

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 еманаційна 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}K, ^{238}U, ^{235}U, ^{232}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

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету
Версія не для друку

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 виверженых 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 посторогенних 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 виверженых 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 осадочних 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 осадків.

Серед осадочних 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 осадочних 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

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету

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 δ та ефективного атомного номера середовища $Z_{еф}$: $\Phi = f(\delta, Z_{еф})$.

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_γ, довжина пробігу гамма-квантів L_γ, як і коефіцієнт лінійного поглинання μ, визначаються енергією гамма-квантів E_γ та густиною середовища δ. Ця залежність лежить в основі визначення густини ґрунтів і гірських порід густинною 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.

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету

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, γ), заряджених частинок і нейтронів унаслідок реакцій (n, α), (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 роміщення в ній джерела швидких нейтронів. В основі методу лежать процеси непружного розсіяння (n, $n'\gamma$) та радіаційного захоплення (n, γ) 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_∂, коефіцієнтом дифузії D і середнім часом життя нейтрона τ, які залежать від вмісту в середовищі елементів з великим перерізом захоплення нейтронів (B, 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 $\tau_т$ (при ННМ-Т). Тобто на щільність потоку надтеплових нейтронів ($\Phi_{нт}$) впливає довжина сповільнення L_c (вміст водню), а на щільність потоку теплових нейтронів ($\Phi_т$) – крім вмісту водню, ще й середній час життя нейтронів ($\tau_т$). Відповідно до цього ННМ найчастіше використовується

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Безкоштовний примірник

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 основані на вимірюванні високоенергетичної частини спектра γ-випромінювання (γ-зйомка, γ-каротаж, γ-опробування) або на визначенні концентрації радіоактивних еманацій у пробах ґрунтового повітря (еманаційний метод).

Електронний архів кафедри
Київський університет
Версія для друку

Гамма-методи, засновані на реєстрації γ-випромінювання, мають такі модифікації: аерогаммаспектрометрична, автогамма- та пішохідна γ-зйомки, γ-каротаж і радіометричне γ-опробування; еманаційний метод, заснований на реєстрації концентрації радіоактивних газів (радіоактивних еманацій) – 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: γ-метод – для визначення техногенних γ-випромінювачів, наприклад, ^{137}Cs; β-метод – для визначення техногенних β-випромінювачів, наприклад ^{90}Sr; γ-метод – для визначення техногенних α-випромінювачів, таких як ^{239}Pu, ^{240}Pu, ^{241}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 γ-зйомок та γ-опробування засновані на вимірюваннях інтенсивності γ-поля, яке створюється ґрунтами, гірськими породами й радіоактивними рудами. При цьому, залежно від поставлених завдань, застосовуються інтегральні або спектрометричні вимірювання інтенсивності γ-поля. За аномалію в γ-методі береться перевищення активності над середнім фоном порід більш ніж на потрійне значення середнього квадратичного відхилення нормального фону. Аномалії γ-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

Вивчення поширення цього навчального видання дозволяється тільки для студентів

гірських порід різного петрографічного складу та їхніми виходами на денну поверхню.

Залежно від завдань і глибини залягання продуктивного горизонту виділяють такі види пішохідного γ-методу: пошукові геолого-радіометричні маршрути (масові пошуки); площова γ-зйомка; шпурова γ-зйомка; спектрометрична γ-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 γ-зйомка застосовується для перевірки та деталізації аномалій γ-поля, виявлених аеро- та автомобільною γ-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 γ-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 γ-зйомка виконується за допомогою переносних польових спектрометрів з метою: вивчення розподілу U, Th, K у гірських породах; виділення слабких уранрадієвих 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 потрійне значення середнього квадратичного відхилення нормального фону.

Автомобільна γ-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 геоекологічних досліджень для оперативної оцінки забруднення території радіонуклідами. Автомобільний варіант наземних γ-спектрометричних вимірювань продуктивніший порівняно з пішохідним. Залежно від завдань площову авто-

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Видання передано в електронну форму

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 γ-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 γ-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 γ-зйомка з метою виявлення та оконтурювання рудних тіл, розкритих виробками. Радіометрична документація гірничих виробок виконується різними способами: дослідження шляхом прослуховування за допомогою телефону; γ-профілювання стінок, дна, покрівлі (крок від 1 м до 10–25 см, відстань між профілями 2–10 м); γ-зйомка на аномальних ділянках (зазвичай за мережею 20 × 20 см). Для якісної оцінки γ-активності розкритих порід застосовуються ті ж радіометри, що й у разі пішохідної γ-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 заміняти звичайні геологічні способи опробування – борознове, задиркове, точкове. Воно є більш економічним і представницьким. Для кількісної оцінки концентрації урану в породах засто-

Видання підготовлено Київським університетом ВАРТОВА не для продажу

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 еманації. Еманаційний метод заснований на дослідженнях розподілу радіоактивних еманацій в пухких відкладах шляхом відбору й аналізу проб ґрунтового повітря. Крім пошукових цілей, еманаційна 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 еманаційним методом застосовуються такі модифікації еманаційної зйомки: з примусовим відбором ґрунтового повітря (або традиційна); трекова; α-метрична; за активними нальотами. Еманаційні дослідження виконуються за допомогою спеціальних приладів – еманометрів.

Еманаційна зйомка може використовуватися на різних етапах геологорозвідувальних робіт, починаючи від рекогносцирувальних пошуків і закінчуючи детальними й оціночними роботами на родовищах і рудопроявах, а також еманаційним опробуванням гірничих виробок. Але найбільш ефективними є пошукова та детальна еманаційні зйомки. Залежно від умов вимірювання розрізняють такі різновиди еманаційної зйомки: приповерхнева або шпурова, глибинна; у насипних посудинах; за атмосферним повітрям; еманаційний каротаж.

За характером мережі спостережень еманаційні дослідження діляться на: маршрутні еманаційні пошуки; пошукові еманаційні зйомки; детальні еманаційні зйомки; еманаційну розвідку. Маршрутні еманаційні 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 еманаційні 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.

Видавництво Національного гірничого університету
Версія для друку

Масштаб – 1 : 10000–1 : 50000. Детальні еманаційні 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. Еманаційна розвідка застосовується з метою детальної розвідки рудних тіл, трасування їх за простяганням, отримання характеристики їхньої радіоактивності. На основі матеріалів еманаційної розвідки вибирають місця для закладки розвідувальних гірничих виробок. Мережа спостережень від 5 × 5 м до 1 × 1 м.

В інженерній геофізиці еманаційні зйомки використовуються для визначення зон тріщинуватості, вивчення карсту та оцінки радіаційного стану територій 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 α-, β-, γ-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.

Видавництво Київського університету
Київський університет
Версія для друку

Ядерно-геофізичні методи поділяються на дві основні групи:

– групу γ-методів, основаних на використанні джерел γ-випромінювання;

– групу нейтронних методів, які вивчають поля нейтронів або зв'язане з нейтронним полем γ-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.

γ-методи об'єднують групу методів ядерної геофізики, які основані на взаємодії γ-квантів з хімічними елементами і реєстрації вторинних γ-квантів, які виникають при перетворенні ядер хімічних елементів. Основні методи цієї групи:

1) γ-γ-метод (ГГМ), яким досліджуються розсіяне γ-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 γ- (або рентгенівським) випромінюванням штучного джерела;

3) γ-активаційний метод оснований на вивченні наведеної радіоактивності гірських порід, що виникає під впливом їхнього опромінення γ-квантами високих енергій;

4) метод ядерного γ-резонансу (ЯГР) використовується для аналізу деяких елементів і сполук елементів (залізо, двоокис олова тощо). Він заснований на резонансному поглинанні й розсіянні γ-випромінювання ядрами елементів (ефект Мессбауера).

Видавництво Поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

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 γ-метод (НГМ), який вивчає вторинне γ-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) γ-нейтронний метод (ГНМ), який вивчає нейтронне випромінювання деяких ядер у зв'язку з поглинанням первинного γ-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 слідують один за одним через певні інтервали часу *t*. Поміж імпульсами виконується вимірювання щільності теплових нейтронів в імпульсному нейтрон-нейтронному методі (ІННМ) або викликаного нейтронами γ-випромінювання в імпульсному нейтронному γ-методі (ІНГМ).

В інженерній геофізиці з активних ядерно-геофізичних методів найбільше розповсюдження отримали γ-γ-метод густинний (ГГМ-Г) та нейтрон-нейтронний метод (ННМ) визначення вологості, які застосовуються у свердловинному варіанті.

Методика досліджень ГГМ полягає в опромінюванні гірської породи γ-квантами штучного джерела і реєстрації інтенсивності

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Безоплатно не для продажу

розсіяного (ослабленого) γ-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}Co, що генерує гамма-кванти з енергією 1,17 і 1,33 МеВ, або ^{137}Cs (E_γ = 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 γ-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 μ для даного випадку визначається виразом $\mu = \sigma \cdot \delta \cdot N \frac{Z}{A}$, де σ – переріз комптонівського розсіяння, δ – густина породи, N – число Авогадро, Z – порядковий номер розсіювального елемента, A – атомна вага. Як уже зазначалося, для легких елементів, що становлять більшість гірських порід, $Z/A \approx 0{,}5$, σ і N – практично постійні, тому коефіцієнт ослаблення γ-випромінювання μ 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 δ градуювальний

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Реєстр. № ДК 116

графік ГГМ-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 ГГМ, 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 $^{9}Be(\alpha, n)^{12}C$, 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 $W_{об}$ – у разі великих значень $W_{об}$ для вимірювань достатньо 10–30 с, за малих величин $W_{об}$ 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. Градуювальний графік ННМ отримують на еталонах різної вологості. Чутливість приладів характеризується збільшенням

Видавничий центр Українського інженерно-екологічного університету

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 (γ-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.

Видання поліграфічного центру Київського університету. Безоплатно для друку

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 γ-аномалій.

Обробка та інтерпретація результатів польових еманаційних 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 еманацій, 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 еманацій уздовж ліній профілів, які наносять на схематичну геологічну основу. За результатами детальних робіт на аномальних ділянках будують карти ізоеман (однакових значень еманацій). Крім того, будують графіки розподілу Rn і Tn по розрізах свердловин і шурфів.

Геологічна інтерпретація результатів еманаційної зйомки полягає в оцінці аномалій, визначенні їхньої природи, виділенні характерних геологічних і геоморфологічних ознак перспективних і неперспективних еманаційних 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

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія НВ для друку

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.

Видавничий центр Київського університету

Неводонасичені породи відмічаються підвищеними значеннями параметрів кривих ННМ.

Проміжними значеннями характеризуються породи помірної пористості: суписки, 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 розущільнення 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 водно-фізичних 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.

Випавник ... Київський ... Вікіпедія ...

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 λ 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 ξ – величина, обернена теплопровідності ($\xi = 1/\lambda$) має розмірність метр-кельвін, поділений на ват (м·К)/Вт. Для різних гірських порід і корисних копалин ξ 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 ($м^2/с$) 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-

Вибрані лекції з навчальних посібників ВНТУ
Вінницький національний технічний університет
Сборник лекций по курсу

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; ξ – 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; Н – 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-

Видавництво поліграфічний центр Київський університет Вовся Не для друку

довища та геоекологічного моніторингу. Вони виконуються з борту літака (гелікоптера) або супутника за допомогою спеціальної апаратури.

За допомогою регіональних термічних досліджень установлюється 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 ^{0}К) кількаразових вимірювань температур або її змін у глибоких свердловинах, гірничих виробках і донних осадках 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 осадках 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 °С) – вимірюють

Видавництво Київського університету
Електронне видання

справжнє абсолютне значення температури залежно від глибини або часу; 2) градієнт-термометрію (у °С/м) – вимірюють різницю температур у двох точках, розташованих на певній фіксованій відстані одна від одної (крок градієнт-термометра); 3) аномальну термометрію (Δt, у °С) – 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 виміряними 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, віднесену 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 Γ_{100} для ділянок, виділених на геотермограмі. Оскільки геотермічний градієнт залежить від двох констант – щільності теплового потоку q і питомого теплового опору ξ ($\Gamma = q \cdot \xi$), то при горизонтальному заляганні порід і постійній або незначно змінній щільності теплового потоку q за характером геотермічного градієнта Г (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.

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету
Безоплатно для друзів!

За достатньої густоти точок спостережень по латералі будують карти геоізотерм (постійних температур) для однакових глибин, карти середніх геотермічних градієнтів тощо. Поверхні рівних температур називають геоізотермічними. Вивчення геоізотерм і геоізотермічних поверхонь дає додаткові відомості про тектоніку досліджуваного району.

Інтерпретація геотермічних профілів і карт звичайно носить якісний характер і зводиться до виділення локальних аномалій термічного 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

Видання є власністю Національного університету "Львівська політехніка" Версія для ознайомлення

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 площові 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.

Видання поліграфічний центр Волинського університету Волинський НТБ для друку

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-

Видавничий центр Національного університету водного господарства та природокористування

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 ґрунтовна 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**
І. *Вивчення зони аерації в гравійно-піщано-глинистих розрізах*			
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 поляризовністю, 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

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету. Версія не для друку

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 поляризовністю, 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 поляризовністю, 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	

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету
Версія не для друку

Продовження табл. 1.5.

№	Завдання	Методи вирішення	Умови досліджень
8.	Вивчення вологоперенесення в зоні аерації з метою оцінки: а) атмосферного живлення (витрат) ґрунтових вод; б) захисних властивостей зони аерації; в) районування території за умовами меліорації земель	Детальне вивчення вологоперенесення в зоні аерації за допомогою вологомірів. Установлення основних типів і величини живлення, що визначають водоносність території та якість підземних вод. Площі, які характеризуються різними типами живлення через зону аерації, виділяються за даними електророзвідки (ВЕЗ, ВЕЗ-ВП), виходячи з аналізу електричного опору порід зони аерації	
II. *Вивчення ґрунтових вод, їхніх колекторів і водотривів у гравійно-піщано-глинистих розрізах*			
9.	Визначення глибини до рівня ґрунтових вод	Сейсморозвідка методом КМЗХ, електророзвідка методами ВЕЗ, ВЕЗ-ВП	Метод ВЕЗ-ВП застосовується в умовах підвищеної мінералізації ґрунтових вод і засоленості ґрунтів і порід
10.	Визначення загальної мінералізації ґрунтових вод	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	Установлюютьсякореляційні залежності між питомим електричним опором і загальною мінералізацією вод для різних літологічних горизонтів

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія не для друку

Продовження табл. 1.5.

№	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 поляризовність (застосовується ВЕЗ-ВП)	
12.	Визначення глибини залягання регіонального водотриву:	У різних геологічних умовах можуть бути застосовані методи: ВЕЗ, ВЕЗ-ВП, сейсморозвідка (КМЗХ), гравірозвідка.	
	а) водотрив представлений скельними породами;	Застосовується метод ВЕЗ та сейсморозвідка (КМЗХ)	Водотрив характеризується високими питомим електричним опором і швидкістю пружних хвиль.
	б)водотрив представлений глинами, ґрунтові води мають низьку (до 1 г/л) мінералізацію;	Застосовується ВЕЗ, ВЕЗ-ВП та сейсморозвідка (КМЗХ)	Водотрив характеризується зниженим питомим електричним опором і дещо підвищеною швидкістю пружних хвиль.
	в) водотрив представлений глинами, ґрунтові води мають підвишену (більше 1 г/л) мінералізацію	Застосовується ВЕЗ, ВЕЗ-ВП та сейсморозвідка (КМЗХ)	Водотрив характеризується зниженим питомим електричним опором, підвищеною поляризовністю та дещо підвищеною швидкістю пружних хвиль

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

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 поляризовністю, 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 заряджeного тіла (визначення напрямку і швидкості руху)	
III. *Вивчення тріщинуватих зон, карсту і приурочених до них вод*			
16.	Картування та вивчення площ розвитку осадочних, вивержених і метаморфічних гірських порід	Магніторозвідка, гравірозвідка на першій стадії вивчення площі. Для уточнення цих даних та отримання нових відомостей використовується електропрофілювання, ВЕЗ, іноді сейсморозвідка	

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія для друку

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), сейсморозвідка (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 гравірозвідка. 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, гравірозвідка, сейсморозвідка)	

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Безоплатно не для друку

Продовження табл. 1.5.

№	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

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія для друку

Продовження табл. 1.5.

№	Завдання	Методи вирішення	Умови досліджень
IV. *Вивчення артезіанських басейнів платформного типу з теригенним типом розрізу*			
25.	Загальна оцінка геолого-тектонічної будови басейну	Гравірозвідка, 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 осадочної товщі на водоносні й водотривкі комплекси	Електророзвідка (ВЕЗ, ДЕЗ, ЗСП), сейсморозвідка (КМЗХ), магніторозвідка й гравірозвідка, їхня тісна ув'язка з результатами каротажу	Використовують дані вже проведених геофізичних зйомок. Виконується їхня гідрогеологічна переінтерпретації
28.	Гідрогеологічне районування площі артезіанського басейну	Електророзвідка (ВЕЗ, ДЕЗ, ЗСП), сейсморозвідка (КМЗХ)	Зіставлення величини поздовжньої провідності порід осадочної 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

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

Закінчення табл. 1.5.

№	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	

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

Контрольні запитання

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 гравірозвідка?

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 сейсморозвідки.

11. Наведіть основні риси методики сейсморозвідувальних спостережень.

12. Охарактеризуйте основні способи обробки та інтерпретації сейсморозвідувальних 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 водно-фізичними 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.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Вересня не для продажу

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]

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

Розділ 2

ГЕОФІЗИЧНІ МЕТОДИ ПРИ ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ ТА ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНИХ ЗЙОМКАХ

Одним з основних факторів розвитку продуктивних сил країни – є водні ресурси. Інтенсивне зростання використання підземних вод у народному господарстві призвело до того, що фонд джерел водозабезпечення швидко скорочується. Без постійного нарощування запасів підземних вод неможливі значні масштаби і високі темпи сільськогосподарського й промислового виробництва. На сучасному етапі необхідний розвиток інженерно-геологічних і гідрогеологічних досліджень з метою вирішення таких важливих народногосподарських завдань, як вивчення і прогнозування екзогенних геологічних процесів (зсувів, карсту, підтоплення тощо), охорона навколишнього середовища та ін. Усе це вимагає систематичного вдосконалення методики і техніки геофізичних робіт цього напряму.

Геофізичні методи використовуються на всіх стадіях гідрогеологічних та інженерно-геологічних робіт. Їхній раціональний комплекс в основному визначається поставленими завданнями, геологічною будовою площі робіт, її гідрогеологічними, інженерно-геологічними та геоморфологічними умовами.

Застосування геофізичних методів характеризується цілою низкою технологічних особливостей, зумовлених тим, що при гідрогеологічних та інженерно-геологічних дослідженнях основна увага звертається не тільки на вивчення геометрії середовища, а також на детальне дослідження фізичних властивостей і характеристик окремих горизонтів і комплексів порід. Крім того, значна увага приділяється вивченню і прогнозу різних геологічних процесів (фільтрації підземних вод, тепломасоперенесенню в зоні аерації, зсувів, селів та ін.). Геологічний розріз вивчається в значному діапазоні глибин (до декількох кілометрів в артезіанських басейнах), причому досить детально, його верхня частина – до глибини 25–50 м.

Вигадський Київський національний університет Електронний архів

Основними технологічними особливостями геофізичних досліджень можна назвати: 1) виконання режимних геофізичних вимірювань різними методами у зв'язку з вивченням і прогнозом геологічних процесів, а також у зв'язку із прогнозом і ретропрогнозом гідрогеологічних та інженерно-геологічних умов; 2) застосування найбільш високочутливої геофізичної апаратури, що пояснюється малими амплітудами аномальних проявів фізичних полів, обумовлених міграцією підземних вод, напруженим станом порід, ступенем кольматації тріщин і порожнин, літологією й фільтраційними властивостями розрізів; 3) використання нових геофізичних методів або модифікацій у зв'язку з необхідністю найбільш повного та оперативного вирішення поставлених завдань, складність яких стрімко зростає.

Гідрогеологічне та інженерно-геологічне районування є основою для виконання наступних етапів досліджень з метою більш цілеспрямованих рішень поставлених завдань.

У результаті гідрогеологічного та інженерно-геологічного районування виділяються зумовлені природними факторами території, кожна з яких через властиві їй особливості геологічної структури, гідрогеологічних, геоморфологічних та інших умов (напр., фізичних властивостей порід, розташування гідромережі тощо) характеризується доцільністю застосування визначеного комплексу геофізичних методів, їхньою стадійністю та спрямованістю (завданнями). Масштаби районування: дрібний – (1 : 10 000 000 – 1 : 5 000 000), середній – (1 : 2 500 000 – 1 : 1 000 000) і великий – (1 : 500 000 – 1 : 200 000). Основними факторами, що визначають масштаб районування, є розміри території: складність її тектоніки, геологічних, гідрогеологічних, інженерно-геологічних та інших природних умов; ступінь вивченості території. Чим більший масштаб районування, тим більша кількість умов, що впливають на вибір раціонального комплексу геофізичних методів ураховується при цьому, і тим глибший цілеспрямований їхній аналіз.

В основі гідрогеологічного та інженерно-геологічного районування лежить вивчення доцільності проведення й стадійності геофізичних робіт; можливості та спрямованості застосування методів геофізики; різного комплексування геофізичних мето-

дів. Усе це реалізується на основі узагальнення та аналізу досвіду геофізичних робіт; оцінки перспективності території на підземні води (при пошуково-розвідувальних роботах); аналізу тих природних умов, які визначають доцільність, стадійність, спрямованість і раціональний комплекс геофізичних методів.

Для вибору раціонального комплексу геофізичних методів, який планується застосувати в процесі гідрогеологічного районування, аналізуються: структурно-геологічні особливості площі (платформа, складчаста область тощо), тип водовмісного середовища – (пухкі піщано-гравійно-галечникові утворення, теригенно-карбонатні породи та ін.), тип підземних вод (поровопластові, тріщинно-жильні тощо), величина й характер змін фізичних властивостей порід, потужність зони прісних вод і особливості її просторового розповсюдження (суцільне, переривчасте), потужність зони аерації та її літологія, складність геоморфологічної обстановки, наявність кріолітозони й характер її площового і глибинного розповсюдження (суцільна, острівна, переривчаста) та інші природні умови.

Наступними після районування стадіями гідрогеологічних та інженерно-геологічних досліджень є різномасштабні зйомки.

Гідрогеологічна та інженерно-геологічна зйомки поділяються за масштабами на три основні категорії: дрібномасштабні (1 : 1 000 000 – 1 : 500 000), середньомасштабні (1 : 200 000 – 1 : 100 000) і великомасштабні (1 : 50 000 – 1 : 25 000). Ці зйомки виконуються в межах планшетів (листів карт міжнародного розграфлення).

Попланшетні гідрогеологічні та інженерно-геологічні зйомки із залученням геофізичних методів мають характеризуватися системним підходом, основні ознаки якого такі.

1. Верхня частина геологічного середовища є складною системою природно-кліматичних, геоморфологічних, геологічних, інженерно-геологічних, гідрогеологічних і техногенних факторів, що визначають кількісні зміни у просторі й у часі її фізичних властивостей. У результаті інтерпретації виявлених геофізичних аномалій, пов'язаних з фізичними властивостями ВЧР, отримують різні геофізичні параметри (геометричні, петрофізичні, електрометричні, сейсмометричні та ін.).

Видавництво Національного університету водного господарства та природокористування
Електронна версія не для друку

2. Зв'язки між фізичними властивостями геологічного середовища та отриманими геофізичними параметрами можуть бути статистичними і в рідкісних випадках детермінованими.

3. Залежно від мети, поставлених завдань, виду зйомок вибираються найбільш ефективні геофізичні методи або їхні комплекси, серед них основні та деталізаційні; визначається єдина послідовність і циклічність робіт, поєднання і взаємозв'язок геофізичних і геологічних досліджень; установлюється характер і точність геолого-геофізичної інформації з укрупненням масштабів і підвищенням детальності досліджень.

Метою системного підходу до геофізичних досліджень при гідрогеологічних та інженерно-геологічних зйомках є підвищення геологічної та економічної ефективності, а також зменшення часу проведення робіт.

2.1. Дрібномасштабна гідрогеологічна та інженерно-геологічна зйомки

Дрібномасштабні зйомки проводять тільки в маловивчених і важкодоступних районах.

Дрібномасштабна гідрогеологічна зйомка (масштаб 1 : 500 000 і дрібніше) спрямована на геолого-гідрогеологічну стратифікацію геологічного розрізу з максимально можливими глибинами досліджень у межах кожного басейну. У результаті геологічний розріз розчленовують на зону аерації, водоносні горизонти, тріщинуваті зони і водотривкі товщі.

Дрібномасштабна інженерно-геологічна зйомка призначена для типізації досліджуваних територій за певними, подібними в загальних рисах інженерно-геологічними умовами зі спеціальним вивченням інженерно-геологічних властивостей гірських порід у масиві, фізико-геологічних явищ та інженерно-геологічних процесів.

При дрібномасштабному гідрогеологічному та інженерно-геологічному картуванні спеціальні геофізичні дослідження не виконуються, а використовуються матеріали раніше вико-

Видавничий поліграфічний центр "Київський університет" Рекомендовано для друку

наних структурно-картувальних геофізичних зйомок аерокосмічними, гравімагнітними, електрометричними та сейсмометричними методами.

Дослідження показують, що відомі типи гідрогеологічних структур (артезіанські басейни, гідрогеологічні масиви, вулканогенні супербасейни) однозначно виділяються своїми найважливішими геофізичними характеристиками: фізичними властивостями порід і спостереженими фізичними полями.

Виділення гідрогеологічних структур сприяє цілеспрямованому вибору методики подальших досліджень цих структур. Інтерпретація геофізичних даних забезпечує гідрогеологічну стратифікацію розрізу, оцінку фільтраційних властивостей водоносних і водотривких горизонтів, а також визначення інженерно-геологічних характеристик розрізу.

Для гідрогеологічного картування найбільший інтерес становлять структурні карти покрівель регіональних водотривів, що приурочені до кристалічного фундаменту або потужних горизонтів глинистих порід. Ці карти будуються за даними сейсморозвідки МВХ і КМЗХ, електричних та електромагнітних зондувань (ВЕЗ, ДЕЗ, МТЗ, ЗСД, ЗСБ, рідше ЧЕЗ). Використовуються також геолого-геофізичні розрізи, які будуються за матеріалами зазначених методів з урахуванням даних гравімагнітних досліджень. Використовуючи матеріали раніше виконаних геофізичних робіт, доцільно провести їхню цілеспрямовану переінтерпретацію з метою виділення гідрогеологічної інформації. Переінтерпретація даних електромагнітних зондувань (особливо ДЕЗ, ВЕЗ) зводиться до отримання карт сумарних (до регіонального водотриву) або інтервальних (за окремими комплексами водоносних порід) геоелектричних параметрів: сумарного поперечного опору T, сумарної поздовжньої провідності S, питомого ефективного опору $\rho_{еф}$. Вони служать основою для прогнозної оцінки водопровідності водоносних горизонтів або гідравлічного опору водотривів. Ці дані дозволяють визначити "якість" водотривів і зв'язок різних водоносних горизонтів, а також оцінити мінералізацію підземних вод. Зони тектонічних порушень і контактів, до яких найчастіше приурочені тріщинні й тріщинно-

Видавничий центр Київського університету
Відділ інтелектуальної власності

пластові води, виявляють із залученням аерокосмічних і гравімагнітних зйомок, методів електромагнітного профілювання та сейсморозвідки КМЗХ.

Для оцінки фільтраційних властивостей тріщинуватих порід необхідні дані комплексу геофізичних, ландшафтно-індикаційних, геологічних та інших методів. Для надійної оцінки мінералізації підземних вод необхідно, крім вивчення електричного опору водоносних порід, ураховувати також інші параметри: глибину залягання, фільтраційні властивості та температуру. Ефективність глибинних геотермічних досліджень істотно підвищується, якщо за геофізичними даними не тільки встановлюється глибина залягання досліджуваних горизонтів, а й визначаються інші фізичні властивості порід (напр., густина δ, швидкість пружних хвиль *V*), а потім за кореляційними зв'язками оцінюється розподіл теплопровідності порід по всьому розрізу.

2.2. Середньомасштабна гідрогеологічна зйомка

Розрізняють загальну (державну) і спеціалізовану середньомасштабні зйомки. Державна гідрогеологічна зйомка зазвичай проводиться в масштабі 1 : 200 000 і спрямована на планомірне вивчення території для виявлення закономірностей формування й поширення різних типів підземних вод і на попередню оцінку їхніх ресурсів. Основна мета спеціалізованої зйомки – вирішення завдань, пов'язаних зі специфічними вимогами різних галузей народного господарства (меліорації земель, будівництва великих об'єктів, освоєння родовищ корисних копалин тощо). Як правило, спеціалізована зйомка є комплексною, тобто гідрогеологічною та інженерно-геологічною.

Перед наземними геофізичними методами у разі середньомасштабної гідрогеологічної зйомки (масштаб 1 : 200 000 – 1 : 100 000) ставляться такі основні завдання: визначення глибини залягання основних опорних горизонтів; вивчення літологічного складу порід; виявлення складчастих структур, зон розло-

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія 1.0 для друку

мів; розчленування розрізу на водовмісні й водотривкі комплекси з якісною (порівняльною) оцінкою колекторських і фільтраційних властивостей, простежування цих комплексів у межах досліджуваних площ; оцінка потужності зони аерації; виявлення гідрогеологічних "вікон", оконтурювання площ живлення й розвантаження підземних вод; виявлення інтенсивності гідравлічного зв'язку між водоносними горизонтами; оконтурювання площ із прісними водами і з водами підвищеної мінералізації; виявлення ділянок з мінімальними глибинами залягання термальних вод і можливими підвищеними їх дебітами. В умовах поширення багаторічномерзлих порід перед геофізичними дослідженнями додатково ставляться такі специфічні завдання, як виявлення підмерзлотних вод, наскрізних і міжмерзлотних таликів; оцінка потужності багаторічномерзлих порід та оконтурювання ділянок розвитку цих порід у районах розповсюдження острівної мерзлоти.

Глибина досліджень визначається потужністю зони прісних вод, яка обмежується в багатьох артезіанських басейнах положенням верхнього регіонального водотриву, а в басейнах тріщинних вод – глибиною залягання монолітних порід. Глибинні горизонти з водами підвищеної мінералізації вивчаються лише в окремих пунктах.

Під час середньомасштабних гідрогеологічних зйомок використовують як дані раніше виконаних структурно-картувальних геофізичних досліджень (аерокосмічних, гравімагнітних, електромагнітних, сейсморозвідувальних), так і результати спеціальних польових геофізичних робіт. Вибір геофізичних методів визначається природними умовами (аридні або гумідні зони), вирішуваними завданнями, глибинністю досліджень, існуючою апріорною інформацією за даними попередніх дрібномасштабних зйомок і досвіду вивчення районів з подібними умовами.

У разі невеликих глибин досліджень (до 100 м) залежно від геолого-геофізичних умов основними можуть бути один-два з методів зондувань: вертикальних електричних зондувань, вертикальних електричних зондувань способом викликаної поляризації (ВЕЗ-ВП), радіолокаційного зондування (РЛЗ), сейсмороз-

Видавництво Київського університету
Електронне видання

відка КМЗХ та один-два методи для профільних досліджень (гравірозвідка, магніторозвідка, електропрофілювання методами СЕП, КЕП, ДЕП, ДЕМП, метод ПЕП) з проведенням ГДС і параметричних зондувань на всіх свердловинах. За умови великих глибин досліджень (до 1000 м) використовуються один-два з наступних методів: електророзвідка ДЕЗ, МТЗ, ЗС, сейсморозвідка МВХ, КМЗХ, а також ГДС в усіх свердловинах.

Методи електрозондувань використовуються в умовах пологого залягання пластів для виділення в геологічному розрізі окремих горизонтів і комплексів порід. Електропрофілювання, магніторозвідка й гравірозвідка застосовуються переважно для простеження вертикальних контактів корінних порід у випадку незначної потужності наносів (до 50–100 м).

Сейсморозвідка (КМЗХ) включається до комплексу для вирішенні таких завдань: 1) визначення рівня ґрунтових вод; 2) розчленування розрізу по вертикалі на серію літолого-стратиграфічних комплексів і створення для методів електрозондувань опорного "каркаса" глибин; 3) виділення зон розломів і підвищеної тріщинуватості в корінних породах під потужним покривом піщано-глинистих відкладів тощо.

Методику польових робіт і систему спостережень вибирають, виходячи як з геолого-геофізичної обстановки, так і з умов прохідності місцевості, термінів і вартості проектованих робіт. Залежно від складності гідрогеологічних умов і прохідності місцевості геофізичні дослідження під час гідрогеологічних зйомок здійснюються шляхом площової зйомки, зйомки за способом ключових ділянок і фрагментарної зйомки. Перший спосіб забезпечує рівномірне вивчення всієї території. Він найефективніший в умовах хорошої прохідності місцевості й складної геологічної будови. Густота мережі електрозондувань у масштабі кондиційних карт може становити від 5 мм для малих глибин і горизонтально-неоднорідних розрізів до 5 см для значних глибин і горизонтально-однорідних середовищ. Густота точок профілювання у 5–10 разів вища.

Другий спосіб використовується в умовах складної прохідності місцевості й порівняно простої геологічної будови. На клю-

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет

чових ділянках зйомку проводять у більших масштабах, наприклад 1 : 50 000 з густотою мережі електрозондувань від 100 до 1000 м. Ключові ділянки зв'язують профільними зйомками для того, щоб карта масштабу 1 : 200 000 могла вважатися кондиційною. Крім перелічених вище польових геофізичних методів, при середньомасштабній зйомці на ключових ділянках необхідно буріння свердловин з метою проведення в них геофізичних і гідрогеологічних спостережень. Для вивчення динаміки підземних вод доцільно виконувати режимні спостереження.

Фрагментарна зйомка здійснюється лише на окремих ділянках гідрогеологічної зйомки (долини річок, відокремлені улоговини тощо) у гірських районах. Геофізичну зйомку проводять на обраних з аерокосмічних, ландшафтно-індикаційних і геолого-гідрогеологічних групових зйомок окремих ділянках, що відрізняються близькою до однорідної будовою. Вони мають порівняно рівномірно розташовуватись на території досліджень і становити від неї не менше 10 %.

Інтерпретація результатів середньомасштабного гідрогеологічного картування із застосуванням геофізичних методів спрямована не тільки на вивчення просторових характеристик розрізу, але головним чином на геолого-гідрогеологічне тлумачення пошарових, інтервальних або узагальнених геофізичних параметрів з визначенням літології, фізико-механічних, водних, геофільтраційних і гідрохімічних властивостей порід на основі імовірнісно-статистичних зв'язків геофізичних і гідрогеологічних параметрів.

2.3. Великомасштабна гідрогеологічна зйомка

Великомасштабні (1 : 50 000 і більше) гідрогеологічні зйомки призначені для вирішення конкретних завдань питного, промислового і сільськогосподарського водопостачання, обводнення пасовищ і меліорації земель. Гідрогеологічні завдання детальних великомасштабних геофізичних зйомок

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Вертящ. для друку

ті ж, що й середньомасштабних, проте вони призначені для технічного проектування водопостачальних і меліоративних заходів. У зв'язку із цим детальні геофізичні зйомки мають забезпечити високу точність кількісних визначень фізико-механічних і водно-фільтраційних властивостей, порівнянну з точністю, яку одержують шляхом буріння свердловин на площі робіт, проходки шурфів і гідрогеологічних випробувань у них. Проведення детальних великомасштабних геофізичних зйомок з побудовою звітних карт за їх результатами дозволяє скоротити терміни та вартість робіт в цілому за рахунок зменшення обсягів буріння та дослідно-фільтраційних робіт.

Під час великомасштабних гідрогеологічних зйомок застосовується тісно взаємопов'язаний комплекс польових і свердловинних геофізичних методів, а також геолого-гідрогеологічних дослідних спостережень. Основними польовими геофізичними методами цього комплексу є електророзвідка методом ВЕЗ або ЗСБ (в умовах поширення прісних підземних вод), електророзвідка ВЕЗ-ВП або сейсморозвідка КМЗХ (в умовах підвищеної мінералізації підземних вод). Допоміжними методами служать методи електропрофілювання (СЕП, КЕП, ДЕП, ДЕМП тощо), метод природного електричного поля (ПЕП).

Методика польових спостережень і особливо вибір їхньої мережі мають бути такими, щоб забезпечувати надійну кореляцію спостережених аномалій вздовж профілів і між ними. Для цього відстані між точками електрозондувань не повинні перевищувати типові лінійні розміри окремих водоносних пластів і лінз і при зйомці масштабу 1 : 50 000 становити 100–250 м в умовах горизонтально-неоднорідних і 500 м в горизонтально-однорідних шаруватих розрізах. Вибір оптимальної мережі здійснюють за результатами дослідно-методичних робіт. Для цього вздовж профілів з найбільш різкими змінами геолого-гідрогеологічних властивостей буряться опорні свердловини, проводяться дослідно-фільтраційні спостереження в них і параметричні геофізичні дослідження.

Видавничо-поліграфічний центр
Київського університету
Версія не для друку

Інтерпретація матеріалів великомасштабних гідрогеофізичних зйомок зводиться не тільки до побудови розрізів, а й карт пошарових або узагальнених геофільтраційних параметрів, отриманих у результаті кореляції геофізичних і гідрогеологічних параметрів з використанням опорних свердловин з дослідно-фільтраційними спостереженнями в них.

Для прикладу, на рис. 2.1 наведено фрагмент геолого-геофізичного розрізу, побудованого за результатами комплексної інтерпретації геофізичних матеріалів отриманих під час гідрогеологічної зйомки масштабу 1 : 50 000.

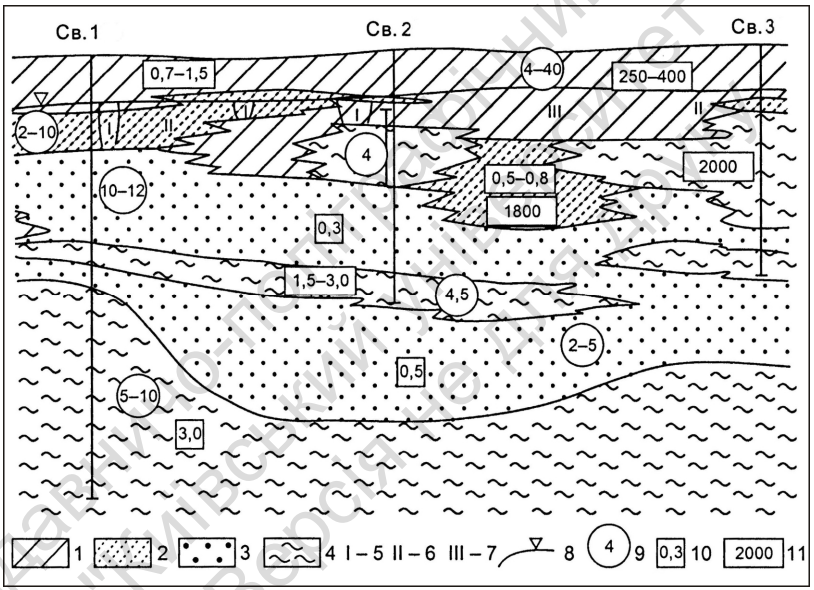


Рис. 2.1. Фрагмент геолого-геофізичного розрізу, побудованого за результатами комплексної інтерпретації геофізичних матеріалів гідрогеологічної зйомки масштабу 1 : 50 000:

1 – суглинки; 2 – супіски; 3 – піски;
4 – глини. Мінералізація ґрунтових вод, у г/л:
5 – до 1; 6 – від 1 до 10; 7 – від 10 до 20; 8 – рівень ґрунтових вод;
9 – питомий електричний опір, Ом·м; 10 – параметр А*, См/м;
11 – швидкість поздовжніх хвиль, м/с

Видавничий центр "Київський університет"
Версія для друку

2.4. Середньомасштабна інженерно-геологічна зйомка

Під час середньомасштабної інженерно-геологічної зйомки геофізичні дослідження спрямовані на: 1) площове інженерно-геологічне картування; 2) вивчення інженерно-геологічних властивостей порід; 3) дослідження екзогенних геологічних процесів. Глибинність геофізичних досліджень зазвичай становить 10–20 м і лише в окремих пунктах 100 м і більше.

Подібно до гідрогеологічної зйомки, інженерно-геологічні побудови за геофізичними даними виконуються за матеріалами площових (рідше фрагментарних) досліджень, а також досліджень на ключових ділянках. Перший вид досліджень забезпечує площове інженерно-геологічне картування території, інші служать для вирішення окремих завдань. Площове інженерно-геологічне картування направлено на виділення головних стратиграфо-генетичних і літолого-фаціальних комплексів порід. Основний набір геофізичних методів тут такий самий, що й при гідрогеологічній зйомці. Одночасно під час картування здійснюється вивчення інженерно-геологічних властивостей порід та екзогенних геологічних процесів (засолення ґрунтів, заболоченість територій, карстові та зсувні процеси тощо).

За даними картування уточняється місце розташування ключових ділянок, у межах яких концентруються гідрогеологічні, інженерно-геологічні та спеціальні геофізичні спостереження. Площа ключових ділянок може досягати декількох квадратних кілометрів. Вивчення інженерно-геологічних умов території зйомки за системою ключових ділянок передбачає детальні спостереження (масштаб 1 : 50 000–1 : 25 000 і більше) у типових умовах з подальшою інтерполяцією результатів зйомки на всю територію. Ключові ділянки часто приурочують до площ розвитку тих чи інших екзогенних геологічних процесів. Дослідження цих процесів здійснюється на основі вивчення геометрії геологічного середовища, оцінки літологічного складу порід та їхніх інженерно-геологічних властивостей. Під час вивчення останніх основна увага приділяється пористості пухких порід, корозійним

Видання підготовлено Науковим центром Київського університету імені Бориса Грінченка

властивостям і засоленості ґрунтів (методи електророзвідки), тріщинуватості скельних утворень і льодистості багаторічномерзлих порід (методи електро- і сейсморозвідки), несучії здатності й пружним констант порід (методи сейсморозвідки), густини й природної вологості ґрунтів (методи ядерної геофізики).

Інженерно-геологічна зйомка може виконуватися в комплексі з гідрогеологічною. Геофізичні дослідження у цьому випадку спрямовані на вирішення як гідрогеологічних, так і інженерно-геологічних завдань.

2.5. Великомасштабна інженерно-геологічна зйомка

Під час великомасштабних (масштаб 1 : 50 000 і більше) інженерно-геологічних зйомок залежно від їхнього конкретного цільового призначення за допомогою геофізичних методів вирішують такі спеціальні завдання.

1. Вивчення поверхневих, покривних відкладів (алювіальних, делювіальних, озерних, моренних тощо) з метою з'ясування їхнього літологічного складу, потужності та обводнення.

2. Розчленування верхньої (до 100 м) товщі порід з оцінкою потужності й літології окремих шарів, визначення глибини залягання порід основи (або корінних відкладів).

3. Виявлення і простеження за площею і глибиною зон тектонічних порушень, тріщинуватості, вивітреності корінних порід.

4. Розвідка та оконтурювання давніх річкових долин.

5. Виявлення та простеження зон закарстованості, пустот природного і штучного походження, зон просідання.

6. Виявлення та вивчення зсувів.

7. Визначення рівня ґрунтових вод, потужності водоносної товщі, наявності водотривких шарів, ступеня обводнення порід, динаміки підземних вод та їхньої мінералізації.

8. Оцінка механічних і водних властивостей порід у природному заляганні (у масиві).

9. Пошуки і розвідка родовищ будівельних матеріалів та оцінка їхніх запасів.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Безоплатно для друку

10. Проведення інженерно-геологічного та сейсмічного мікрорайонування в районах будівництва важливих споруд (ГЕС, АЕС, ТЕС, тунелі тощо).

Для успішного вирішення поставлених завдань застосовується комплекс геофізичних методів. Завдання 1, 2, 4, 6, 7, 9 вирішують за допомогою одного-двох методів зондувань (сейсморозвідка КМЗХ, електророзвідка ВЕЗ, ВЕЗ-ВП, ЗСБ, РЛЗ), вибір яких визначається природними та техногенними умовами; завдання 3, 5 – за допомогою застосування сейсморозвідки КМЗХ, електророзвідки ВЕЗ, ВЕЗ-ВП, ЗСБ, електромагнітного профілювання, сейсморозвідки КМЗХ і гравімагнітних зйомок; завдання 8, 10 вирішуються сейсмічними та сейсмоакустичними методами. Методика і принципи інтерпретації геофізичної інформації, застосовувані для вирішення перелічених завдань, такі ж, як і при гідрогеологічних зйомках.

2.6. Спеціалізована зйомка з метою меліорації земель

Геофізичні методи застосовуються з метою встановлення оптимальних умов водного режиму меліорованої території, а також вирішення питання про необхідність будівництва зрошувальних або дренажних систем.

Для цього в гумідній зоні визначають: 1) літологічний склад верхньої товщі порід потужністю 5–10 м, 2) пористість, вологість, густину, фільтраційну здатність і деякі інші водно-фізичні та фізико-механічні властивості порід; 3) глибину до рівня ґрунтових вод (РГВ) і висоту капілярного підняття; 4) фільтраційні властивості порід першого від денної поверхні водоносного горизонту; 5) глибину й фільтраційні властивості регіонального або місцевого водотриву (у разі значної глибини залягання регіонального водотриву); 6) вологоперенесення в зоні аерації.

У посушливій зоні на зрошуваних територіях необхідно, крім перелічених вище завдань, досліджувати ступінь засоленості порід зони аерації й мінералізацію ґрунтових вод. У районах острівної мерзлоти додатково необхідно оконтурювати острови мерзлоти й визначати її потужність.

Видавництво Національного університету водного господарства та природокористування не для друку

Зазначені завдання можуть бути вирішені з достатньою точністю за допомогою наземних геофізичних методів. Виняток становлять такі завдання, як вивчення вологоперенесення в зоні аерації, оцінка пористості, вологості, густини та деяких інших водно-фізичних і фізико-механічних властивостей порід, для чого до комплексу геофізичних методів потрібно включати свердловинні методи та спеціальні спостереження в шурфах.

Зйомки з метою меліорації земель зазвичай здійснюються після того, як на території вже проведено середньомасштабні державні гідрогеологічні та інженерно-геологічні зйомки й відповідні їм геофізичні дослідження. Оптимальний комплекс супровідних спеціалізовані меліоративні зйомки геофізичних методів включає електророзвідку (ВЕЗ, ВЕЗ-ВП, електропрофілювання), сейсморозвідку КМЗХ і пенетраційний каротаж. Особливість інтерпретації геофізичних даних полягає у встановленні й широкому використанні кореляційних зв'язків між геофізичними, гідрогеологічними та інженерно-геологічними характеристиками середовища.

Для детального вивчення приповерхневої частини геоелектричного розрізу (оцінка засоленості ґрунтів, літологічне розчленування верхньої частини розрізу) часто використовують мікроелектрозондування (МЕЗ). В особливо сприятливих умовах рельєфу для вивчення засоленості ґрунтів застосовується радіохвильове профілювання (РХП) з установкою, змонтованою на автомобілі. У посушливих районах, де відзначається строката мінералізація ґрунтових вод, для отримання відомостей про фільтраційні властивості порід широко використовується метод ВЕЗ-ВП. Таке ж завдання в інших районах вирішується за допомогою звичайного методу ВЕЗ. Важлива інформація може бути отримана за допомогою пенетраційного каротажу, який виконується в пухких ґрунтах і включає гамма-каротаж, гамма-гамма-каротаж і нейтрон-нейтронний каротаж, а також статичне зондування. Сукупність результатів пенетраційних вимірювань дозволяє вирішувати три групи завдань: а) детальне літологічне розчленування верхньої частини розрізу; б) визначення глибини до рівня ґрунтових вод і висоти капілярного підняття; в) оцінка величини деяких фізико-механічних властивостей ґрунтів (об'ємної густини, пористості та ін.).

Спостереження в шурфах під час зйомок з метою меліорації земель зводяться до визначення вологоперенесення в зоні аерації та встановлення швидкості інфільтрації ґрунтових вод.

Густота мережі геофізичних спостережень у кожному конкретному районі вимагає уточнення і визначається геологічним завданням і конкретними природними умовами площі досліджень.

Контрольні запитання

1. Наведіть загальну характеристику та завдання гідрогеологічних зйомок.
2. Наведіть загальну характеристику та завдання інженерно-геологічних зйомок.
3. Охарактеризуйте комплекс геофізичних методів, застосовуваний під час середньомасштабних гідрогеологічних зйомок.
4. Охарактеризуйте комплекс геофізичних методів при великомасштабних гідрогеологічних зйомках.
5. Які завдання вирішуються електрометричними методами під час гідрогеологічних зйомок?
6. Які завдання вирішуються за допомогою сейсморозвідки під час інженерно-геологічних зйомок?
7. Охарактеризуйте роль і перспективи гравімагнітних методів при гідрогеологічних та інженерно-геологічних зйомках.
8. Яким раціональним комплексом геофізичних методів_вирішуються завдання середньомасштабних інженерно-геологічних зйомок?
9. Охарактеризуйте комплекс геофізичних методів, застосовуваний у разі великомасштабних інженерно-геологічних зйомок.
10. Які особливості застосування геофізичних методів під час спеціалізованої зйомки з метою меліорації земель?

Література: [8, 9, 11, 13, 16, 19, 27, 30, 32, 47, 51].

Видавництво Поліграфічний центр "Київський університет" Власна книга для друку

Розділ 3

ГЕОФІЗИЧНІ МЕТОДИ ПРИ ПОШУКАХ І РОЗВІДЦІ РОДОВИЩ ПІДЗЕМНИХ ВОД

Крім вивчення підземних вод як фактора, що визначає гідрогеологічні та інженерно-геологічні умови територій, перед геофізикою часто постають завдання, пов'язані із забезпеченням водопостачання населених пунктів, промислових об'єктів і транспортних магістралей. Поряд з поверхневими для водопостачання широко використовуються і підземні води.

Родовища прісних підземних вод поділяють на дві категорії: придатні для централізованого водопостачання з витратою 10–20 тис. $м^3$/добу і для децентралізованого (дрібного) водопостачання з витратою до 1 тис. $м^3$/добу. У своїй основі пошуково-розвідувальні роботи з метою пошуків і вивчення родовищ підземних вод є багатоетапними дослідженнями. На першому етапі виконуються загальні й детальні пошукові роботи (зйомки у масштабах 1 : 100 000 – 1 : 50 000). Їхнє завдання – виявити й оконтурити перспективні ділянки, у межах яких рекомендується проводити розвідувальні роботи. Основне призначення попередньої розвідки – оцінка запасів родовища води (масштаб досліджень 1 : 25 000 – 1 : 10 000). На стадії детальної розвідки (масштаби 1 : 5 000 – 1 : 1 000) вирішуються питання, безпосередньо пов'язані із проектуванням водозаборів підземних вод.

Методика геофізичних досліджень змінюється залежно від типу родовищ і стадії робіт.

3.1. Пошуки джерел централізованого водозабезпечення

Для родовищ централізованого водопостачання пошуково-розвідувальні роботи закінчуються підрахунком запасів підземних вод за категоріями. Експлуатаційні запаси родовищ децентралізованого водопостачання категоріями не оцінюються – про

Видавничий центр КНУ ім. Т. Шевченка
Електронний варіант для ВНЗУ

їхню перспективність судять за величиною загального дебіту розвідувально-експлуатаційних свердловин.

Родовища підземних вод можна умовно розділити на три групи. Одна з них включає підземні води, приурочені до пухких теригенних порід в умовах аридної й гумідної зон, друга пов'язана з корінними породами в тих же кліматичних зонах, третя – поширена в зоні розвитку багаторічномерзлих порід.

Пошукові роботи, пов'язані із централізованим водопостачанням, здійснюються на підстадії загальних пошуків за матеріалами середньомасштабної гідрогеологічної зйомки, забезпеченої наземними й свердловинними геофізичними спостереженнями. Основні обсяги наземних геофізичних досліджень зосереджені на підстадії детальних пошуків і на стадії попередньої розвідки, а обсяги каротажу – на стадіях детальної та експлуатаційної розвідки.

Підземні води пухких відкладів. До даної групи належать родовища річкових долин (сучасних і давніх), передгірних конусів виносу, льодовикових відкладів і деяких інших. Вони забезпечують понад 60 % видобутих із земних надр підземних вод.

Пошуки і розвідка великих родовищ прісних підземних вод у пухких теригенних породах вимагають широкого залучення геофізичних досліджень. Їхні основні завдання залежать від гідрогеологічних умов і на стадії пошуків включають: уточнення даних про тектоніку району, визначення положення рівня ґрунтових вод (РГВ), виділення в розрізі й на площі основного (цільового) водоносного комплексу, а в ньому – інтервалів і ділянок розвитку найбільш грубоуламкових (високопористих і проникних) відкладів, картування площ розвитку слабомінералізованих підземних вод цільового водоносного комплексу або горизонту. На перших стадіях вивчення таких родовищ визначається потужність пухких відкладів, виділяються і простежуються поховані річкові русла, локалізуються скупчення крупноуламкового матеріалу, що служать колекторами підземних вод, визначається стан регіонального і локальних водотривів. Ці дослідження проводяться на площах у сотні квадратних кілометрів і глибині вивчення товщ гірських порід до 200 м, а для конусів

Вивчення в Державному університеті Київський університет ім. Бориса Грінченка

виносів – до 500 м і більше. З підвищенням детальності пошуково-розвідувальних робіт площі досліджень скорочуються до десятків квадратних кілометрів із збереженням тієї ж глибинності вивчення вертикального розрізу. При цьому за допомогою геофізики вирішуються нові завдання, пов'язані з розчленуванням основних водоносних комплексів на окремі горизонти, що розрізняються за літологічним складом, водопродуктивністю й фільтраційними властивостями. За геофізичними даними визначається потужність і склад водотривких порід, рівень ґрунтових вод (РГВ), виявляються гідрогеологічні "вікна". Для вирішення всіх цих завдань у різному поєднанні застосовуються дистанційні і різноманітні наземні геофізичні методи.

На стадії розвідки до завдання геофізичних досліджень додатково входять: гідрогеологічна стратифікація розрізу і вивчення гідрогеологічних особливостей ділянки, вивчення літології порід зони аерації, оцінка фільтраційних властивостей водовмісних і водотривких порід, виділення гідрогеологічних "вікон", визначення напрямку й швидкості руху підземних вод та їхньої мінералізації.

Провідним методом наземних геофізичних досліджень при пошуках і розвідці родовищ підземних вод у пухких теригенних породах є метод ВЕЗ. Комплекс додаткових геофізичних методів включає: електропрофілювання (СЕП, КЕП, ДЕП), електрозондування (ВЕЗ-ВП), метод зарядженого тіла (МЗТ), метод природного електричного поля ПЕП), резистивіметрію, сейсморозвідку (КМЗХ, МВХ). Для оконтурювання зон живлення і розвантаження потоків ґрунтових вод доцільно використовувати зйомку методом ПЕП спільно з масовими резистивіметричними спостереженнями (вимірами питомого електричного опору води) у всіх річках, струмках, озерах, джерелах, криницях та інших поверхневих водопроявах. У разі потужної товщі покривних відкладів помітну роль відіграє гравіметрична зйомка, що дозволяє картувати рельєф корінних порід і вирішувати інші структурні завдання (особливо в межах розвитку конусів виносів). Сейсмометрія використовується для уточнення гіпсометрії ложа пухких відкладів і визначення РГВ.

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Видання не для продажу

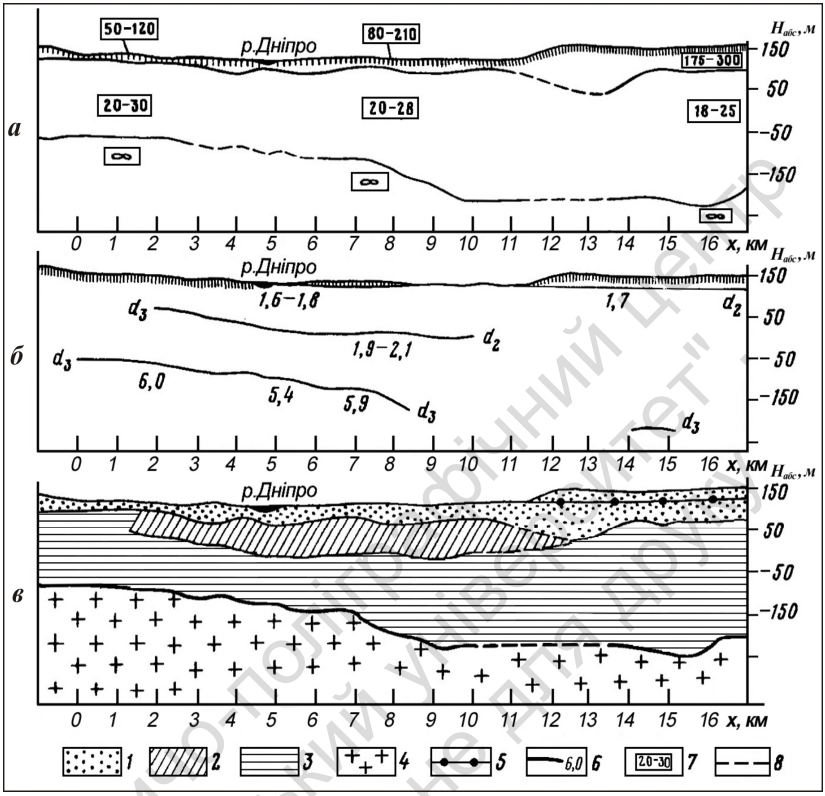


Рис. 3.1. Геолого-гідрогеологічна будова похованої долини р. Дніпро за геофізичними даними:

а – за даними методу ВЕЗ; б – за даними сейсморозвідки КМЗХ і МВХ; в – геолого-геофізичний розріз; 1 – четвертинні піски; 2 – четвертинні суглинки; 3 – глини тріасу; 4 – кристалічні породи; 5 – рівень ґрунтових вод; 6 – сейсмічні межі (цифра – швидкість V_p, м/с); 7 – питомий електричний опір порід, Ом·м; 8 – межі горизонтів

Для пошуків підземних вод у межах річкових долин важливе значення має з'ясування їхньої геолого-гідрогеологічної будови, установлення параметрів водонасичених горизонтів і водотривів, що може бути вирішено за допомогою комплексу геофізичних методів.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Копія не для друку

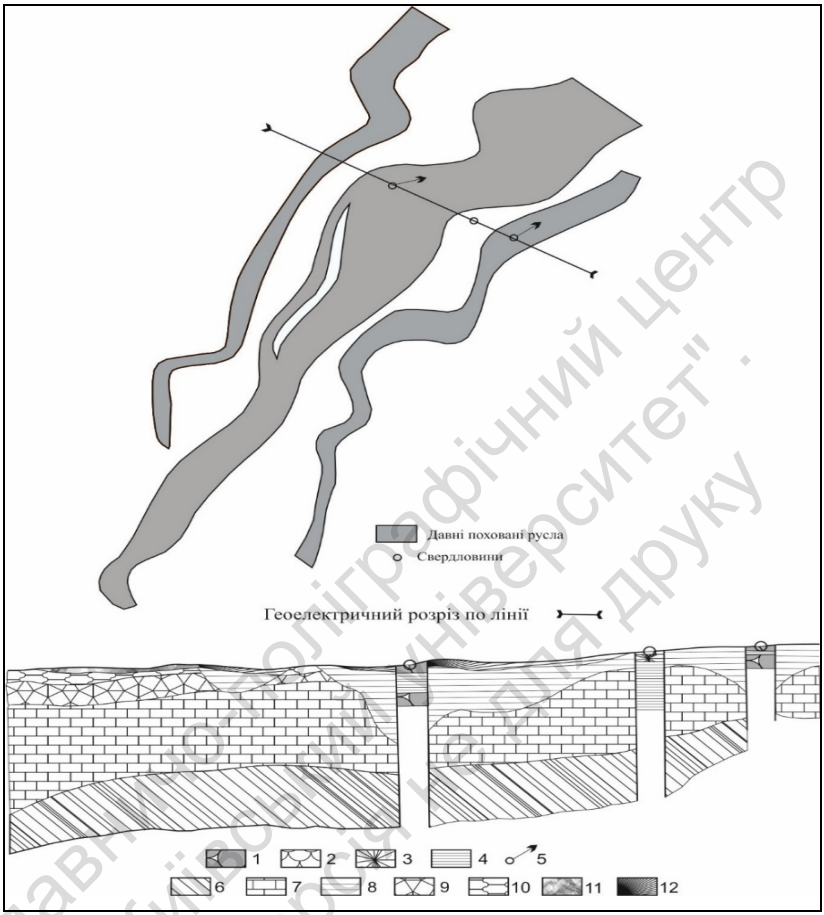


Рис. 3.2. Результати електрометричних досліджень (ВЕЗ, МЗТ) з метою пошуків підземних вод на перспективній ділянці давнього річкового русла

1 – алювіально-делювіальні відклади (четвертинні суглинки з гравієм); 2 – делювіальні відклади (суглинки, піски глинисті з галькою); 3 – пролювіальні відклади (щебінь із прошарками глин); 4 – галечниково-щебенисті відклади; 5 – напрямок руху підземних вод (за даними МЗТ); 6 ÷ 12 – електричний опір горизонтів (Ом·м): 6 – (5–7); 7 – (19–26); 8 – (36–58); 9 – (50–85); 10 – (87–240); 11 – (29-40); 12 – (11–18)

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Зверстано на плиту друку

На рис. 3.1 та 3.2 наведено результати геофізичних досліджень, виконаних з метою пошуків підземних вод у пухких відкладах річкових долин.

Комплекс геофізичних методів для пошуків давніх річкових долин включає: електропрофілювання (СЕП, КЕП, ДЕП), електрозондування (ВЕЗ, ВЕЗ-ВП), метод природного електричного поля (ПЕП), метод зарядженого тіла (МЗТ), резистивіметрію, сейсморозвідку КМЗХ.

В областях розвитку солоних підземних вод (аридна зона) важливим завданням геофізичних методів є пошук і оконтурювання лінз прісних вод на фоні солоних. Таке завдання може вирішуватись за допомогою електрометричних методів (ВЕЗ, ЕП, ВЕЗ-ВП та ін.). На рис. 3.3 наведено приклад вирішення такого завдання.

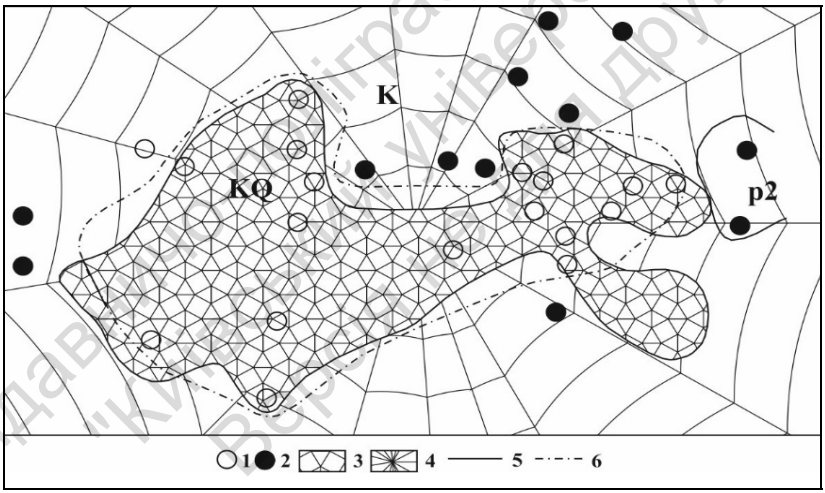


Рис. 3.3. Виділення лінзи прісних підземних вод на фоні солоних:
1 – свердловини з прісною водою; 2 – свердловини із солоною водою; 3 – області розповсюдження прісних вод; 4 – області розповсюдження солоних вод; 5 – області з прісною підземною водою (за матеріалами вертикального електричного зондування – криві типу KQ); 6 – області розповсюдження солоних підземних вод (за матеріалами буріння)

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"

Головне завдання геофізичних робіт під час досліджень, пов'язаних з децентралізованим водопостачанням (водопостачання приватних осіб, окремих ферм), полягає в оконтурюванні перспективної ділянки, розташованої поблизу водоспоживачів. Найчастіше використовується метод ВЕЗ та електропрофілювання, що іноді доповнюються магніторозвідкою, рідше сейсморозвідкою. Площа розвідки зазвичай становить 2–5 км^2, глибина досліджень до 50–100 м, масштаб мережі спостережень від 1 : 50 000 до 1 : 10 000.

Підземні води тріщинно-карстових колекторів. Пошуки і розвідка крупних родовищ підземних вод у тріщинно-карстових колекторах порівняно з пошуками і розвідкою родовищ у пухких відкладах для методів геофізики – більш складне завдання. Найбільший інтерес становлять тріщинні, тріщинно-жильні й тріщинно-карстові води, а іноді й води пластово-тріщинні (тріщинно-пластові). Усі ці типи підземних вод зазвичай зустрічаються на площах зі складними гідрогеологічними умовами. За характером джерел формування запасів підземних вод у родовищах зазначеного типу виділяють два підтипи – родовища пов'язані й непов'язані з поверхневими водотоками.

На першій стадії вивчення родовищ, приурочених до масивів скельних порід, виділяються окремі великі блоки цих масивів, здійснюється їхнє розчленування за петрографічними і літологічними ознаками; установлюється положення регіонального водотриву, давніх і сучасних базисів ерозії; визначається потужність і властивості покривних пухких відкладів і кори вивітрювання; виконується районування зон живлення і розвантаження підземних вод. Дослідженнями охоплюються десятки і в окремих випадках сотні квадратних кілометрів.

На наступній стадії дослідження виконуються на виділених перспективних площах, що не перевищують кілька квадратних кілометрів. Виділяються блоки скельних порід більш низького рангу, простежуються малоамплітудні порушення, тріщинуваті і, у разі карбонатних масивів, закарстовані зони, оцінюється водопродуктивність окремих ділянок масивів, уточнюється взаємозв'язок вод алювіального походження з водними потоками в тріщинуватих корінних породах.

Видавничий центр Київського університету

Основні завдання геофізичних методів на стадії пошуків: а) оцінка потужності й літологічного складу пухких утворень, що перекривають корінні породи; б) вивчення складу корінних порід; в) картування зон тектонічних порушень і карсту; г) оцінка розмірів зон тріщинуватих (закарстованих) порід; д) оцінка ступеня тріщинуватості й водопродуктивності корінних порід; е) вивчення мінералізації підземних вод тріщинно-карстових колекторів та їхнього взаємозв'язку з підземними водами добре витриманих водоносних горизонтів, а також з поверхневими водотоками.

На стадіях розвідки методи геофізики, як правило, орієнтуються на деталізацію та уточнення відмічених вище завдань.

Основний обсяг інформації надходить з матеріалів досліджень наземними геофізичними методами. Слід відзначити, що в останні роки дані аерокосмічних спостережень усе частіше з успіхом використовують для виявлення й простеження розривних порушень, для виділення характерних за складом і станом блоків порід і вирішення ряду інших структурно-геологічних і гідрогеологічних завдань.

Незважаючи на різноманіття завдань для методів геофізики як на стадії пошуків, так і розвідки родовищ підземних вод у тріщинно-карстових колекторах, основним є оцінка ступеня тріщинуватості й водопродуктивності корінних порід.

Стосовно розглянутого питання термін "тріщинуватість" означає повсюдне розбиття порід тріщинами на серію блоків. Водопродуктивністю, як характеристикою порід, на практиці користуються рідко у зв'язку з тим, що вона не несе в собі достатньої кількісної інформації і являє собою узагальнену характеристику, що залежить від таких кількісних параметрів, як коефіцієнти фільтрації, водовіддачі та ін. Однак, з огляду на сучасні можливості геофізичних методів (у першу чергу наземних), які в більшості випадків дозволяють отримувати лише якісні або напівкількісні дані про розріз, доцільно результат їхньої інтерпретації співвідносити саме з водопродуктивністю. Остання, як відомо, характеризується дебітом (кількістю води), яку можна отримати з водоносного горизон-

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

ту за допомогою експлуатаційної свердловини в одиницю часу (л/с, $м^3$/год, $м^3$/добу).

Завдання оцінки потужності й складу пухких, покривних корінні породи, утворень у кінцевому підсумку зводиться до отримання інформації про тріщинуватість і водопродуктивність корінних порід, оскільки остання буде вища на ділянках з переважно піщаним рихлим покривом і нижча – з глинистим. Склад корінних порід також несе інформацію про тріщинуватість і водопродуктивність останніх, оскільки відомо, що інтрузивні породи часто характеризуються низькими тріщинуватістю і водопродуктивністю. Ці характеристики в ефузивів, навпаки, підвищені, а найбільшу тріщинуватість і водопродуктивність зазвичай мають карбонатні породи.

У разі детальної розвідки масштаб геофізичних досліджень може бути удвічі більшим, ніж під час попередньої розвідки. Роботи іншими методами виконуються лише на окремих профілях. Комплекс використовуваних методів геофізики та масштаб досліджень дуже різноманітний і в основному визначається складністю гідрогеологічних умов площі та стадією досліджень. Вивчення потужності й складу пухких покривних утворень найбільш характерно для стадії пошуків, а ступеня тріщинуватості – для стадії детальної розвідки.

Значно ускладнює успішне використання наземних геофізичних методів для вивчення водопродуктивності порід кольматація тріщин. Породи, у яких тріщини кольматовані, можуть практично не відрізнятися за вимірюваними фізичними характеристиками від таких же за складом водопродуктивних порід. Залежно від ступеня розвитку процесу кольматації тріщин райони прийнято розділяти на прості й складні. У простих районах кольматація незначна, у складних – вона значна й нерівномірна як за площею, так і за глибиною. У складних районах досить нерівномірна також і мінералізація підземних вод.

Для пошуків підземних вод тріщинно-карстових колекторів переважно застосовують електричні зондування різних модифікацій, що дозволяють визначати потужність чохла пухких по-

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Вірша не для друку

кривних відкладів, а також гіпсометричне положення нижньої межі відкритої тріщинуватості (закарстованості). Напрямок простягання основних систем тріщин визначається за допомогою кругових електрозондувань, що дають також можливість оцінити відносні зміни інтенсивності тріщинуватості в розрізі. Для деталізації зон тріщинуватості, виявлених електророзвідкою, застосовується сейсморозвідка КМЗХ.

В основі багатьох структурних досліджень лежать дані гравіметричних і магнітометричних зйомок. Мережа геофізичних спостережень в усіх випадках має відповідати вимогам виділення малопотужних геодинамічних, тріщинуватих і закарстованих зон і бути досить густою. Глибина досліджень в основному обмежена 100 м і лише зрідка досягає 200 м.

Комплекс геофізичних методів, що планується для вивчення водопродуктивності порід, залежить від того, у якому за складністю районі проводяться пошуково-розвідувальні роботи. У районах із простою будовою отриману за допомогою параметричних ВЕЗ кореляційну залежність електричного опору порід від дебіту свердловин буває можливим використовувати для оцінки й прогнозу водопродуктивності в межах усієї ділянки робіт. У цьому разі достатньо геофізичні дослідження обмежити методом ВЕЗ. У складних районах із цією метою доводиться ретельно аналізувати всі наявні гідрогеологічні та геофізичні матеріали по району робіт, намагаючись установити закономірності в розвитку кольматації тріщин, і залучати, крім електророзвідки методом ВЕЗ, методи сейсморозвідки КМЗХ на поздовжніх і поперечних хвилях, електророзвідку методами ВЕЗ-ВП, ПЕП, термометрію та ін. Практика показує, що ретельний аналіз наявної інформації в межах району досліджень, пошук кореляційних залежностей між геофізичним характеристиками середовища і питомим дебітом свердловин, спільне використання кругових ВЕЗ і ВЕЗ-ВП з аналізом анізотропії уявного електричного опору і поляризовності порід дозволяють навіть у складних районах успішно вирішувати питання виділення серед тріщинуватих порід ділянок з підвищеною водопродуктивністю.

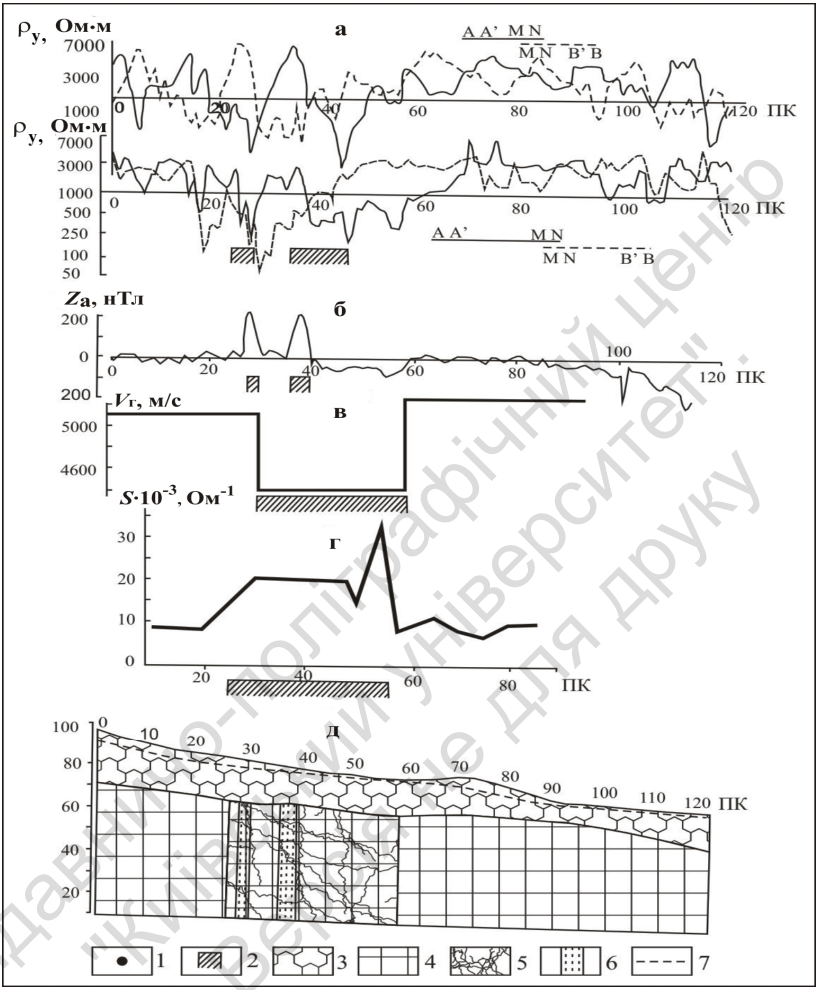


Рис. 3.4. Виділення перспективної ділянки при пошуках тріщинних підземних вод комплексом геофізичних методів:

а – графіки дипольного двостороннього електропрофілювання (ДЕП); б – графік Z_a; в – графік межової швидкості ($V_т$) заломлених пружних хвиль; г – графік поздовжньої електричної провідності (S); д – геолого-геофізичний розріз. 1 – вісь провідності за даними ДЕП; 2 – аномальні зони за даними геофізичних методів; 3 – пухкі четвертинні відклади; 4 – кристалічні породи; 5 – зона тектонічного порушення; 6 – сульфідна мінералізація; 7 – рівень ґрунтових вод (за даними буріння, КМЗХ і ВЕЗ)

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Верстка для друку

У відносно простих геолого-геофізичних умовах задача картування тріщинуватих зон і малоамплітудних порушень забезпечується методами електропрофілювання за допомогою симетричних, трьохелектродних і дипольних установок. Місця підвищеної інфільтрації поверхневих вод визначаються за результатами спостережень методом ПЕП. Застосовуються також гравіметричні й магнітометричні дослідження.

Для прикладу, на рис. 3.4 наведено результати комплексних геофізичних досліджень з метою пошуків тріщинних вод в умовах кристалічного щита.

На рис. 3.5 наведено результати досліджень методами симетричного електропрофілювання, гравірозвідки та магніторозвідки для пошуків тріщинних вод.

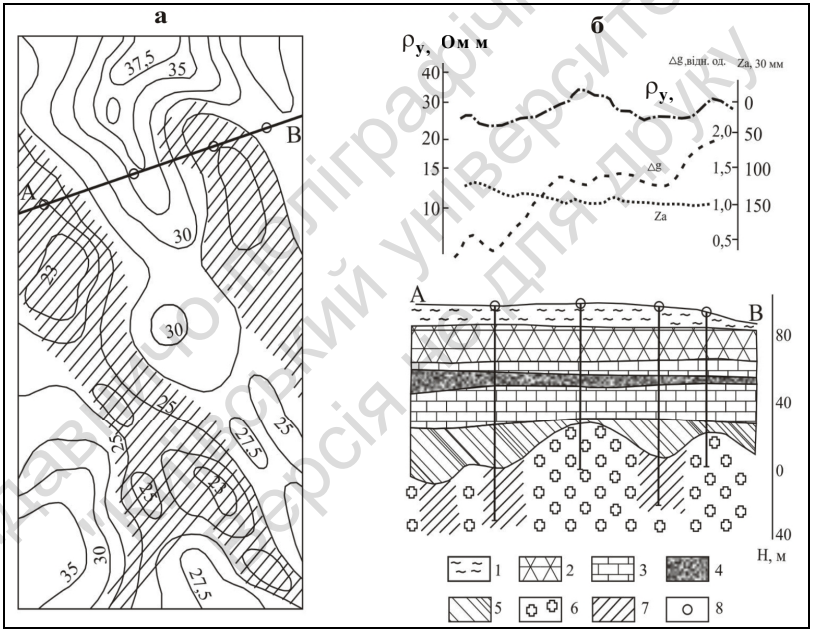


Рис. 3.5. Результати застосування симетричного електропрофілювання, гравірозвідки й магніторозвідки для пошуків тріщинних вод:

а – план ізоом ρ_y (СЕП, АВ = 600 м); б – геологічний розріз з графіками СЕП, гравіметричних (Δg) і магнітометричних досліджень (Z_a);
1 – суглинки; 2 – глини; 3 – карбонатні породи; 4 – піщано-глинисті відклади; 5 – кора вивітрювання; 6 – гнейси; 7 – тріщинувата зона; 8 – свердловини

Вибірковий поліграфічний центр
Харківський університет
Версія – для друку

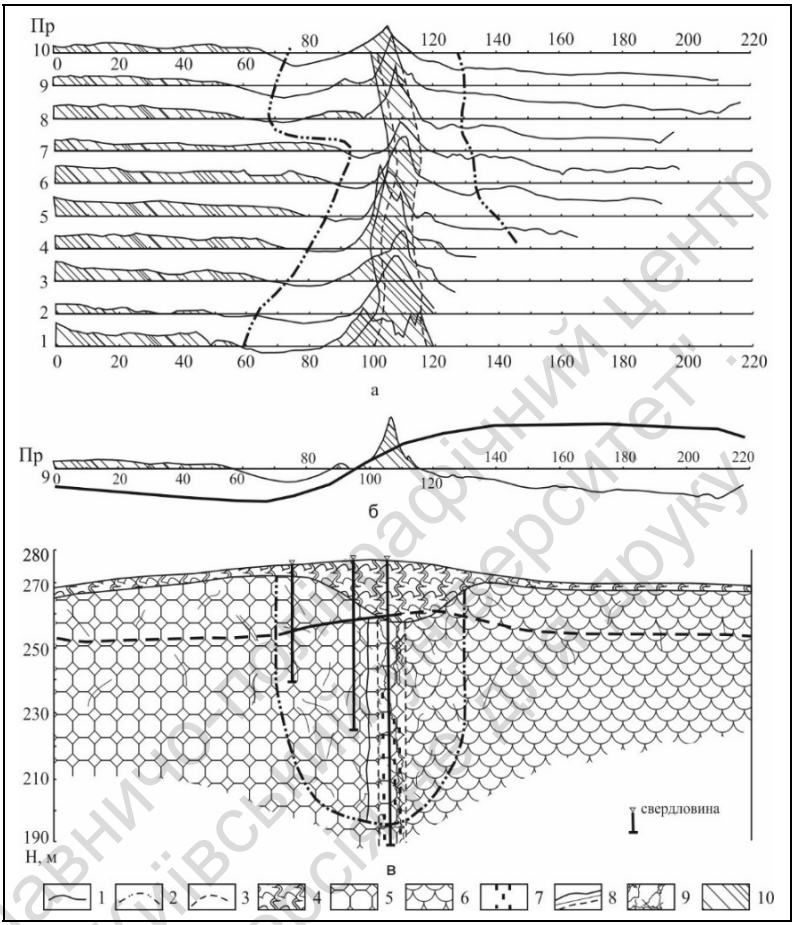


Рис. 3.6. Картування зони розповсюдження тріщинних вод у тектонічній зоні за даними гравімагнітних досліджень:

а – карта графіків Z_a; б – гравімагнітні дослідження на інтерпретаційному профілі; в – геологічний розріз. 1 – контакт гнейсогранітів з кристалічними сланцями; 2 – межа зони розвитку тріщинно-жильних вод; 3 – межа обводнених тріщинуватих порід; 4 – покривні глини і суглинки; 5 – граніти і гнейси; 6 – кристалічні сланці; 7 – вкраплення сульфідів; 8 – рівень підземних вод; 9 – тріщинуватість кристалічних порід; 10 – позитивні аномалії Z_a

Видавничий поліграфічний центр "Київський університет" Версія для друку

В окремих сприятливих випадках тріщинні води в тектонічній зоні можуть бути виділені з використанням тільки гравімагнітних досліджень (рис. 3.6).

Пошуки підземних вод на території Українського кристалічного щита з використанням геофізичних методів почалися в 60-ті рр. минулого століття й на сьогодні відкрито декілька десятків великих родовищ.

Український кристалічний щит (УЩ) займає центральну частину України. Складений він докембрійськими та палеозойськими кристалічними породами, на яких залягають осадочні утворення силурійської, крейдової, палеогенової, неогенової та антропогенової систем. Його гідрогеологічні умови тісно пов'язані з геологічною будовою, тектонікою та деякими фізико-географічними факторами, головними з яких є клімат, рельєф, гідрографія. На щиті виявлено горизонти й комплекси підземних вод в антропогенових відкладах, пісках і вапняках неогену, піщаних відкладах палеогену, піщано-мергельних утвореннях крейдової системи, корі вивітрювання й тріщинуватій зоні докембрійських і палеозойських кристалічних порід.

У межах УЩ основний водоносний горизонт, який використовується для централізованого водозабезпечення, приурочений до тріщинуватої зони кристалічних порід. Родовища тріщинних вод часто розташовані поблизу долин річок. Для них характерні приуроченість до занурень поверхні кристалічних порід, локалізація підземних вод у зонах тектонічних порушень і тріщинуватих порід, наявність покривної товщі з підвищеними фільтраційними властивостями. Ці особливості відображаються у фізичних полях, у першу чергу електричних і сейсмічних. При цьому найбільш інформативними геофізичними параметрами є електричний опір, швидкість поширення пружних хвиль і поляризовність порід. Відтак аналіз даних методів електро- й сейсморозвідки дозволяє виявляти місця локалізації підземних вод.

На основі багаторічного досвіду геофізичних досліджень з метою пошуків тріщинних вод в умовах УЩ розроблено раціональний комплекс, що включає електророзвідку ВЕЗ і сейсморозвідку КМЗХ. У південних районах щита (в умовах підвище-

Видавництво Київський університет Київський університет Вилучено для архіву

ної мінералізації підземних вод) комплекс доповнюється електророзвідкою ВЕЗ-ВП. Комплексний аналіз геофізичних даних передбачає використання також матеріалів різноцільових гравімагнітних зйомок і каротажу свердловин.

На основі комплексного аналізу даних геоелектричних досліджень, виконаних під час пошуків джерел водопостачання в різних умовах на території УЩ, проведена геоелектрична типізація родовищ тріщинних вод. Для родовищ, розташованих у межах Полісся (тип I), характерні екстремальні геоелектричні умови – породи і горизонти мають дуже високі питомі опори. Родовища, розташовані в північно-західній і частково в центральній частинах УЩ (тип II), відрізняються високими електричними опорами порід і горизонтів. Для групи родовищ, розташованих у центральній і меншою мірою в північно-західній частині УЩ (тип III), характерні несуттєво підвищені або фонові значення електричних опорів порід і горизонтів. Родовища, розташовані переважно на півдні дослідженої території (тип IV), відрізняються зниженими опорами порід і водоносних горизонтів. Нижче наводиться узагальнена характеристика порід і окремих геоелектричних водовмісних горизонтів, які становлять родовища тріщинних вод УЩ. Назви родовищ відповідають адміністративним назвам районів, де вони розташовані.

Горизонт А – осадочні відклади, потужність яких становить від декількох метрів до декількох десятків метрів, представлені піщано-глинистими породами. Їхній питомий електричний опір (ρ_1) змінюється в досить широких межах – від 10 до 4000 Ом·м. Викликано це різними причинами: складом і ступенем водонасичення порід, мінералізацією вод, положенням рівня ґрунтових вод та ін. Можна говорити також і про зв'язок електричних опорів осадочних відкладів з ґрунтово-ландшафтними умовами. Так, на півночі території в межах Поліської низовини істотно переважають малопотужні піщані й підзолисті ґрунти, під ними залягають в основному різнозернисті піски (алювіальні, частково флювіогляціальні). Унаслідок цього відбувається, імовірно, інтенсивне випаровування вологи з верхньої частини розрізу й опір покривних відкладів (у зоні аерації) місцями дуже великий (до 4000 Ом·м і більше).

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія НП для ДОЗУ

У південному напрямку змінюються кліматичні та ґрунтово-ландшафтні умови. Підзолисті й піщанисті ґрунти змінюються чорноземними ґрунтами, розвинутими на суглинково-глинистій основі. Зростає мінералізація підземних вод і зменшується опір порід. Широкий розвиток мають піски різнозернисті. Середні опори цих порід міняються в таких межах: на родовищах типу I – від 250 до 320 Ом·м, типу II – від 80 до 175 Ом·м, типу III – від 36 до 80 Ом·м, типу IV – від 30 до 37 Ом·м. Варто відмітити, що опір пісків залежить великою мірою від ступеня водонасичення. Так, на Коростишівській ділянці опір різнозернистих пісків і піщано-гравійних відкладів становить: у зонах найбільш водонасичених – 117 Ом·м, водоносних – 175 Ом·м, малодебітних і безводних – 225 Ом·м. Аналогічні дані отримано по сусідній Радомишльській ділянці, де з водоносними алювіальними пісками зв'язано родовище підземних вод.

Незначне поширення мають супіски. Середні значення опорів цих порід на родовищах типу II – 59–70 Ом·м, типу III – 35–60 Ом·м.

Суглинки і глини мають широкий розвиток на території УЩ. Середній опір суглинків змінюється в таких межах: на родовищах типу II – 36–80 Ом·м, типу III – 18–50 Ом·м, типу IV – 23–37 Ом·м. Середній опір глин становить: на родовищах типу II – 11–32 Ом·м, типу III – 11–25 Ом·м, типу IV – 9–25 Ом·м. Зустрічаються схили річкових долин, складені товщею глин потужністю до декількох десятків метрів, де їхній опір зменшується до 8–16 Ом·м.

Пластові швидкості поздовжніх хвиль V_1 порід горизонту А змінюються в діапазоні від 500 до 1000 м/с.

Горизонт Б – кора вивітрювання. Цей горизонт зустрінутий на всіх родовищах тріщинних вод УЩ. Потужність кори вивітрювання різна – від декількох до десятків метрів. Її питомий опір (ρ_2) змінюються в широких межах. На родовищах типу I опір становить від 40 до 700 Ом·м, а найбільш імовірні значення – 140–247 Ом·м. На деяких ділянках за результатами статистичного аналізу параметричних даних отримано двомодальні варіаційні криві розподілу, на підставі яких виділено дві групи

Видавництво політехнічного інституту
Київський університет
Друкується для друку

порід: переважно каолінітові кори, в основному слабкопроникні з опором 40–90 Ом·м, і переважно жорствяні кори, проникні з опором 90–155 Ом·м.

На Коростишівському родовищі виконано більш детальне вивчення кори вивітрювання. У найбільш водонасичених і водоносних зонах розвинена проникна жорствяна кора вивітрювання, середній опір її становить, відповідно, 100 Ом·м і 120 Ом·м. У малодебітних і безводних зонах істотно переважає каолінітова кора вивітрювання, слабкопроникна, із середнім опором 67 Ом·м.

Пластові швидкості поздовжніх хвиль V_2 порід горизонту Б змінюються в діапазоні від 1300 до 2000 м/с.

Горизонт В – вивітрені інтенсивно тріщинуваті кристалічні породи середньою потужністю 15–20 м поширені в нижній частині зони вивітрювання і виділяються на кривих ВЕЗ в основному як надопорний горизонт. З ним же зіставляється верхній водоносний горизонт тріщинуватої зони. Середній опір даного горизонту (ρ_3) змінюється в досить широких межах від 42 до 820 Ом·м. Найбільш високі опори спостерігаються в умовах Полісся (родовища типу I). Передбачається, що тріщинуватість порід порівняно незначна, але вони проникні. На родовищах типу II і III середні значення опорів цих порід відповідно 175–320 і 100–170 Ом·м. Нарешті, на родовищах типу IV опір вивітрених тріщинуватих порід становить від 42 до 90 Ом·м, які можуть бути частково закольматовані.

Істотним є той факт, що в межах багатьох ділянок спостерігається зв'язок між водоносністю й значенням електричних опорів порід. Тут відзначимо лише, що порівняно великі опори водоносних зон пояснюються, імовірно, наявністю тріщин відкритого типу. Для родовищ типу IV зв'язок між водоносністю й опором порід проявляється слабо або зовсім відсутній. Значною мірою це зумовлено суттєво меншою диференціацією вивітрених тріщинуватих порід за опорами.

На всіх ділянках, де виявлена підвищена мінералізація підземних вод (Компаніївській, Долинській, Бобринецькій, Ульянівській, Синельніківській, Солонянській), опір вивітрених тріщинуватих порід знижений. Разом з тим, знижені значення опорів

Електронний архів кафедри "Інженерна геологія"

характерні й для деяких ділянок, де підземні води прісні: Жашківській, Таращанській, Гніваньській, Погребищенській. Відтак, використання згаданого критерію (опору ρ_3) для оцінки ступеня мінералізації верхнього водоносного горизонту тріщинуватої зони не дає однозначного рішення.

Пластові швидкості поздовжніх хвиль V_3 порід горизонту В змінюються в діапазоні від 2800 м/с до 3500 м/с.

Горизонт Г – кристалічні породи, монолітні й у різному ступені тріщинуваті, залягають в основі розрізу і служать опорним геоелектричним горизонтом високого ("нескінченно великого") опору. Одночасно – це нижня межа зони вивітрювання. До системи тріщин, що січуть монолітні породи на окремі блоки, приурочений нижній водоносний горизонт тріщинуватої зони кристалічних порід докембрію. Опір цих утворень (ρ_4) змінюється в широких межах – від десятків тисяч до сотень і навіть десятків Ом·м. Найбільш високі опори – від 300 до 27800 Ом·м – спостерігаються в основному на родовищах типу I і II. Переважно монолітні кристалічні породи, що становлять родовища типу III й особливо типу IV, відрізняються меншими опорами. Переважають значення від 250 до 4000 Ом·м, але графітизовані кристалічні породи характеризуються значно вищою провідністю. Опір їх – від 50 до 1000 Ом·м, а в середньому – 200–250 Ом·м.

Оскільки до зон активної тріщинуватості монолітних кристалічних порід приурочений нижній водоносний горизонт, то велике практичне значення має вирішення питання про зв'язок електричного опору з такими факторами, як водоносність, ступінь тріщинуватості порід і мінералізація підземних вод. Це загалом досить складна проблема, радикального рішення якої поки що не знайдено. Можна дати лише окремі рекомендації, що випливають з аналізу параметричних даних.

1. Досить сприятливими для виявлення тріщинних вод є графітизовані породи, що відрізняються аномально низькими опорами (Ульянівське, Заваллівське, Тетіївське, Радомишльське родовища). Практично на всіх ділянках поширення цих порід, де проводилися пошуки, зустрінуто зони підвищеної водовіддачі.

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Версія не для друку

2. Перспективні також ділянки, віднесені до типів I і II, але які характеризуються низьким, для даних умов, опором кристалічних порід, що підстилають геоелектричний розріз. Так, на великих Хмельникському і Коростишівському родовищах, приурочених до тектонічних порушень, середні опори кристалічних порід становлять відповідно 1000 і 985 Ом·м. Вони більше ніж у два рази нижчі за середні значення для типу II.

3. Опір кристалічних порід визначається сукупністю багатьох факторів і тому не можна говорити про зв'язок цього параметра з мінералізацією підземних вод. Разом із тим, є всі підстави вважати, що водоносні зони зі значною мінералізацією води мають підвищену електричну провідність. Тому під час пошукових робіт на півдні території УЩ варто рекомендувати під буріння ті ділянки, де, крім усього іншого, в основі розрізу яких поширені кристалічні породи зі зниженим електричним опором (300–800 Ом·м).

Швидкості поздовжніх пружних хвиль у підстильних кристалічних породах V_4 (горизонт Г) змінюються в діапазоні від 4200 до 6500 м/с. Виділені за даними сейсморозвідувальних досліджень ділянки з низькими (до 4700 м/с) і зниженими (4700–5100 м/с) значеннями швидкостей поздовжніх хвиль, що зіставляються із зонами підвищеної тріщинуватості кристалічних порід, сприятливі для пошуків тріщинних вод. Ділянки з високими (> 5100 м/с) значеннями швидкостей поздовжніх хвиль відповідають монолітним кристалічним породам.

Наведені дані свідчать про значну диференціацію порід і водоносних горизонтів, розповсюджених у межах родовищ тріщинних вод УЩ, за електричними опорами. Отже, існують принципові передумови застосування методу ВЕЗ (у тому числі й інших методів опорів) для вирішення ряду гідрогеологічних завдань. Істотною є та обставина, що за допомогою електророзвідки можливе вивчення всіх водоносних горизонтів. Разом з тим, з аналізу параметричних матеріалів випливає, що немає передумов використання методів опорів для оцінки (крім якісної) ступеня мінералізації підземних тріщинних вод кристалічних порід. Це завдання ефективніше вирішується за допомогою мікроелектрозондувань модифікацією МЕЗ-ВП.

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія користувача

Родовища напірних порово-пластових і тріщинно-пластових артезіанських вод. У разі вивчення родовищ артезіанських вод досліджуються значні площі (тисячі, а іноді й десятки тисяч квадратних кілометрів) на глибинах, що перевищують у деяких випадках сотні метрів. Відповідно зростає вартість пошуково-розвідувальних, у тому числі й геофізичних, досліджень. При цьому значно зростає роль різнопланових геофізичних матеріалів, що раніше були отримані в даному районі під час вирішення завдань геологічного картування, а також пошуків родовищ корисних копалин. Використання такої різнопланової інформації для гідрогеологічних побудов досить непроста операція. Виконані роботи, як правило, є різними за метою, методами, масштабом і характеризуються неоднаковою точністю отриманих даних. Відбір і розбраковка корисної інформації для вирішення гідрогеологічних завдань і приведення матеріалів до єдиного масштабу – досить складне творче завдання, що вимагає, крім інтуїції геофізика, використання статистичних способів кореляційного аналізу з широким залученням ЕОМ. За результатами цих досліджень може бути створена генералізована (апріорна) геолого-геофізична модель досліджуваної території, що характеризує умови формування й транзиту підземних вод з визначенням перспективних ділянок для буріння пошуково-розвідувальних свердловин.

Додаткові геофізичні роботи зводяться до уточнення окремих часткових питань структурного характеру, оцінки продуктивності водоносних горизонтів і мінералізації підземних вод, виділення у водоносних комплексах горизонтів і зон, які характеризуються підвищеною водопродуктивністю. Вивчають також фільтраційні властивості порід зони аерації, водоносного горизонту, верхнього і нижнього водотривів. Для вирішення цих завдань найбільш продуктивним є комплекс методів електророзвідки (ВЕЗ, ДЕЗ, ЗСБ,) і сейсморозвідки (КМЗХ, МВХ). Остання дозволяє створювати об'ємну геометричну модель ділянки досліджень, спираючись на яку визначають електромагнітні параметри водоносних і водотривких горизонтів порід. Ці

Вивантажено з електронного архіву Київського національного університету імені Тараса Шевченка
Версія не для друку

параметри на підставі встановлених кореляційних залежностей дозволяють переходити до водно-фізичних характеристик окремих інтервалів геологічного розрізу.

На стадіях детальної та експлуатаційної розвідок, пов'язаних безпосередньо з проектуванням водозаборів, матеріали аерокосмічних і наземних геофізичних досліджень для всіх типів родовищ застосовуються як допоміжні. Водночас, помітно зростає роль методів геофізичних досліджень свердловин (ГДС) і міжсвердловинного просвічування. Вирішуються різноманітні завдання, які можна поділити на три основні групи: літологічне й структурне розчленування геологічного розрізу, виділення в ньому водоносних і водотривких горизонтів, оцінка ємнісних і гідродинамічних параметрів водоносних горизонтів, оцінка мінералізації підземних вод. Матеріали ГДС використовуються також для міжсвердловинної кореляції. Геофізичні спостереження повинні безпосередньо входити до комплексу дослідно-фільтраційних і гідрохімічних робіт. Ці дослідження є основою для проведення математичного моделювання, на базі якого визначаються оптимальні параметри водозаборів. Значну роль відіграють режимні спостереження, що дозволяють контролювати забруднення підземних вод і прогнозувати процес їхнього виснаження.

Підземні води в районах розвитку багаторічномерзлих порід. Родовища підземних вод на цих територіях пов'язані з глибокими або наскрізними таликами та артезіанськими басейнами. Води таликових зон розвинені або в пухких алювіальних і озерних відкладах, або в тріщинуватих скельних породах зон розломів. В артезіанських басейнах – це підмерзлотні напірні води з глибиною залягання водоносних горизонтів від декількох десятків до 300–500 м і більше. Літолого-петрографічна належність порід, ступінь і характер їхнього промерзання і ряд інших специфічних особливостей кріолітозони визначають склад раціонального комплексу геофізичних досліджень.

До завдання геофізичних методів входять: 1) виділення таликів серед багаторічномерзлих порід і уточнення їхніх контурів; 2) визначення потужності талих порід; 3) літологічне розчленування розрізу порід таликових зон з виявленням горизонтів во-

Вивчення геологічних ресурсів України

довмісних порід, а також покривних і підстильних водотривких товщ; 4) виявлення гідравлічного зв'язку ґрунтових вод таликових зон з напірними підмерзлотними водами; 5) виявлення давніх похованих річкових долин, породи в яких є потужними колекторами підземних вод; 6) визначення потужності багаторічномерзлих порід; 7) простеження зон розломів і регіональної тріщинуватості в корінних породах.

На стадії пошуків родовищ, пов'язаних з таликовими зонами, основною метою геофізичних методів є вирішення завдань 1 і 5. Завдання 2–4 зазвичай вирішуються на стадії розвідки. Для стадії пошуків родовищ, обумовлених підмерзлотними напірними водами, характерно вирішення завдань 6 і 7 з оцінкою потужності багаторічномерзлих порід і виявленням ділянок, де ця потужність досягає мінімальних значень. Як правило, на таких ділянках відзначається найбільша водопродуктивність порід, а розкриття водоносного горизонту вимагає мінімальних витрат. Під час розвідки родовищ підмерзлотних вод вирішуються ті ж завдання, що й при пошуках, але з більшою детальністю.

Провідними методами є електророзвідка і термометрія в повітряному і наземному варіантах. Серед геофізичних методів найбільше застосування отримали метод ВЕЗ та електропрофілювання. Як додаткові методи використовуються магніторозвідка, сейсморозвідка КМЗХ, іноді електророзвідка ВЕЗ-ВП. Під час картування таликових зон і зон розломів іноді важливу додаткову інформацію надає магніторозвідка. Електропрофілювання застосовується для оконтурювання таликових зон та оцінки потужності талих порід. Зазвичай виконується дворозносне електропрофілювання, при цьому на малих розносах отримують інформацію про покрівлю багаторічномерзлих порід, а на великих виявляють глибокі (наскрізні) талики. Розмір живильної лінії вибирається у 2–3 рази більшим за очікувану товщину багаторічномерзлих порід. Решта завдань, включаючи простежування глибинних зон розломів і регіональної тріщинуватості, зазвичай вирішуються методом ВЕЗ. Максимальна величина розносів лінії живлення AB_{max} варіює приблизно від 0,5–1 км до 2–3 км. Сейсморозвідку КМЗХ використовують у випадках, коли електророзвідка малоефективна.

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Видання для друку

При пошуках таликових зон відстань між геофізичними профілями варіює від 200 до 500 м, а крок спостережень – від 20–40 до 80–100 м. На стадії розвідки мережа спостережень значно згущується: відстань між профілями становить від 20 до 100 м, крок спостережень – від 10 до 50 м. Пошуки родовищ напірних підмерзлотних вод здійснюються за системою маршрутів-поперечників. Точки ВЕЗ на маршрутах розташовуються з інтервалом (250–500 м), максимальний рознос лінії живлення AB_{max} вибирається залежно від однорідності геоелектричних умов. На стадії розвідки підмерзлотних вод мережа спостережень методом ВЕЗ згущується у 2–3 рази.

3.2. Пошуки термомінеральних вод

Родовища термальних вод приурочені до парогідротермальних систем і резервуарів з термальною водою, які характеризуються такими особливостями: підвищеними значеннями теплопровідності, температури, геотермічних градієнтів і теплових потоків, що викликає появу геотермічних аномалій; зниженими електричними опорами, що призводить до появи мінімумів на кривих електромагнітних зондувань; зростанням термоелектричних, електрокінетичних потенціалів, що супроводжується максимумами потенціалів природних електричних полів; збагаченням розрізу сульфідними мінералами, що спричинює аномалії викликаної поляризації; низькими швидкостями поширення пружних хвиль; пониженнями густини й магнітної сприйнятливості, що призводить до виникнення слабких негативних гравімагнітних аномалій.

Кінцева мета вивчення родовищ термомінеральних вод полягає у виборі місць закладення свердловин для забезпечення припливу мінеральної (термальної) води, що не змішана з прісною. Це завдання можна вирішити за умови достатньої обізнаності з гідрогеологічною обстановкою, для вивчення якої залучається комплекс геофізичних та інших методів. Наземні геофізичні дослідження проводяться на стадії як пошуків, так і розвідки. Геофізичні дослідження свердловин (каротаж) виконуються на всіх стадіях робіт.

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія не для друку

Геофізичні роботи проводяться за такими основними напрямами:1) вивчення структурних і гідродинамічних особливостей об'єкта досліджень; 2) пряме вивчення покладів термомінеральних вод, що відрізняються аномальними фізичними властивостями. Для вирішення завдань першого напряму застосовується комплекс таких же методів, як і для вивчення родовищ прісних підземних вод. Вирішення завдань другого напряму виконується шляхом аналізу як аномалій, зумовлених присутністю термомінеральних вод, так і впливу цих вод на навколишні породи.

У результаті серії виконаних геофізичних досліджень установлено, що термомінеральні води викликають помітні зміни фізичних властивостей вмісних порід. Під впливом термомінеральних вод відбувається зниження питомого електричного опору, магнітної сприйнятливості й густини порід, а також швидкості поширення пружних хвиль, іноді спостерігається підвищена радіоактивність порід. На сучасному етапі поряд із широким використанням методів електророзвідки та сейсморозвідки ефективно застосовуються термометрія, магніторозвідка, радіометричні й деякі інші методи. Вибір раціонального комплексу геофізичних методів для пошуків і вивчення термомінеральних вод здійснюється з урахуванням типізації родовищ.

Геофізичні дослідження з метою пошуків термомінеральних вод в умовах артезіанських басейнів (особливо платформного типу) охоплюють велику площу. Серед геофізичних методів провідне місце посідають методи електророзвідки (ВЕЗ, ДЕЗ, МТЗ, ЗСБ) і сейсморозвідки (КМЗХ, МВХ). Геофізичні методи, засновані на реєстрації прямого ефекту від термомінеральних вод та їхнього впливу на породи, використовуються обмежено. Для гідрогеологічних побудов широко залучаються також матеріали раніше проведених геофізичних досліджень.

На стадії пошуків родовищ артезіанських басейнів основне завдання геофізичних методів полягає у виявленні ділянок, де відбувається розвантаження мінеральних (термальних) вод. Для вирішення цього завдання вивчаються структурні та геодинамічні умови площі. Застосовуються методи: ВЕЗ, КМЗХ, МВХ, іноді гравірозвідка. Масштаб результативних карт 1 : 200 000 – 1 : 50 000. Площа досліджень вимірюється сотнями квадратних

Видавничий центр Київського університету

кілометрів. При вивченні прямого ефекту використовується мережа спостережень, що забезпечує масштаб результативних побудов 1 : 50 000 – 1 : 25 000 і більше, площа ж зйомки варіює від одиниць до декількох десятків квадратних кілометрів.

На стадіях розвідки головним завданням геофізичних робіт є з'ясування місця розташування глибинної зони, якою іде транспортування термомінеральних вод. Для цього уточнюються тектонічні умови ділянки, детально вивчається приповерхнева частина розрізу, досліджуються особливості РГВ для виявлення "куполів засолення" тощо. Основні геофізичні методи – електророзвідка (ВЕЗ, електропрофілювання), термометрія, сейсморозвідка (КМЗХ, МВХ). Масштаб результативних карт становить 1 : 25 000–1 : 10 000 і більше. Площі ділянок розвідки вимірюються кількома квадратними кілометрами.

Для геофізичних робіт з вивчення термомінеральних вод тріщинних зон характерні: порівняно мала (не більше 100–200 м) глибина досліджень (лише в областях розповсюдження флішових та інших слабометаморфізованих товщ вона може бути збільшена); висока детальність пошуково-розвідувальних робіт і, відповідно, мала площа досліджуваних ділянок; переважання геофізичних методів, орієнтованих на вивчення "прямого ефекту" від термомінеральних вод, а також методів, що сприяють картуванню вертикальних контактів різних порід, зон розломів тощо; широке застосування мобільних геофізичних методів, наприклад магніторозвідки, і обмежене використання більш трудомістких методів, зокрема сейсморозвідки, що пояснюється переважно складними умовами місцевості.

Завданнями геофізичних методів на стадії пошуків родовищ термомінеральних вод у зонах тріщинуватості є: геологічне картування корінних порід, перекритих пухкими покривними відкладами; вивчення структурних особливостей площі; виявлення і простеження зон великих розломів або регіональної тріщинуватості та виділення в їхніх межах перспективних ділянок. Площа пошукових робіт зазвичай вимірюється одиницями – першими десятками квадратних кілометрів. Масштаб результативних карт 1 : 50 000 – 1 : 25 000.

Видання підготовлено Вінницьким національним технічним університетом. Версія 16 для друку

У разі таких досліджень найчастіше використовуються методи ВЕЗ, резистивіметрія, магніторозвідка (мікромагнітна зйомка), рідше електророзвідка ВЕЗ, ПЕП, сейсморозвідка КМЗХ і гравіметрична зйомка. За підвищеної температури й радіоактивності підземних вод застосовується термометрична та еманаційна зйомки з вимірами у свердловинах, шурфах і відкритих водоймах, а також інфрачервона аерозйомка.

На рисунках 3.7 та 3.8 наведено приклади застосування геофізичних методів на ділянках прояву термомінеральних вод.

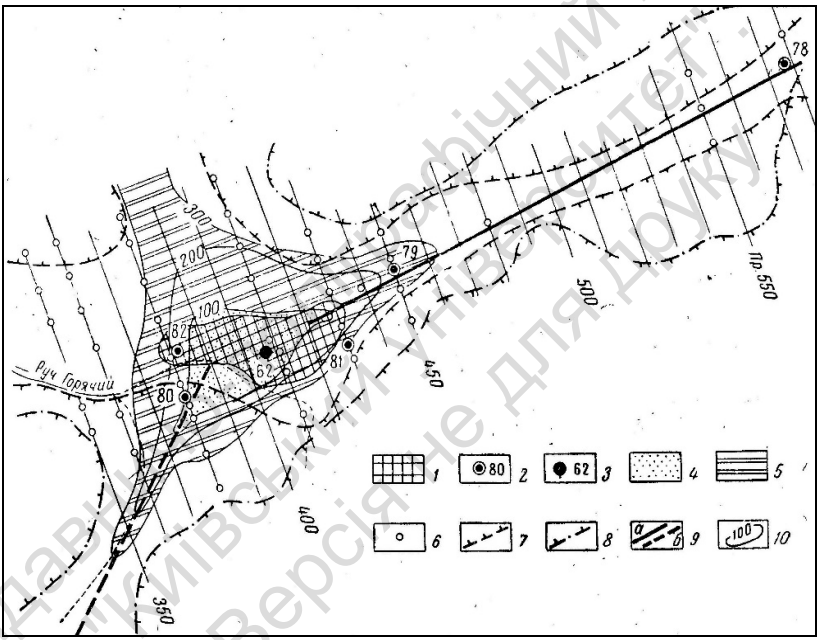


Рис. 3.7. Результати геофізичних досліджень на ділянці прояву термомінеральних вод:

1 – зона прояву термальних вод за гідрогеологічними даними; 2 – свердловини; 3 – експлуатаційна свердловина; 4 – зона прояву термальних вод за геофізичними даними; 5 – ділянка з електричним опором порід до 300 Ом·м; 6 – точки ВЕЗ; 7 – контур площі прогнозованої наявності термальних вод за гідрогеологічними даними; 8 – контур площі прогнозованої наявності термальних вод за геофізичними даними; 9 – тектонічні порушення: а – установлені за геофізичними даними, б – прогнозовані; 10 – ізолінії електричного опору, Ом·м

Видавничий центр Полтавського національного технічного університету імені Юрія Кондратюка
Версія не для друку

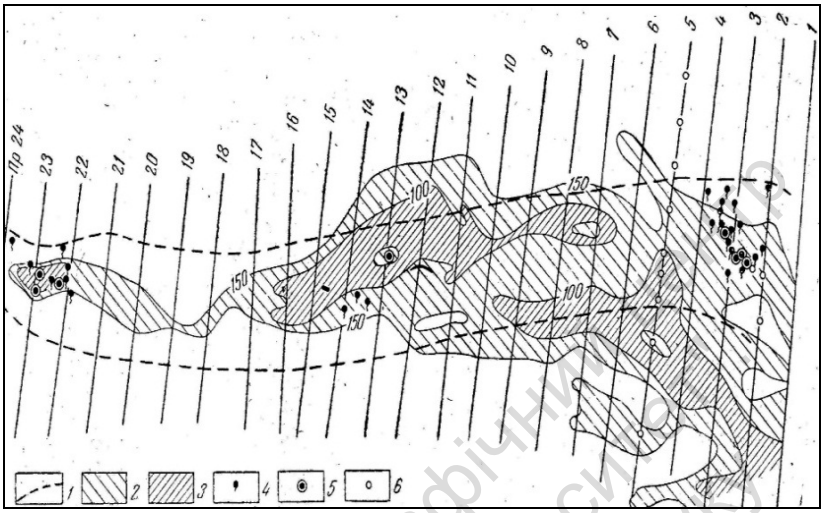


Рис. 3.8. Карта ізоом на ділянці прояву термомінеральних вод за даними електропрофілювання та вертикального електричного зондування:

1 – контур площі прогнозної наявності термальних вод за гідрогеологічними даними; 2 – контур площі прогнозної наявності термальних вод за геофізичними даними; 3 – ділянки з підвищеною мінералізацією термальних вод; 4 – виходи джерел термальних вод на поверхню; 5 – свердловини; 6 – точки вертикального електричного зондування

На стадії розвідки основною метою геофізичних методів є уточнення особливостей геологічної структури перспективних ділянок і в першу чергу місць розташування і кута падіння тектонічних контактів порід, ширини зон роздрібнення, потужності й літологічного складу наносів, що перекривають корінні породи тощо. Площа ділянки геофізичних робіт може досягати 1–2 км^2. Результати геофізичних робіт мають забезпечити побудову карт масштабу 1 : 10 000 – 1 : 5 000. До комплексу деталізаційних досліджень включаються в основному геофізичні методи, які зарекомендували себе як досить ефективні на стадії пошуків.

Видавництво поліграфічний центр Київський університет Версія для друку

Контрольні запитання

1. Назвіть основні типи джерел централізованого водозабезпечення народного господарства та населення.

2. Охарактеризуйте етапи досліджень і раціональний комплекс геофізичних методів для вивчення артезіанських басейнів.

3. Визначте раціональний комплекс геофізичних методів для пошуків підземних вод у тріщинних кристалічних породах.

4. Охарактеризуйте етапи досліджень і раціональний комплекс геофізичних методів для пошуків підземних вод у теригенних відкладах.

5. Наведіть раціональний комплекс геофізичних методів для пошуків підземних вод у карстових породах.

6. Які завдання вирішують електрометричні методи під час пошуків родовищ підземних вод?

7. Які завдання вирішує сейсморозвідка під час пошуків підземних вод?

8. Яка роль гравімагнітних зйомок у пошуках родовищ підземних вод?

9. Якими особливостями геофізичних полів характеризуються родовища термальних вод?

10. Охарактеризуйте етапи досліджень і раціональний комплекс геофізичних методів при пошуках термомінеральних вод.

Література: [8, 9, 10, 25, 30, 32].

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

Розділ 4

ГЕОФІЗИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ПРИ ВИВЧЕННІ ЕКЗОГЕННИХ ПРОЦЕСІВ

4.1. Вивчення процесів підтоплення земель

Негативну дію на довкілля спричиняють деякі природні та техногенні фактори. Як результат – розвиток таких несприятливих і небезпечних процесів, як підтоплення земель (сільськогосподарських угідь, територій житлових і господарських забудов тощо) і пов'язаних з ними техногенних змін ґрунтів (утрата родючості) і порід верхньої частини розрізу (утрата несучої здатності, активізація суфозії, зсувів, техногенних забруднень тощо).

У сучасних умовах інтенсивність змиву ґрунтів у процесі водної ерозії майже в 10 разів перевищує темпи ґрунтоутворення. Шкідливої дії водної ерозії зазнають понад 8 млн га орних земель. Слід відмітити, що на еродованих землях утрачається від 10 до 50 % урожаю.

Під терміном "підтоплення" розуміють комплекс явищ, що призводять до стійкого підвищення рівня ґрунтових вод (РГВ) або вологості порід зони аерації до рівнів, які утруднюють або виключають нормальну експлуатацію народногосподарських об'єктів. Безперечно, що ці явища характерні переважно для освоєних територій. Підтоплення належить до найбільш прогресуючих природних явищ, викликаних багатофакторними причинами, які завдають значної шкоди народному господарству. Процеси підтоплення спостерігаються практично в усіх областях України. Основною причиною їхньої наявності є антропогенне порушення загального балансу поверхневих і підземних вод, у результаті якого відбуваються несприятливі зміни водного, теплового й гідрохімічного режимів.

Об'єктом картування під час оцінки ступеня підтоплення територій є породи, які становлять гідродинамічну зону активного

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

водообміну до першого місцевого або локального водотриву. Основною характеристикою порід і ґрунтів у межах проблеми підтоплення слід вважати їхню властивість пропускати і віддавати воду, показником якої є коефіцієнт фільтрації.

Визначальним гідрогеологічним критерієм при віднесенні території до категорії підтоплених нині є глибина залягання рівнів ґрунтових вод – критична глибина. За характером підтоплення території поділяються на такі типи: території підтоплені в природних умовах, території підтоплені під впливом техногенної дії, території потенційно підтоплювані й непідтоплювані.

До підтоплених належать території, на яких у результаті господарської діяльності людини, а також особливих геолого-гідрогеологічних і погодно-кліматичних умов ґрунтові води піднялися до гранично допустимих – критичних глибин і при цьому відбуваються несприятливі зміни навколишнього середовища.

Для лісостепової зони прийнято такі значення граничних глибин залягання рівня ґрунтових вод: при підтопленні орних земель – 1,5 м, при підтопленні сільських населених пунктів – 2 м. В умовах міської забудови враховується глибина залягання фундаментів і заглибленість підземних споруд. Для об'єктів промислового й цивільного будівництва гранична глибина залягання РГВ становить відповідно 5–8 і 5 м. На ділянках розвитку лесових порід вона зростає до 10 м.

При вивченні підтоплень розглядаються різні фактори (джерела, причини) підтоплення: геолого-гідрогеологічні, техногенні, природні. Найважливішу, часто визначальну роль у формуванні підтоплень відіграють геолого-гідрогеологічні фактори – літологічний склад і фільтраційні властивості порід, що становлять верхню частину розрізу (ВЧР) до глибини 10 м, рідше до 20 м.

Найінтенсивніше підтоплення розвивається на території лесових рівнин, верхніх складених лесовими породами надзаплавних терас із численними замкнутими пониженнями (подами), у яких накопичуються атмосферні опади. Лесово-суглинкові утворення характеризуються фільтраційною анізотропією, здатністю до просідання та набухання. Тому ділянки розповсюдження цих утворень не тільки схильні до підтоплень, але й до наступних несприятливих, часто небезпечних змін ґрунтів і порід.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Друкується за авторською редакцією

Типові території підтоплення характеризуються наявністю малопотужної зони аерації, розвитком слабкопроникних порід, неглибоким заляганням водотривів. Несприятливими для розвитку процесів підтоплення є ділянки розповсюдження пісків та інших добре проникних утворень.

Найбільшу небезпеку для території України становлять техногенні підтоплення. Серед їхніх причин виділяються: підпір підземних вод водосховищами та ставками; інфільтраційні втрати – стік води з магістральних каналів, дренажних споруд, водогінно-каналізаційних мереж та інших комунікацій; перекриття або ліквідація балок, ярів, що є природними дренами поверхневого та підземного стоку; зрошення земель; створення асфальтових покриттів; замулення, утрата дренажних властивостей річок; створення насипних доріг, необладнаних водопропускними спорудами; розорювання схилів річок.

Підтоплення докорінно змінює екологічні, механічні, фізичні, хімічні, гігієнічні параметри геологічного середовища (ГС). На думку багатьох фахівців, підтоплення впливає перш за все на масо-, енергообмін (водо-, теплоперенесення) у геологічному середовищі. При цьому виявляються такі зміни його параметрів:

1. Зниження захисної здатності ландшафтів і ґрунтів за рахунок зменшення потужності зони аерації, погіршення сорбційної здатності ґрунтів і прискорення міграції забруднювачів у ґрунтові води.

2. Зміна гідрогеохімічного складу підземних вод, зростання їхньої агресивності під впливом порушення рівноваги в системі "мінеральний скелет – вода".

3. Погіршення геомеханічних, водно-фізичних властивостей дисперсних ґрунтів (перш за все лесових і лесово-суглинкових, поширених на 65 % території України).

4. Активізація природних небезпечних екзогенних геологічних процесів або ініціювання нових (зсувів на схилах, просідань, тиксотропних перетворень ґрунтів, карсту, суфозії тощо).

5. Зниження сейсмостійкості внаслідок наближення РГВ до фундаментів споруд з ризиком пливунних перетворень лесових, лесово-суглинкових та інших водонасичених ґрунтів.

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Вежа Національний університет

Застосування методів геофізики з метою вивчення верхньої частини розрізу (ВЧР) (у тому числі й процесів підтоплення) вимагає створення спеціальної технології польових досліджень і відповідної методики інтерпретації даних.

Методика польових геофізичних досліджень. Вивчення підтоплень і техногенних забруднень геологічного середовища – порівняно новий напрям у природознавстві, який базується на використанні даних гідрогеології, інженерної геології, ґрунтознавства, меліорації, геохімії, геоекології тощо. Для геофізичних методів, що традиційно застосовувались і застосовуються для вивчення глибоких і досить глибоких горизонтів (об'єктів), дослідження верхньої частини геологічного розрізу (включаючи ґрунти), а в кінцевому рахунку, підтоплень і забруднень земель – є досить складною та незвичною проблемою.

Для вирішення нових для геофізики проблем необхідно отримувати й вивчати різноманітну інформацію про особливості верхньої частини розрізу – виконувати її розчленування на окремі шари, включаючи тонкі ґрунтові горизонти, простежувати їх у плані й на глибину, визначати їхні геофізичні параметри. Дуже важливими є також дані про положення РГВ і, по можливості, про його зміни в часі. На основі цих даних складаються погоризонтні геофізичні карти, геоелектричні розрізи та інші графічні матеріали, які є основою геофізичного картування ґрунтів.

При виборі окремих методів і розробці раціональної методики досліджень ураховується, що об'єктом вивчення є верхня частина геологічного розрізу – геологічне середовище, яке має особливу структуру, речовинно-літологічний склад, петрофізичні й водно-фізичні особливості. Тому комплексні геофізичні дослідження мають специфічні особливості, основними ознаками яких є: широке застосування мікроустановок, нових геофізичних методів, статистичних способів обробки інформації та тісної ув'язки даних різних методів досліджень.

Раціональний комплекс мікрогеофізичних методів при вивченні підтоплення земель включає: мікроелектрозондування (МЕЗ), мікроелектрозондування способом викликаної поляризації (МЕЗ-ВП), резистивіметрію поверхневих і ґрунтових вод, сейс-

Видавництво Київський університет Безкоштовний примірник

морозвідку кореляційним методом заломлених хвиль (КМЗХ) у модифікації мікросейсмозондувань, які є допоміжними.

Крок зйомки методом МЕЗ залежить від мінливості питомого електричного опору розрізу в горизонтальному напрямку. У разі його повільної зміни, крок розріджується до 3 см у масштабі робіт, а в областях різких змін згущується до 1 см (іноді до 0,5 см). Над двовимірними витягнутими об'єктами відстані між профілями можуть бути у 2–3 рази більші кроку між точками вимірювань.

Над тривимірними (близькими до ізометричних) об'єктами мережа спостережень має наближатися до квадратної із відстанню між точками електрозондувань в 1–2 см у масштабі карт і бути меншою за поперечні розміри об'єкта.

При виборі мереж і профілів електрометричних спостережень ураховується конкретна обстановка на ділянках досліджень. Так, загальні зйомки, і насамперед спостереження на територіях, які не підтоплюються, здійснюються за нерівномірною мережею, близькою до 500 × 500 м, на підтоплених ділянках, меліорованих землях – за мережею близькою до 250 × 250 м, на опорних профілях рекомендується крок спостережень 50–100 м.

Об'єктами деталізаційних спостережень є площі підтоплених земель та інтенсивних змін ґрунтів, замкнені пониження (поди), а також меліоровані землі, переважно підтоплені. Крім цього, під час вивчення техногенного забруднення середовища деталізаційні роботи виконуються в межах житлової забудови сіл, у районі тваринницьких комплексів, відстійників, очисних споруд, водоймищ тощо. З урахуванням того, що техногенні зміни (забруднення) середовища мають локальні розміри, розповсюджені на різній глибині (відповідно, необхідно об'ємне їхнє вивчення), детальність спостережень має бути достатньо високою. В окремих випадках густота спостережень досягає 50 фізичних точок на 1 км^2. Детальне вивчення виявлених дво- і тривимірних неоднорідностей у плані й на глибину проводиться також за допомогою хрестових (розноси виконуються за двома напрямками – уздовж і вхрест простягання неоднорідності) і кругових (за чотирма напрямками) мікроелектрозондувань.

Видавничо-поліграфічний центр
"Київський університет"
Зворотній зв'язок

Для кількісної оцінки параметрів виявлених неоднорідностей хрестові або кругові мікроелектрозондування виконуються мінімум у трьох точках: над центром аномалії та в областях максимальних градієнтів. Розноси повинні бути орієнтовані вздовж і впоперек досліджуваних структур.

Зважаючи на стохастичний характер зв'язків між геофізичними й геолого-гідрогеологічними параметрами, дослідження потребують значного обсягу параметричних мікроелектрозондувань. При цьому використовується фактичний матеріал інженерно-геологічних і гідрогеологічних робіт, відомості про підтоплення різної інтенсивності, дані про розповсюдження змінених у різному ступені ґрунтів, дані про глибини залягання рівнів ґрунтових вод.

Метод електрозондувань способом викликаної поляризації базується на вивченні вторинних електричних полів, які виникають під дією електричного струму. Ці поля мають електрохімічну природу. За допомогою МЕЗ-ВП детально вивчається горизонт ґрунтових вод, а також материнські породи, які підстеляють ґрунтовий профіль. Зважаючи на значні затрати праці (економічну ефективність), МЕЗ-ВП застосовуються в невеликих обсягах на окремих профілях як деталізаційні (допоміжні) до методу МЕЗ.

Можливість використання сейсмічних методів для вивчення верхньої частини розрізу базується на:

1) наявності зв'язку між сейсмічними властивостями ґрунтів і порід та їхнім складом, станом насичення й фізико-механічними параметрами;

2) неоднорідності ґрунтів і порід за пружними властивостями, що зумовлює виникнення і реєстрацію різних типів (заломлених, відбитих, рефрагованих тощо) пружних хвиль.

Під вивченням будови геологічного середовища розуміють визначення положення меж, які розділяють ґрунти і породи з різними пружними властивостями. Фізично ці межі пов'язані зі зміною складу, стану або властивостей порід (літології, густини, міцності структурних зв'язків тощо). При цьому сейсмічними є такі межі, на яких відбувається зміна швидкостей і коефіцієнтів поглинання поздовжніх і поперечних хвиль.

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія не для друку

У разі сейсмічних спостережень основну корисну інформацію про будову верхньої частини розрізу отримують за допомогою заломлених хвиль. Це пов'язано з можливістю простої їхньої реєстрації при вивченні меж верхньої частини розрізу. Крім того, заломлені хвилі дають відомості про сейсмічні властивості "заломлювальних" шарів, що дуже важливо для прив'язки та інженерно-геологічної оцінки останніх.

Слід зазначити, що заломленими хвилями неможливе виділення "заекранованих" меж, на яких відбувається зменшення швидкості хвиль. Вивчення таких меж верхньої частини розрізу, що лежать на невеликих глибинах, можливе за допомогою відбитих хвиль, але їхня реєстрація недостатньо ефективна, оскільки відбувається на фоні значно інтенсивніших хвиль інших класів і типів.

Ряд важливих в інженерно-геологічному й гідрогеологічному відношенні меж, типових для верхньої частини розрізу, є сильно заломлювальними. Такими, перш за все, є межі між відкладами з різним типом структурних зв'язків, а також між породами, що перебувають у різному стані (неводонасиченому, водонасиченому, мерзлому).

Основне завдання геофізичних робіт полягає у визначенні глибини залягання рівня грунтових вод. У зв'язку з тим, що на ділянках підтоплень переважають мікрошаруваті структури, використовуються установки сейсмозондувань. Система спостережень включає зустрічні та наганяльні годографи. Сейсмозондування відпрацьовується із шести, а в складних умовах навіть із восьми пунктів збудження сейсмічних хвиль. Відстань між сейсмоприймачами становить від 0,5 до 1 м.

Інтерпретація геофізичних даних. Прийоми і методи інтерпретації даних електричних зондувань поділяються на дві групи: якісні та кількісні методи. Якісні методи інтерпретації застосовуються для визначення загальних закономірностей геолого-гідрогеологічної будови району досліджень, оцінки імовірних зон визначення тих чи інших геологічних структур. Ці методи основані на зв'язку між особливостями

Видавництво поліграфічний центр Київський університет Вакуля Ю. для науку

будови геологічного розрізу і характерними параметрами кривих електрозондувань.

Найбільш розповсюджені способи інтерпретації електрометричних досліджень: складання розрізів, карт, графіків, блок-діаграм за виміряними і вирахуваними геоелектричними параметрами. До них належать, загалом, уявний питомий опір, провідність і конкретно: диференціальні уявні опори та провідності, нормовані похідні, вищі похідні електричного потенціалу, величини, що вимірюються дивергентними установками, відношення вимірюваних параметрів, дисперсія виміряних величин.

Розрізи, карти, графіки і блок-діаграми дозволяють простежити зміну геоелектричних властивостей ґрунтів і порід на різних глибинах у вертикальній і горизонтальній площинах. Вертикальні розрізи уявного питомого опору, складені за профілями МЕЗ, у сприятливих умовах дозволяють з урахуванням характеру ізоліній і числових значень уявного опору скласти досить чіткі уявлення про будову геоелектричного розрізу, виділити локальні аномалії, які відображають зміни електричного поля поблизу досліджуваних об'єктів. Зони контактів порід з різними значеннями опору відмічаються зближеними ізолініями.

Кількісні методи інтерпретації даних електророзвідки полягають у безпосередньому визначенні питомих електричних опорів і потужностей шарів, що становлять геологічний розріз. Кількісна інтерпретація закінчується, як правило, побудовою спеціальних геофізичних карт і геоелектричних розрізів, на яких показано розподіл електричних опорів і меж різних геоелектричних шарів.

На рис. 4.1 наведено характерну параметричну криву мікроелектрозондування в умовах підтоплення, а на рис. 4.2 – параметричну криву мікроелектрозондування на непідтопленій ділянці з техногенним забрудненням горизонту ґрунтових вод. На цих же рисунках наведені результати кількісної інтерпретації кривих МЕЗ порівняно з результатами буріння.

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Безоплатно для ознайомлення

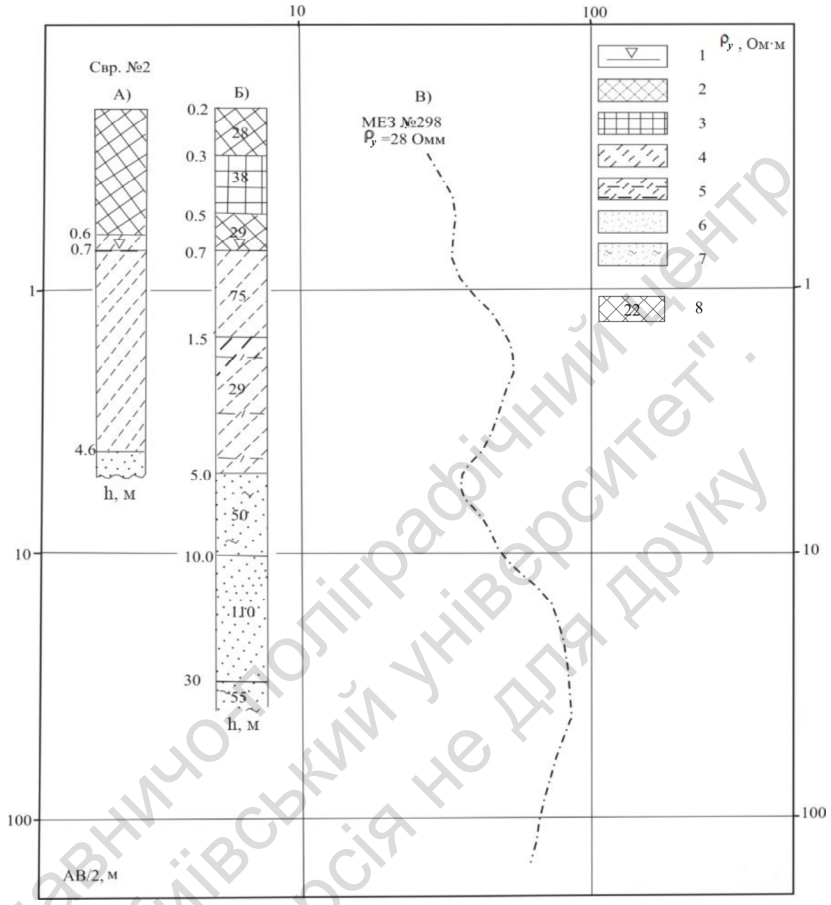


Рис. 4.1. Приклад інтерпретації параметричної кривої мікроелектрозондування в умовах підтопленої ділянки:

А – розріз за даними буріння; Б – розріз за даними мікроелектрозондування;
В – крива мікроелектрозондування; 1 – рівень ґрунтових вод;
2 – ґрунт луговий глеюватий; 3 – ґрунт луговий; 4 – супісок;
5 – супісок із прошарками суглинку; 6 – пісок різнозернистий;
7 – пісок дрібнозернистий глинистий;
8 – опір геоелектричного горизонту в Ом·м;

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

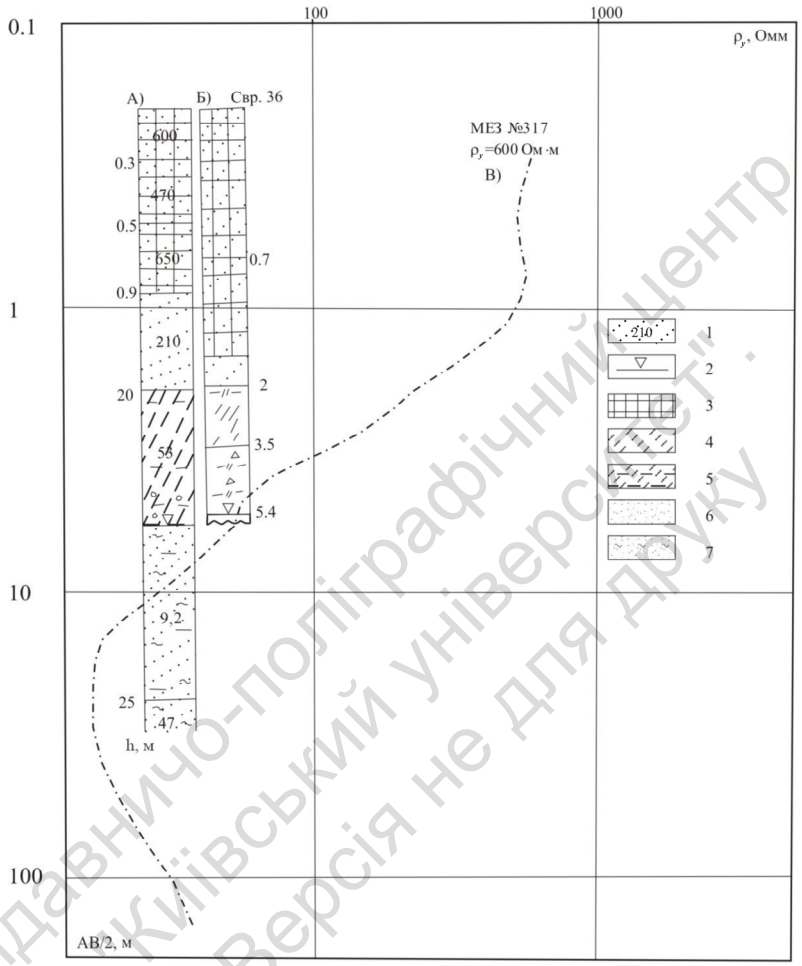


Рис. 4.2. Приклад інтерпретації параметричної кривої мікроелектрозондувння в умовах непідтопленої ділянки (горизонт ґрунтових вод техногенно забруднений, М = 6,4 г/л):

А – розріз за даними інтерпретації мікроелектрозондування;
Б – розріз за даними буріння; В – крива мікроелектрозондування;
1 – опір геоелектричних горизонтів в Ом·м; 2 – рівень ґрунтових вод;
3 – ґрунти піщані; 4 – супіски; 5 – лесоподібні суглинки і супіски;
6 – піски різнозернисті; 7 – піски різнозернисті, глинисті

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія не для друку

На рис. 4.3 наведено характерну параметричну криву мікроелектрозондування способом викликаної поляризації в умовах підтоплення, а також результати її інтерпретації й буріння.

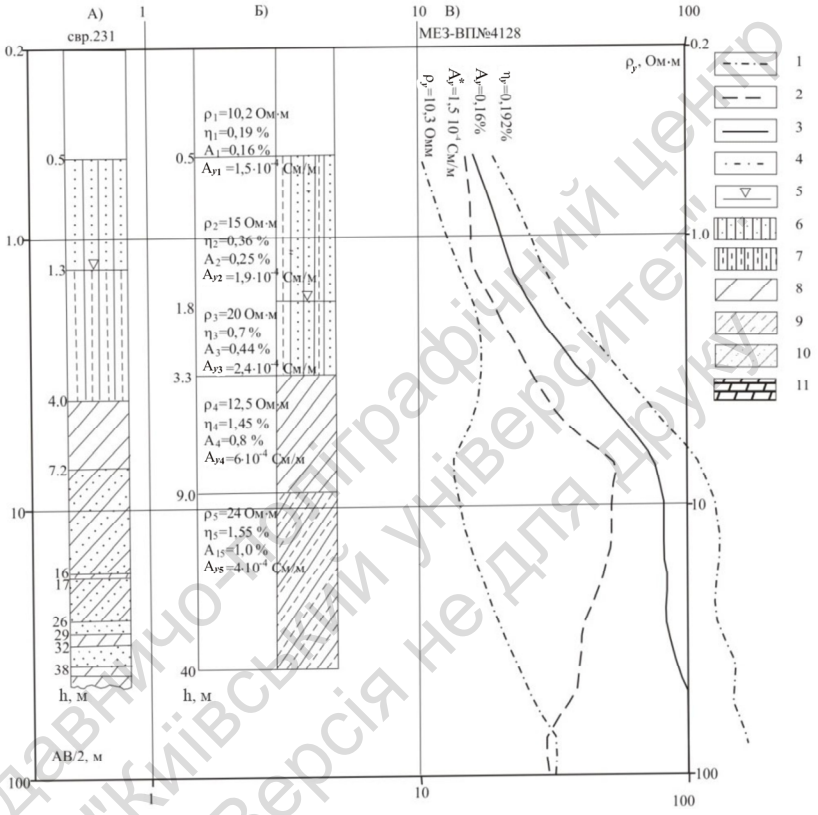


Рис. 4.3. Приклад інтерпретації параметричної кривої мікроелектрозондування способом викликаної поляризації в умовах підтопленої ділянки:

А – розріз за даними буріння; Б – розріз за матеріалами інтерпретації МЕЗ-ВП; В – криві параметрів МЕЗ-ВП: 1 – уявний електричний опір (ρ_y); 2 – відносний комплексний параметр (A_y^*); 3 – комплексний параметр (A_y); 4 –уявна поляризовність (η_y). 5 – рівень ґрунтових вод; 6–7 – суглинок лесоподібний легкий; 8 – суглинок лесоподібний середній; 9 – суглинок; 10 – пісок; 12 – мергель

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

Інтерпретація сейсмічних даних включає в себе аналіз хвильової картини (виділення різних типів хвиль), обробку годографів, визначення швидкостей пружних хвиль і параметрів геологічного розрізу. У формуванні хвильової картини беруть участь хвилі різних типів: пряма і поверхнева, поширювані в самій верхній частині розрізу; головна заломлена хвиля від поверхні рівня ґрунтових вод; головні заломлені хвилі від різних літологічних меж поділу. Рівень ґрунтових вод є однією з найбільш контрастних сейсмічних меж ВЧР, яка пов'язана із зоною повного водонасичення. На цій межі поділу відбувається різке збільшення швидкості поширення поздовжніх пружних хвиль. Водночас варто брати до уваги, що інтервал простеження головної хвилі, заломленої від поверхні рівня ґрунтових вод, може бути ускладненим залежно від ступеня швидкісної неоднорідності верхньої частини розрізу. Обробка сейсмічних даних для визначення рівня ґрунтових вод проводиться стандартними способами, наведеними в підрозділі 1.1.

4.1.1. Приклад застосування комплексних геофізичних досліджень при вивченні підтоплення

Прикладом практичного застосування методики геофізичного картування стану земель є результати мікрогеофізичних досліджень з вивчення підтоплення орних земель і зв'язаних з ними змін ґрунтів і порід на Чорнобаївській ключовій ділянці, розташованій у східній бортовій частині Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ).

Основні результати комплексних мікрогеофізичних досліджень наводяться нижче та ілюструються фрагментами карт: рівнів ґрунтових вод, погоризонтних електричних опорів (в інтервалах глибин 0–1,2; 1,2–3,5; 3,5–10 м), геолого-геофізичних моделей ґрунтів, наведених на рис. 4.4–4.8. Характеристика відповідних геоелектричних горизонтів наведена в табл. 4.1–4.4. На основі їхнього використання вирішується широке коло завдань, зокрема вивчається підтоплення земель.

Для Чорнобаївської ділянки характерно неглибоке залягання ґрунтових вод (рис. 4.4) від 0,5–1 м (у пониженнях) і до 3–4 м (на підняттях).

Видавництво-поліграфічний центр
Київський університет
Версія для друку

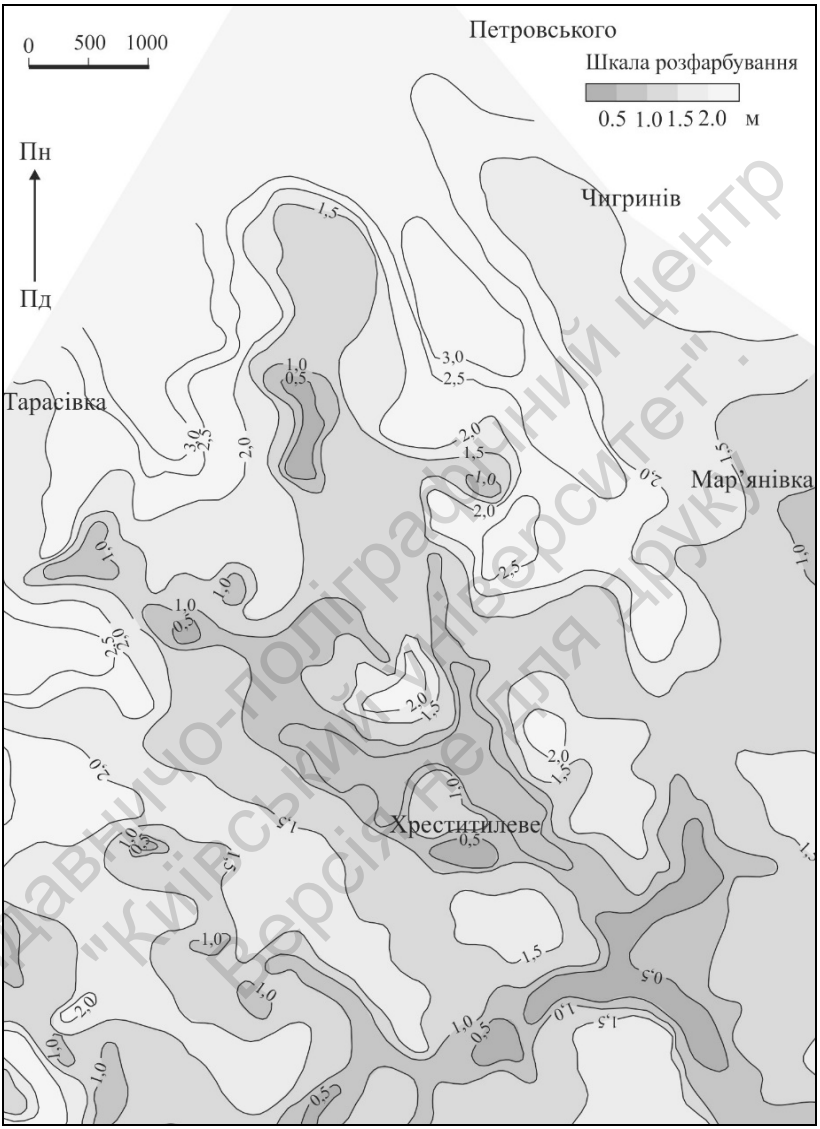


Рис. 4.4. Карта глибин до рівня ґрунтових вод. Чорнобаївська ділянка

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія тільки для друку

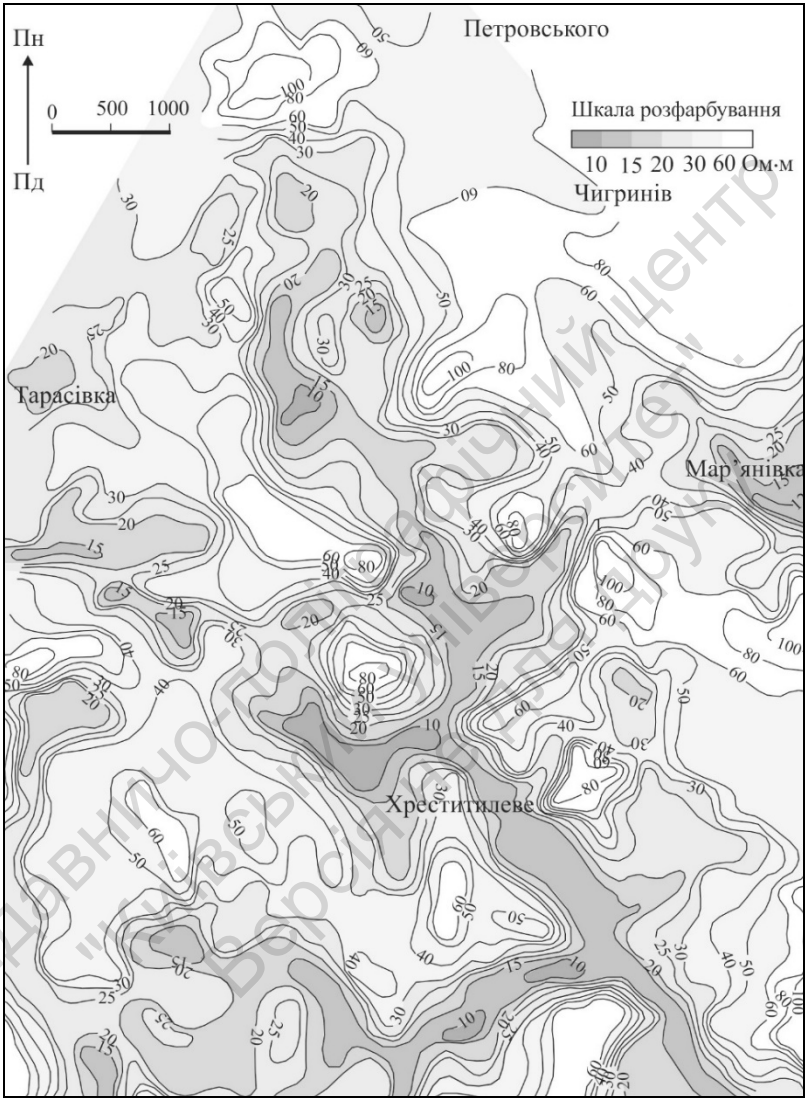


Рис. 4.5. Карта питомого електричного опору ґрунтових горизонтів в інтервалі глибин 0–1,2 м. Чорнобаївська ділянка: (характеристику ґрунтів наведено в табл. 4.1)

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"

За геофізичними даними виділено і простежено такі різновиди ґрунтів, розташованих на глибинах від 0 до 1,2 м (рис. 4.5):

– ґрунти низин і боліт – торф'яно-болотні, болотні, засолені й сильнозасолені (лучно-солонцюваті чорноземи);

– лучно-чорноземні, заболочені, слабозасолені, слабкопроникні;

– родючі ґрунти на рівнинних непідтоплюваних або потенційно підтоплюваних ділянках – чорноземи нормально зволожені та слабозволожені;

– насипні ґрунти на підтоплених забудованих територіях – вертикально неоднорідні середовища з верхнім проникним і нижнім слабкопроникним шарами.

Таблиця 4.1. **Характеристика ґрунтів (інтервал глибин 0–1,2 м)**

Різновиди ґрунтів (за геофізичними даними)	**Електричний опір, Ом·м**	**Вміст солей, %**	**Водопроникність і наближене значення $K_ф$, м/добу**
Торфоболотні й болотні, закиснені, засолені	≤ 10	> 0,5	майже непроникні, < 0,01
Болотні, лучно-болотні, засолені	10–15	0,35–0,50	дуже слабкопроникні, 0,01–0,03
Лучно-чорноземні, заболочені, оглеєні, слабозасолені	15–20	0,25–0,35	слабкопроникні, 0,03–0,06
Чорноземні й лучно-чорноземні, перезволожені, місцями глеюваті	20–30	0,10–0,25	слабкопроникні й проникні, 0,06–0,13
Чорноземи нормально зволожені	30–60	0,05–0,10	проникні, 0,13–0,65
Чорноземи слабозволожені	> 60	< 0,05	добре проникні, > 0,65

Виділені різновиди ґрунтів значно різняться між собою величиною питомого електричного опору. Це забезпечило можливість їхнього геоелектричного картування на основі використання даних мікроелектрозондувань. Важливим є те, що при цьому вдається отримати певні відомості про водно-фізичні вла-

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

стивості й засолення ґрунтів, а також вивчити горизонт лесово-суглинкових порід (материнські породи), які залягають переважно в інтервалі глибин 1,2–3,5 м (рис. 4.6) і відіграють найважливішу роль у формуванні ґрунтово-меліоративної обстановки та підтоплення земель.

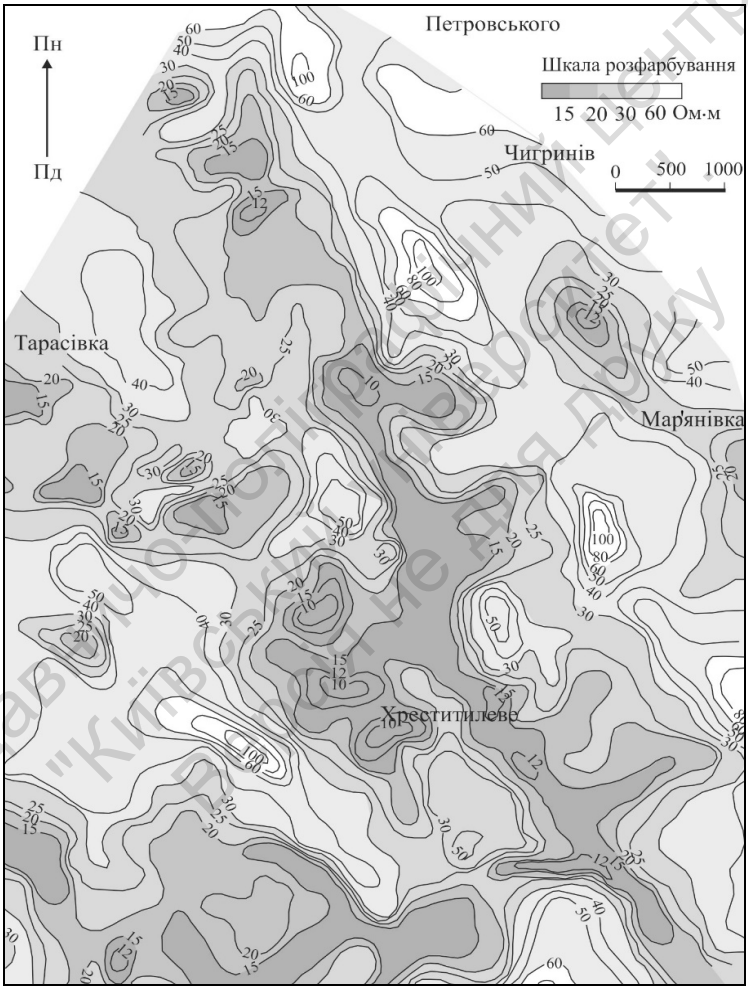


Рис. 4.6. Карта питомого електричного опору порід в інтервалі глибин 1,2–3,5 м. Чорнобаївська ділянка:
(характеристику порід наведено в табл. 4.2)

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Електронне для ознайомлення

Таблиця 4.2. **Характеристика лесоподібних суглинків (інтервал глибин 1,2–3,5 м)**

Різновиди суглинків лесоподібних (за геофізичними даними)	Електричний опір, Ом·м	Вміст солей, %	Водопроникність і наближене значення $К_ф$, м/добу
Легкі, сильнооглеєні, засолені	≤ 15	> 0,40	дуже слабкопроникні, < 0,03
Легкі й середні засолені, оглеєні	15–20	0,40–0,25	слабкопроникні, 0,03–0,06
Легкі, слабооглеєні, глеюваті, слабозасолені	20–30	0,25– 0,06	слабкопроникні й проникні, 0,06–0,13
Легкі, місцями глеюваті	30–60	0,06–0,03	проникні, 0,13–0,65
Легкі до пилуватих, місцями супіски	> 60	< 0,03	добре проникні, > 0,65

Незмінені лесоподібні суглинки, здебільшого легкі, рідше середні або пилуваті, розповсюджені на непідтоплюваних ділянках. На підтоплених, заболочених ділянках в умовах перезволоженого середовища змінюється склад, водно-фізичні та електричні властивості лесоподібних суглинків, серед яких виділяються: а) частково оглеєні слабкопроникні; б) засолені глейові (подові), дуже слабкопроникні.

При зіставленні карт питомих електричних опорів ґрунтових горизонтів і материнських порід, розповсюджених в інтервалах глибин 0–1,2 м, 1,2–3,5 м (рис. 4.5, 4.6), відмічається, що геоелектричні поля й аномалії мають багато в чому подібну морфологію. На заболочених підтоплених ділянках процеси зміни ґрунтів і порід поширюються до глибини 3,5 м, охоплюючи весь шар лесово-суглинкових порід.

Установлено широке розповсюдження місцевого водотриву на території досліджень, який залягає в основному в інтервалі глибин 3,5–10 м. Згідно з отриманими даними цей горизонт неоднорідний. Переважають моренні суглинки середні до важких. Зустрічаються також глини. Локальне розповсюдження мають моренні суглинки легкі (рис. 4.7, табл. 4.3).

Видавництво поліграфічний центр Київський університет Вісник по для друку

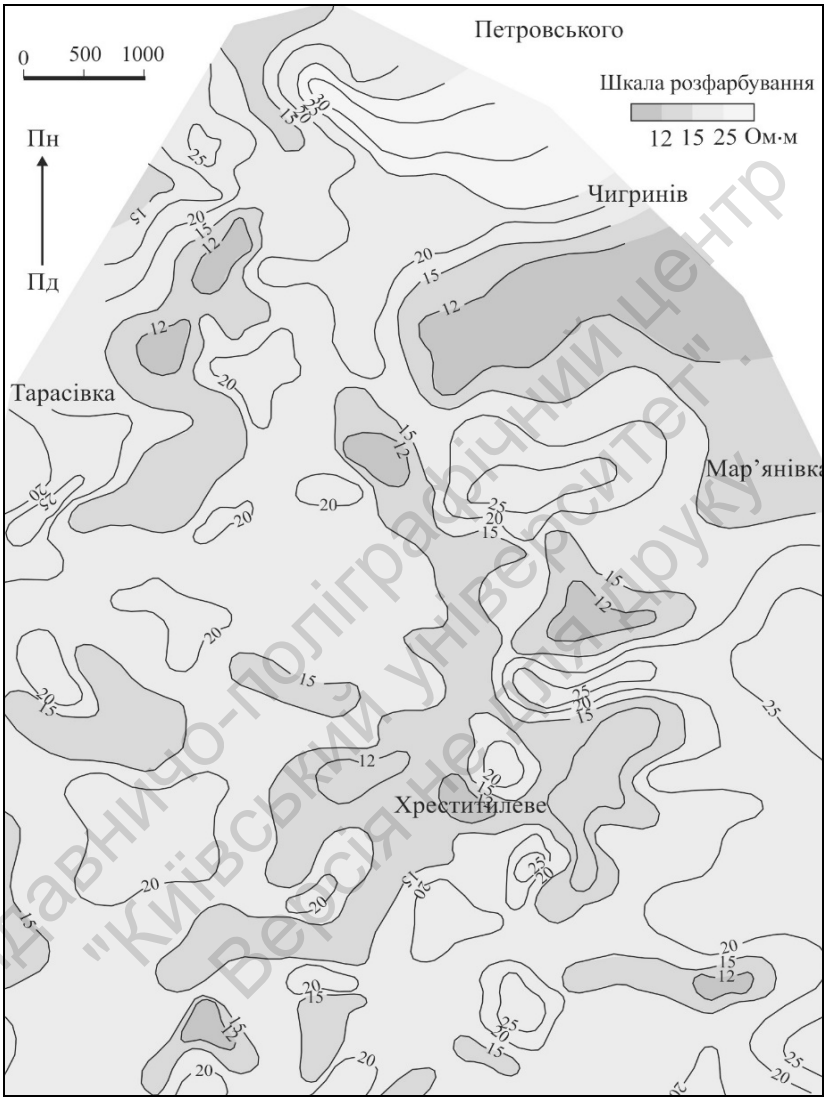


Рис. 4.7. Карта питомого електричного опору порід в інтервалі глибин 3,5–10 м
(характеристику порід наведено в табл. 4.3)

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

Таблиця 4.3. **Характеристика моренних суглинків (інтервал глибин 3,5–10 м)**

Різновиди суглинків моренних (за геофізичними даними)	Електричний опір, Ом·м	Водопроникність і наближене значення $К_ф$, м/добу
Важкі суглинки, глини	< 12	дуже слабкопроникні, < 0,02
Важкі суглинки	12–15	слабкопроникні, 0,02–0,03
Середні суглинки	15–25	слабкопроникні, 0,03–0,10
Легкі суглинки	> 25	проникні й менш проникні, > 0,10

На гідрогеологічній карті виділяється водоносний горизонт у середньочетвертинних, а також верхньочетвертинних еолово-делювіальних відкладах. Однак отримані в процесі досліджень дані вказують на широкий розвиток у районі досліджень водонасичених лесоподібних суглинків, що підстеляються місцевим водотривом. Це дозволяє розглядати водовмісні породи як самостійний, перший від поверхні водоносний горизонт.

Потужність першого від поверхні водоносного горизонту не перевищує 4 м на значній частині площі. Напрямок потоку підземних вод орієнтовано в бік балок, а розвантаження відбувається в долині р. Сула. Однак нахили дзеркала ґрунтових вод незначні. Водовмісні породи, як правило, слабкопроникні. Отже, ділянка належить до слабкодренованих. Води в балках застійні, що призводить до засолення ґрунтових вод і самих ґрунтів. Слід зазначити, що ґрунтові води часто забруднені, а їхній хімічний склад строкатий. Режим підземних вод близький до природного, при цьому коливання рівнів можуть бути відносно значними. Горизонт ґрунтових вод, що описується, досить специфічний: він малопотужний, неоднорідний у плані й у розрізі, має водовмісні породи, що відрізняються за гідрогеологічними особливостями.

При складанні карт геолого-геофізичних моделей ВЧР враховується, що вони мають відображати особливості геолого-

Видавничий центр "Київський університет" Версія не для друку

гідрогеологічної будови й ґрунтово-меліоративних умов верхньої десятиметрової частини розрізу (яка має вирішальний вплив на формування процесу підтоплення), вміщувати інформацію по всіх досліджуваних горизонтах. Крім цього, виділені моделі повинні бути уніфікованими, що дозволить використовувати ці дані під час вивчення різних природних обстановок.

З метою характеристики горизонтів, які складають ВЧР, вони розділялись на групи і підгрупи, позначені арабськими і римськими цифрами, а також буквами. Їхнє сполучення використовується для позначення (кодування) виділених геолого-геофізичних моделей ВЧР.

Літери, які стоять у лівій частині позначення моделей, характеризують породи нижнього горизонту (інтервал 3,5–10 м); римська цифра – материнські породи та ґрунти середнього горизонту (інтервал 1,2–3,5 м); арабська цифра – ґрунтові горизонти до глибини 1,2 м (арабська цифра відсутня, коли ґрунти і породи верхнього і середнього горизонтів не відрізняються за опором).

З урахуванням цього та інших отриманих даних на Чорнобаївській ділянці виділені й розглядаються нижче такі мікрообстановки, які відображає карта геолого-геофізичних моделей ВЧР (рис. 4.8).

Мікрообстановка 1 – низинні болота з природно високим положенням РГВ, в основному 0–0,5 м. Водовмісними є майже непроникні змінені утворення – торф'яно-болотні ґрунти і лесоподібні суглинки (моделі А–І–0 і Б–І–0). Ґрунтові води утворюють єдиний водоносний горизонт. Землі неродючі та неорні.

Мікрообстановка 2 – пониження рельєфу, частіше лінійні, заболочені з високим РГВ (глибина до 1 м), рідше – до 1,5 м. Особливість їх полягає в тому, що у верхній частині розрізу розповсюджені в основному дуже слабкопроникні глейові ґрунти лучно-болотні, лучно-чорноземні, лесоподібні суглинки, у деяких випадках засолені (моделі А–І і Б–І). Подібні умови сприяють інтенсивному розвитку процесів підтоплення та численним несприятливим змінам ґрунтів. На таких ділянках землі неродючі й несприятливі для меліорації.

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Безоплатно для ДОЛУ

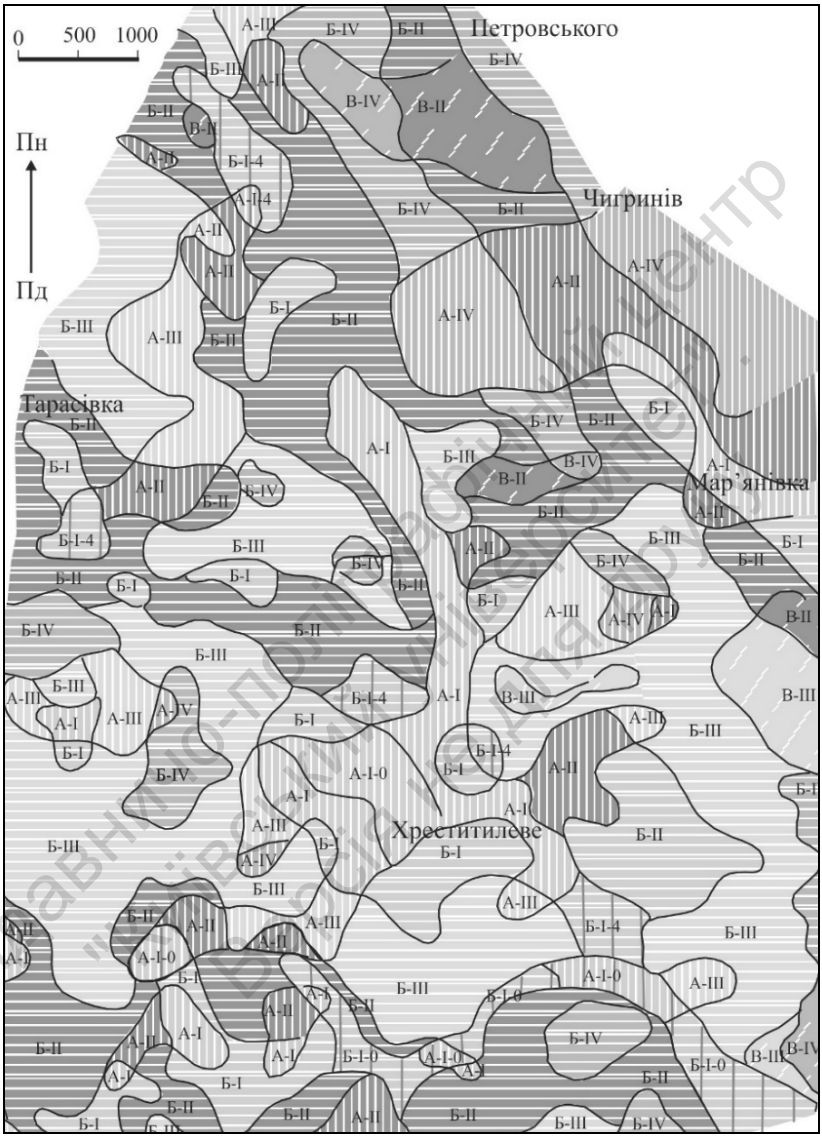


Рис. 4.8. Карта геолого-геофізичних моделей верхньої частини розрізу
(характеристику моделей наведено в табл. 4.4)

Видавництво "Київський університет"

Мікрообстановка 3 – рівнинні незаболочені або дуже слабозаболочені ділянки, рідше незначні пониження, з глибиною залягання РГВ до 1,5 м, іноді до 2,0 м. На таких ділянках переважним розвитком користуються слабкопроникні частково глейові утворення: ґрунти лучно-чорноземні, чорноземні на лесоподібних суглинках (моделі А–II, Б–II). Подібні умови властиві ділянкам незначно підтопленим. Землі тут нормально зволожені, місцями перезволожені глеюваті, менш родючі, що потребують меліорації (осушення).

Мікрообстановка 4 – підтоплені території в сільських населених пунктах з глибиною РГВ не більше 2,0–2,5 м. За геофізичними даними це фільтраційно-неоднорідне середовище. Верхній шар техногенний (насипні ґрунти), проникний і слабозволожений, нижній – представлений дуже слабкопроникними лесоподібними суглинками глейовими (моделі А–I–4, Б–I–4).

Мікрообстановка 5 – рівнинні ділянки або слабкі підвищення рельєфу з глибиною залягання РГВ більше 1,5 м. Відрізняються вони тим, що у верхній частині розрізу розповсюджені проникні лесоподібні суглинки, легкі й чорноземи нормального та недостатнього зволоження (моделі А–III, А–IV, Б–III, Б–IV). Подібні умови відповідають ділянкам, що не підтоплюються або потенційно підтоплюються. Ґрунти тут найбільш родючі, автоморфні.

Резюмуючи сказане, приходимо до висновку, що підтоплення, які спостерігаються на Чорнобаївській ключовій ділянці, приурочені у своїй більшості до понижень рельєфу або рівнинної місцевості й займають близько 60 % усієї ділянки. На іншій площі ділянки ґрунтові води залягають на глибині не більше 4 м, присутній регіональний водотрив, і подібні території відносять до потенційно підтоплюваних. Згідно з отриманими даними численні й інтенсивні підтоплення на Чорнобаївській ділянці викликані в основному природними факторами – дуже несприятливою геолого-гідрогеологічною та геоморфологічною обстановкою, зміною погодно-кліматичних умов. Певний вплив на довкілля спричиняють і техногенні фактори – підпір ґрунтових вод ставками, будівництво насипних автошляхів без нормального устаткування водопропускних споруд.

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Зверстано для тиражування

Таблиця 4.4. **Геолого-геофізичні моделі верхньої частини розрізу. Чорнобаївська ділянка**

№	Модель верхньої частини розрізу	Геоелектричний горизонт I, інтервал глибин 0–1,2 м	Геоелектричний горизонт II, інтервал глибин 1,2–3,5 м	Геоелектричний горизонт III, інтервал глибин 3,5–10 м	Геоморфологічні особливості, глибина до рівня грунтових вод (ГРМ)	Ступінь підтоплення, характеристика земель
1	2	3	4	5	6	7
1	А-I-0	Ґрунти торф'яно-болотні, болотні, засолені. Майже непроникні. ρ ≤ 10 Ом·м.	Суглинки легкі, сильнооглеєні, у різному ступені засолені. Дуже слабко- і слабкопроникні ρ ≤ 20 Ом·м	Моренні суглинки важкі, глини. Дуже слабкопроникні. ρ ≤ 15О м·м	Балки, заплави. Природно високе положення рівня ґрунтових вод. $h_{ргв} \le 1$ м	Підтоплення (затоплення). Землі неорні
2	Б-I-0	Ґрунти торф'яно-болотні, болотні, засолені. Майже непроникні. ρ ≤ 10 Ом·м	Суглинки легкі, сильнооглеєні, у різному ступені засолені. Дуже слабко- і слабкопроникні. ρ ≤ 20 Ом·м	Моренні суглинки середні. Слабкопроникні. ρ 15–25 Ом·м	Балки, заплави. Природно високе положення рівня ґрунтових вод. hргв ≤ 1 м	Підтоплення (затоплення). Землі неорні
3.	А-I	Ґрунти лучно-болотні, лучно-чорноземні, оглеєні, засолені. Дуже слабкопроникні. ρ 10–20 Ом·м	Суглинки легкі, сильнооглеєні, різною мірою засолені. Дуже слабко- і слабкопроникні. ρ ≤ 20 Ом·м	Моренні суглинки важкі, глини. Дуже слабкопроникні. ρ ≤ 15 Ом·м	Поди, пониження рельєфу місцевості. $h_{рв} \le 1{,}5$ м	Підтоплення. Землі неорні, або орні малородючі

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Верстка і друк

Продовження табл. 4.4.

№	Модель верхньої частини розрізу	Геоелектричний горизонт I, інтервал глибин 0–1,2 м	Геоелектричний горизонт II, інтервал глибин 1,2–3,5 м	Геоелектричний горизонт III, інтервал глибин 3,5–10 м	Геоморфологічні особливості, глибина до рівня грунтових вод (ГРМ)	Ступінь підтоплення, характеристика земель
4.	Б-I	Ґрунти лучно-болотні, лучно-чорноземні, оглеєні, засолені. Дуже слабкопроникні. ρ 10–20 Ом·м	Суглинки легкі, сильно оглеєні, різною мірою засолені. Дуже слабко- і слабкопроникні. ρ ≤ 20 Ом·м	Моренні суглинки середні. Слабкопроникні. ρ15–25 Ом·м	Поди пониження рельєфу місцевості. $h_{грв} \leq 1,5$ м	Підтоплення. Землі неорні, або орні малородючі
5.	А-I-4	Ґрунти торф'яно-болотні, оглеєні. Верхній шар – насипні ґрунти різною мірою проникні. ρ=60–150 Ом·м	Суглинки легкі, сильно оглеєні, різною мірою засолені. Дуже слабко- і слабкопроникні. ρ ≤ 20 Ом·м	Моренні суглинки важкі, глини. Дуже слабкопроникні. ρ ≤ 15 Ом·м	Лесова рівнина. Пониження рельєфу. $h_{грв}$ 1–2 м	Підтоплення населених пунктів. Насипні ґрунти різною мірою зволожені
6.	Б-I-4	Ґрунти торф'яно-болотні. Верхній шар – насипні ґрунти різною мірою проникні. ρ= 60–150 Ом·м	Суглинки легкі, сильно оглеєні, різною мірою засолені. Дуже слабкопроникні. ρ ≤ 20 Ом·м	Моренні суглинки середні. Слабкопроникні. ρ 15–25 Ом·м	Лесова рівнина. Пониження рельєфу. $h_{грв}$ 1–2 м	Підтоплення насе-лених пунктів. Насипні ґрунти різною мірою зволожені

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Видруковано для друку

Продовження табл. 4.4.

№	Модель верхньої частини розрізу	Геоелектричний горизонт I, інтервал глибин 0–1,2 м	Геоелектричний горизонт II, інтервал глибин 1,2–3,5 м	Геоелектричний горизонт III, інтервал глибин 3,5–10 м	Геоморфологічні особливості, глибина до рівня грунтових вод (ГРМ)	Ступінь підтоплення, характеристика земель
7.	А-II	Ґрунти лучно-чорноземні, чорноземні, місцями глеюваті й перезволожені. Слабкопроникні. ρ 20–30 Ом·м	Суглинки легкі, оглеєні, місцями глеюваті, слабозасолені. Слабкопроникні. ρ 20–30 Ом·м	Моренні суглинки важкі, глини. Дуже слабкопроникні. ρ ≤ 15 Ом·м	Лесова рівнина. $h_{грв}$ 1–2,5 м	Стан підтоплення (потенційного підтоплення). Землі з пониженою родючістю
8.	Б-II	Ґрунти лучно-чорноземні, чорноземні, місцями глеюваті й перезволожені. Слабкопроникні. ρ 20–30 Ом·м	Суглинки легкі, оглеєні, глеюваті, слабозасолені. Слабкопроникні. ρ 20–30 Ом·м	Моренні суглинки середні. Слабкопроникні. ρ 15–25 Ом·м	Лесова рівнина. $h_{грв}$ 1–2,5 м	Підтоплення (потенційне підтоплення). Землі з пониженою родючістю.
9.	В-II	Ґрунти лучно-чорноземні, чорноземні, місцями глеюваті й перезволожені. Слабкопроникні. ρ 20–30 Ом·м	Суглинки легкі, оглеєні, глеюваті, слабозасолені. Слабкопроникні. ρ 20–30 Ом·м	Суглинки легкі, рідше супіски. Проникні й менш проникні. ρ 25–60 Ом·м	Лесова рівнина. $h_{грв}$ 1–2,5 м	Підтоплення (потенційне підтоплення). Землі з пониженою родючістю

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

Продовження табл. 4.4.

№	Модель верхньої частини розрізу	Геоелектричний горизонт I, інтервал глибин 0–1,2 м	Геоелектричний горизонт II, інтервал глибин 1,2–3,5 м	Геоелектричний горизонт III, інтервал глибин 3,5–10 м	Геоморфологічні особливості, глибина до рівня грунтових вод (ГРМ)	Ступінь підтоплення, характеристика земель
10.	А-III	Ґрунти чорноземні, нормально зволожені. Проникні й менш проникні. ρ 30–60 Ом·м	Суглинки легкі. Проникні й менш проникні. ρ 30–60 Ом·м	Моренні суглинки, важкі глини, дуже слабкопроникні. ρ ≤ 15 Ом·м	Лесова рівнина, підняття рельєфу місцевості. $h_{\text{ргв}}$ 1,5–3 м	Потенційно підтоплювані та непідтоплювані ділянки. Землі врожайні
11.	Б-III	Ґрунти чорноземні, нормально зволожені. Проникні й менш проникні. ρ 30–60 Ом·м	Суглинки легкі, проникні й менш проникні. ρ =30–60 Ом·м	Моренні суглинки середні, слабкопроникні. ρ = 15–25 Ом·м	Лесова рівнина, підняття рельєфу місцевості. $h_{\text{ргв}}$ = =1,5–3 м	Потенційно підтоплювані та непідтоплювані ділянки. Землі врожайні
12.	В-III	Ґрунти чорноземні, нормально зволожені. Проникні й менш проникні. ρ = 30–60 Ом·м	Суглинки легкі. Проникні й менш проникні. ρ = 30–60 Ом·м	Суглинки легкі, рідше супіски. Проникні й менш проникні. ρ 25–60 Ом·м	Лесова рівнина, підняття рельєфу місцевості. $h_{\text{ргв}}$ = =1,5–3 м	Потенційно підтоплювані та непідтоплювані ділянки. Землі врожайні
13.	А-IV	Ґрунти чорноземні, малозволожені. Проникні. ρ = 60–150 Ом·м	Суглинки легкі пилуваті, іноді супіски. Проникні й менш проникні. ρ = 60–150 Ом·м	Моренні суглинки, важкі, глини. Дуже слабкопроникні. ρ ≤ 15 Ом·м	Підняття рельєфу місцевості. $h_{\text{ргв}}$ = =2–4 м	Непідтоплювані та потенційно підтоплювані ділянки. Землі врожайні але недостатньо зволожені

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Весь навчальний друку

Закінчення табл. 4.4.

№	Модель верхньої частини розрізу	Геоелектричний горизонт I, інтервал глибин 0–1,2 м	Геоелектричний горизонт II, інтервал глибин 1,2–3,5 м	Геоелектричний горизонт III, інтервал глибин 3,5–10 м	Геоморфологічні особливості, глибина до рівня грунтових вод (ГРМ)	Ступінь підтоплення, характеристика земель
14.	Б-IV	Ґрунти чорноземні, малозволожені. Проникні. ρ = 60–150 Ом·м	Суглинки легкі пилуваті, іноді супіски. Проникні й менш проникні. ρ = 60–150 Ом·м	Моренні суглинки середні. Слабкопроникні. ρ = 15–25 Ом·м	Піднятя рельєфу місцевості. $h_{грв}$ = 2–4 м	Непідтоплюван та потенційно підтоплювані ділянки. Землі врожайні але недостатньо зволожені
15.	В-IV	Ґрунти чорноземні, малозволожені. Проникні. ρ = 60–150 Ом·м	Суглинки легкі пилуваті, іноді супіски. Проникні й менш проникні. ρ = 60–150 Ом·м	Суглинки легкі, рідше супіски. Проникні й менш проникні. ρ = 25–60 Ом·м	Піднятя рельєфу місцевості. $h_{грв}$ = 2–4 м	Непідтоплюван ділянки. Землі врожайні але недостатньо зволожені

У разі постійного перезволоження земель створюється передумова для вторинних несприятливих змін ґрунтів і перетворення їх у неродючі. Області розповсюдження цих змін фактично збігаються з контурами підтоплень. Причому слабко- і дуже слабкопроникною є вся десятиметрова товща, що значно ускладнює меліоративні роботи.

4.2. Вивчення зсувних процесів

Зсувні процеси належать до категорії найбільш небезпечних і широко розповсюджених екзогенних геологічних процесів. Основою наукового прогнозу розвитку зсувних процесів є вивчення об'єктивних закономірностей та послідовних змін складу і

Вінницький національний технічний університет
Електронний архів бібліотеки

властивостей гірських порід. Регіональне вивчення зсувних процесів базується на аналізі інженерно-геологічних умов території, історії її геологічного розвитку, кліматичних умов, а також окремих космічних факторів (циклічність сонячної активності, взаємне місцезнаходження Землі, Місяця та Сонця тощо).

Геофізичні методи застосовуються для вивчення гідрогеологічних та інженерно-геологічних умов зсувної ділянки, впливу їх на екологічну обстановку та закономірності часових змін різних геофізичних полів і параметрів середовища, які відображають особливості розвитку зсувного процесу. Об'єктивна оцінка зсувонебезпечності територій потребує вирішення цілої низки завдань. Основними з них є: визначення будови схилу, його складу, стану, властивостей, умов залягання та геометричних параметрів окремих товщ гірських порід, їхнього водонасичення і режиму підземних вод. Вирішення цих завдань разом з даними про кліматичні та гідрологічні умови району, матеріалами про техногенні навантаження та історію розвитку зсуву служать основою для проведення розрахунків стійкості схилу.

При вивченні зсувів у комплексі з інженерно-геологічними вишукуваннями необхідно широко застосовувати геофізичні дослідження. Прогнозування зсувних ділянок базується на вивченні мікродинаміки напружених мас порід, що знаходить відображення у виміряних геофізичних полях. Застосування геофізичних досліджень дозволяє обстежити великі площі при детальності спостережень, яка недоступна для прямих методів інженерно-геологічних вишукувань. Вони дешевші за прямі методи і можуть бути виконані за коротший термін. Завдяки всебічному аналізу досліджуваної системи і масовому характеру спостережень геофізична інформація найбільш повно забезпечує можливість моделювання, яке є необхідним елементом літомоніторингу.

У результаті на значних територіях визначаються закономірності геологічної обстановки й одночасно підвищується достовірність отриманої інформації. Крім того, суттєво зростають можливості моніторингових спостережень, оскільки геофізичні вимірювання можуть повторюватись багато разів без порушення природних умов геологічного середовища.

Досвід геофізичних досліджень зсувних масивів показує, що вони вкрай неоднорідні за всіма своїми показниками як за площею, так і за глибиною. Тіло зсуву відрізняється анізотропією всіх геофізичних параметрів. В основі цього явища лежить тріщинуватість, яка служить однією з найбільш характерних особливостей зсувних масивів.

При вивченні зсувонебезпечних ділянок за допомогою геофізичних методів вирішуються такі основні завдання:

1. Визначення зовнішніх меж зсуву та меж окремих його блоків.

2. Визначення глибини залягання поверхні (зони) зміщення.

3. Розчленування тіла зсуву (у плані й розрізі) на окремі комплекси порід, які відрізняються за літологічним складом, характером і ступенем тріщинуватості й напруженого стану.

4. Визначення положення рівня ґрунтових вод і верховодки, напрямку та швидкості руху фільтраційного потоку.

5. Оцінка стану зсувного схилу, вивчення водно-фізичних і фізико-механічних властивостей порід тіла зсуву та корінного ложа.

6. Організація геофізичного каналу моніторингу зсувних процесів, вивчення їхньої динаміки, прогнозування розвитку негативних змін і видача рекомендацій для прийняття захисних інженерно-технічних заходів.

7. Спостереження за ефективністю протизсувних інженерно-технічних заходів – оцінка якості роботи дренажних систем, підпірних стін, штучного закріплення ґрунтів тощо.

Геофізичні дослідження при вивченні зсувонебезпечних ділянок мають свої специфічні особливості.

1. Об'єктом вивчення служить верхня частина розрізу – геологічне середовище, яке має свою структуру, речовинно-літологічний склад, петрофізичні й водно-фізичні особливості та спектр завад. При цьому постійно змінюються його геофізичні властивості.

2. Інформативні аномалії спостерігаються на фоні дуже високого рівня різних завад, що обумовлює, з одного боку, необхідність виконання великої кількості високоточних вимірювань, а з іншого – потребує гнучкого комплексування геофізичних методів з інженерно-геологічними та гідрогеологічними дослідженнями.

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Всього не для друку

3. Досить густа мережа спостережень, яка відповідає масштабу 1 : 2 000 – 1 : 5 000 і визначається конкретною геолого-геофізичною обстановкою району робіт і поставленими завданнями.

4. Спостереження виконуються в максимально стислі терміни, щоб уникнути похибок, викликаних власне зсувним процесом.

5. Поряд з наземними широко використовуються спостереження у внутрішніх точках середовища (каротажні методи). Особливо велика роль цих досліджень у вирішенні такої задачі, як визначення поверхні (зони) зміщення зсуву та спостереження за її станом.

6. Під час моніторингових досліджень перший цикл спостережень виконується в період відносної стабілізації зсуву, а наступні – у періоди активізації процесу. Для надійного прогнозування розвитку зсувних процесів необхідно провести мінімум три цикли спостережень.

7. Необхідно виконувати комплексний аналіз усієї геолого-геофізичної інформації з тісною ув'язкою матеріалів різних геофізичних методів.

У процесі досліджень виділяють три етапи: рекогносцирувально-методичний, детальний та моніторинговий. На рекогносцирувально-методичному етапі досліджень виконуються дистанційні геофізичні зйомки (радіолокаційна, радіотеплова тощо) та комплексні геофізичні спостереження на окремих профілях. За матеріалами цих досліджень визначаються загальні геофізичні особливості району робіт, ефективність окремих геофізичних методів і розробляється їхній раціональний комплекс для проведення детальних робіт.

На етапі детальних досліджень проводяться комплексні наземні та каротажні спостереження за системою профілів. За матеріалами цих досліджень вирішуються задачі, поставлені в технічному завданні, визначаються геофізичні параметри та геолого-геофізичні моделі зсувних ділянок, даються рекомендації щодо прийняття захисних інженерно-технічних рішень. Аналіз цих даних дозволяє зробити також вибір характерних (ключових) профілів і точок для організації моніторингових спостережень.

Видавництво поліграфічний центр Київський університет Розповсюдження для друзів

На етапі моніторингових досліджень виконуються режимні геофізичні спостереження за змінами геофізичних полів у часі, які зв'язані з динамікою розвитку зсувних процесів. Крім того, контролюється ефективність протизсувних інженерно-технічних заходів. Дослідження проводяться комплексом геофізичних методів на попередньо вибраних ключових профілях. Частота циклів геофізичних вимірювань визначається швидкістю розвитку зсувних процесів, конкретною геолого-геофізичною обстановкою району досліджень. Комплексний аналіз матеріалів моніторингових спостережень дозволяє зробити прогноз розвитку зсувних процесів, вносити корективи в ході виконання захисних інженерно-технічних заходів і контролювати їхню ефективність.

Досить часто розвиток зсувів провокують процеси підтоплення територій, які, у свою чергу, спричиняються підпором поверхневих вод різноманітними водосховищами. Розвитку процесів підтоплення земель України сприяє повна зарегульованість Дніпра, що спричиняє підпір горизонту ґрунтових вод у середньому до 6–10 м. На малих і середніх річках побудовано більше 26500 водосховищ і ставків, що спричиняє середній підпір горизонту ґрунтових вод до 2–5 м. За 20–40 років регіональний підпір гідрографічної мережі призвів до сталого підвищення РГВ, у результаті – створився техногенно-природний або вторинно-природний водний режим. Унаслідок цього зменшився обсяг зони ненасиченої фільтрації та її регулювальна здатність під час повеней і підвищених опадів.

4.2.1. Фізико-геологічні передумови застосування геофізичних методів при вивченні зсувів

Вивчення зсувних процесів є одним з найскладніших завдань для інженерної геофізики, оскільки дослідження необхідно виконувати на досить крутих схилах, а зона зсуву характеризується значною мінливістю геофізичних параметрів. Розміри досліджуваної ділянки (поперечні розміри зсуву) зазвичай невеликі, що ускладнює проведення спостережень за стандартною методикою.

Вивчення геолого-гідрогеологічної обстановки, що сприяє виникненню зсувів, проводиться на площі значно більшій

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія 1.0. Для друку

окремої ділянки утворення зсуву. Її розміри залежать від типу і характеру зсувів і тих конкретних завдань, які поставлені перед їхніми дослідниками. Велике значення при цьому має метод аналогій, коли визначення площі, яка підлягає обстеженню, установлюється з урахуванням досвіду, отриманого на інших зсувах, що перебувають приблизно в тій же природній обстановці.

Геологічна обстановка, що впливає на виникнення зсувів, визначається умовами залягання, властивостями й станом корінних порід та більш молодих утворень, які їх перекривають. У першу чергу звертають увагу на виділення в межах схилів геологічних тіл, що за своїми геотехнічними показниками є найбільш зсувонебезпечними. Це головним чином глинисті породи з високими коефіцієнтами пластичності, які характеризуються електричними опорами, що не перевищують перших десятків Ом·м.

На розвиток усіх типів зсувів значний вплив мають особливості залягання й руху підземних вод. Тому необхідно вивчати ґрунтові, міжпластові й тріщинні води, що виклинюються в межах схилів. Особливо важливим фактором, від якого залежить надходження води до схилових відкладів, є наявність і положення регіональних водотривів. Класичний приклад у цьому відношенні – район Південного берега Криму, де водотривкі піщано-глинисті породи підстеляють вапняки першої гряди Кримських гір. Знижені форми рельєфу покрівлі водотривкого ложа зумовлюють рух підземних вод до узбережжя і, отже, активно впливають на стійкість пухких відкладів у прибережній смузі.

Слід відмітити, що зсувоутворення – це динамічний процес, який на кожній стадії свого розвитку визначається сукупністю різноманітних природних факторів, що призводять до порушення стійкості схилів. Одним із них є положення базисів ерозії, що зумовлювало в минулому утворення давніх зсувів. Оскільки давні зсуви потенційно небезпечні щодо можливості їхньої активізації, вивчення особливостей палеорельєфу місцевості є одним із традиційних завдань регіональних геофізичних досліджень. Воно зводиться до визначення потужності алювіальних відкладів і морських терас і вирішується комплексом методів електрометрії та сейсмометрії. У приконтактній зоні *море* –

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету

суша необхідно визначення меж поширення і потужності пляжних накопичень, обсяг яких характеризує активність морської абразії – однієї з причин, що викликає нестійкість і сповзання схилів. Пляжні накопичення відрізняються від підстильних їх корінних порід як за електричними, так і за пружними характеристиками. Режимні спостереження на одних і тих же ділянках дозволяють з'ясовувати тенденції процесу розмиву або акумуляції пляжу, що може свідчити про збільшення небезпеки підрізання зсувних схилів або, навпаки, про її зменшення.

У процесі вивчення зсувного масиву важливо з'ясувати деталі його будови. Потрібно мати на увазі, що для зсувних масивів характерним є найрізноманітніше поєднання тією чи іншою мірою контрастних різноорієнтованих меж поділу з поступовою градієнтною зміною фізичних властивостей. Як уже зазначалося, важливе значення має дослідження обводнення зсувного тіла, визначення водно-фізичних і фізико-механічних властивостей ґрунтів, їхнього напруженого стану, а також отримання відомостей про напрямок і швидкість їхнього переміщення. Усі ці особливості й визначають геолого-геофізичну модель зсувного масиву, яка разом з матеріалами загальногеологічних досліджень є основою розрахунку стійкості зсувного схилу, висновків про можливості його використання в господарських цілях і в разі необхідності – проектування його закріплення.

Найважливішою особливістю ГГМ зсувного масиву є наявність поверхні (зони) ковзання. У цій зоні природна структура породи зазнає найбільших змін. Порушуються властиві гірській породі зв'язки, змінюється її структура, підвищується вміст і мінералізація порової вологи. Ці зміни відображаються в усіх петрофізичних параметрах і, зокрема, у зниженні електричного опору породи. Значення електричного опору проб води в зоні ковзання в 1,5–2 рази нижче, ніж опору, характерного для підземних вод досліджуваної ділянки. Підвищення мінералізації в даному випадку – результат головним чином гідратації глинистих мінералів, чому сприяє перетирання та інтенсивна механічна переробка порід. Найістотніше зростає електропровідність матеріалу, що становить зону ковзання породи типу аргілітів, сланців, глинистих пісковиків і меншою мірою глин з високими

Видавничий центр Запорізького національного університету

показниками пластичності. Також чітко виявляється в цій зоні зменшення швидкостей поздовжніх і поперечних хвиль та зростання коефіцієнтів їхнього поглинання. Кожне наступне переміщення порушує нормальний стан ґрунтів у зоні ковзання, що відповідно призводить до зміни їхніх електричних і сейсмічних параметрів. При цьому виникають умови розвитку середовища з градієнтною, поступовою зміною фізичних властивостей.

Піддаються інтенсивній зміні також породи, що становлять основне тіло зсуву. Зміщуючись схилом, ці породи механічно руйнуються, вони стають менш стійкими і їхній електричний опір знижується. Істотно різняться значення електричних опорів порід тіла зсуву й однотипних утворень за його межами.

Швидкості поширення сейсмічних хвиль у лесових породах на деформованих схилах можуть бути на 40–60 % нижчі, ніж на стійких, розташованих за межами зсуву. Складний характер руху зсуву створює різноманітні поєднання зон стиснення і розтягування, які знаходять найбільш чітко проявляються у пружних параметрах. Зсувне тіло відрізняється анізотропією всіх фізичних параметрів. Основу цього явища складає тріщинуватість, яка є однією з найбільш характерних особливостей зсувних масивів. Чітко виявляється анізотропія у молодих активних зсувах. Це явище ефективно вивчається електричними й сейсмоакустичними дослідженнями.

Більшість зсувів належить до пластичних і структурних. Для перших характерно зміщення мас гірських порід у більш-менш однорідному їхньому масиві по поверхні ковзання. У другому – відбувається сповзання блоків порід по ослаблених контактах між похилими шарами порід. В особливу групу виділяються зсуви в лесових породах, які широко розвинені в аридних і напіваридних регіонах земної кулі. Зсувні явища в цих відкладах тісно пов'язані з різким зменшенням їхньої механічної міцності під час розмокання й подальшої дезінтеграції.

Пластичні зсуви утворюються в однорідних породах, що відрізняються зазвичай зниженими електричними опорами (ρ = 5–60 Ом·м) і швидкостями поширення поздовжніх і поперечних пружних хвиль (V_p = 500–1700 м/с, V_s = 200–600 м/с). Фізичні властивості самого зсуву визначаються ступенем зруйновано-

Видавництво Харківський національний університет імені В.Н. Каразіна

сті порід тіла зсуву, наявністю тріщин та їхнім заповнювачем, напруженим станом порід, потужністю зони аерації, обводненістю окремих частин зсуву та деякими іншими факторами.

Специфічними особливостями характеризується приповерхневий шар зсувних масивів, що перебуває під інтенсивним впливом процесів вивітрювання. Він відрізняється дуже низькими значеннями швидкостей сейсмічних хвиль і високим коефіцієнтом їхнього поглинання. Його питомий електричний опір може змінюватися від 5–10 Ом·м (у період дощів) до 100–200 Ом·м на тій же ділянці в посушливу пору року. Виконані дослідження дозволяють припускати, що фізичні властивості, у тому числі пружні й електричні, в зонах інтенсивного вивітрювання змінюються з глибиною за законом, близьким до експоненціального.

У зоні аерації значення електричних опорів помітно перевищують опір тих же порід за межами зсуву і в рідкісних випадках приблизно рівні їм. Швидкості сейсмічних хвиль майже не відрізняються від характерних для тих же порід у корінному заляганні. Межа між зоною аерації й повного водонасичення зазвичай носить розмитий характер, причому особливості зміни параметрів тут залежать від ступеня розвитку "капілярної облямівки".

У потужних товщах зсувних мас помітну роль відіграють ефекти зростання тиску із глибиною, що призводить до зниження пористості та тріщинуватості, а отже, до підвищення електричного опору і швидкостей пружних хвиль. У дрібних і середніх за глибиною зсувах це явище практично не спостерігається. У зоні ковзання відзначається істотна зміна всіх основних петрофізичних параметрів, ступінь якої залежить від рівня переробки порід зсуву. Результати детального вивчення ряду зсувів показали, що безпосередньо під зоною ковзання розташована своєрідна зона порід, яка потенційно може бути залучена до наступних зміщень. В її межах електричний опір і швидкості пружних хвиль мають проміжне значення, а нижче – поступово наближаються до величин, характерних для порід, які не зазнали зсувних процесів.

Відзначимо, що вертикальна петрофізична диференціація пластичних порід в окремих випадках недостатньо чітко виражена. Ця обставина може негативно позначатись на ефективності геофізичних досліджень при вивченні деяких зсувних масивів.

Видавничий центр "Київський університет"
Безоплатно для студентів

Структурні зсуви відрізняються особливостями поверхонь ковзання, які приурочені до ослаблених зон на межах між геологічними тілами. Ці поверхні можуть бути плоскими, похилоступінчастими і в окремих випадках хвилястими.

Повсюдно поширені зсуви, що виникають у результаті зміщення делювію по похилих поверхнях корінних порід. У більшості випадків їх можна успішно вивчати геофізичними методами. У зоні аерації в межах товщі делювію поведінка електричних і сейсмічних параметрів загалом аналогічна характерним особливостям цих параметрів у зсувних тілах пластичних порід. Ті ж закономірності простежуються і в більш глибоких їхніх горизонтах. Чіткіше виявляється зниження електричного опору й коефіцієнтів поглинання сейсмічних хвиль у напрямку зверху вниз уздовж тіла зсуву. Це є наслідком зміни у цьому напрямку більш крупнозернистого матеріалу на більш глинистий з одночасним збільшенням вологості й тиску. У тому ж напрямку зменшується також дисперсія всіх фізичних властивостей.

Особливість даного виду зсувів полягає в контрастному характері межі поділу між породами, що зміщуються, і породами корінного ложа. При цьому швидкості поздовжніх V_p і поперечних V_s хвиль у корінних породах здебільшого мають підвищені значення. Електричний опір зростає, коли ложе складено скельними слабовивітреними породами, а в разі глинистих корінних порід він зменшується. Для напівскельних корінних порід співвідношення опорів залежить як від їхнього складу, так і від складу, стану й ступеня обводнення зсувних товщ.

Інший тип ГГМ структурних зсувів зустрічається в моноклінально похилих шаруватих масивах корінних порід. Їхнє сповзання відбувається у вигляді блоків по прошарках пластичних (найчастіше глинистих) порід, що відрізняються низькими величинами швидкостей пружних хвиль і електричних опорів. Завдяки незначній товщині подібні прошарки лише в рідкісних випадках відображаються у вимірюваних на поверхні схилу геофізичних полях. Водночас на каротажних діаграмах (за наявності свердловин) вони чітко фіксуються практично всіма реєстрованими параметрами.

Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка
Львівський університет
Версія для друку

Геолого-геофізичні моделі зсувів у лесових породах можна класифікувати за умовами їхнього обводнення. У разі розвантаження підземних вод у тілі зсуву верхні незволожені товщі лесу мають у 5–10 разів вищі питомі електричні опори, ніж нижні, насичені водою (5–10 Ом·м). Ділянки розвантажування характеризуються позитивними аномаліями природного електричного поля (20–40 мВ). На рівні ґрунтових вод $V_п$ зростає у 3–5 разів і досягає 1350–1550 м/с, наближаючись до швидкості поздовжніх хвиль у корінному ложі, складеному глинами та алевролітами, що утруднює їхнє виділення. Разом із тим, РГВ не впливає на умови поширення поперечних хвиль, які з успіхом використовуються для визначення глибини залягання корінних порід. На зсувах, де зволоження ґрунту пов'язано з атмосферними опадами, лесові породи із самої поверхні масиву характеризуються зниженими електричними опорами. У верхніх горизонтах їхній питомий опір становить 25–35 Ом·м, а в нижніх – 7–15 Ом·м. У межах зони зволоження потенціали природних електричних полів мають позитивні значення, що перевищують 20 мВ.

Аналіз ГГМ зсувних масивів свідчить про те, що, використовуючи який-небудь один геофізичний параметр, далеко не завжди вдається отримувати бажану інформацію. Тому для вивчення зсувів доцільно застосовувати комплекс геофізичних методів і визначати комплексні показники, розрахунок яких передбачає подання результатів усіх окремих методів у рівнозначних безрозмірних величинах показників контрастності. Таким шляхом, зокрема, удається виділяти малопотужні зволожені зони в нижніх шарах лесових порід, а також зони з низьким ступенем порушення. Використання функції комплексних безрозмірних параметрів сприяє успішному вивченню полів вологості й деформації у зсувних масивах, що підвищує надійність і обґрунтованість їхнього виділення.

4.2.2. Комплексні геофізичні дослідження зсувів

Як зазначалося, зсувні масиви є вкрай неоднорідними середовищами за всіма своїми показниками як за площею, так і за глибиною. Корисні аномалії спостерігаються зазвичай на фоні дуже високого рівня різних завад, що спонукає, з одного боку, до необхідності отримання великої кількості високоточних даних, а з іншого – вимагає гнучкого поєднання геофізичних методів з інженерно-геологічними та гідрогеологічними способами досліджень.

У цих умовах виконання дискретних геофізичних спостережень недостатньої густоти не дає надійних результатів. Крім того, нерегулярна мережа спостережень на зсувах також може призвести до неефективності досліджень. Якщо з економічних і технічних міркувань неможливо створити на всій досліджуваній площі зсуву рівномірну густу мережу спостережень, геофізичні дослідження виконуються за системами профілів. При цьому рекомендується не менше трьох профілів орієнтувати зверху вниз в вздовж тіла зсуву. Потім, виходячи з розмірів зсуву, розбивають ряд профілів поперек його тіла. Профілі геофізичних досліджень мають виходити за межі зсуву з тим, щоб дати можливість порівняти показники, одержувані в межах стійкого схилу і зміщених зсувних мас.

Для вирішення завдань, пов'язаних з вивченням зсувних процесів, комплекс геофізичних методів включає дистанційні (аерометоди), електрометричні, сейсмометричні, еманаційні, гравіметричні, магнітометричні, термометричні та каротажні дослідження.

Дистанційні методи включають радіолокаційну та радіотеплову зйомки і виконуються на рекогносцирувальному етапі. Залежно від поставлених завдань вони дозволяють здійснити або узагальнене інтегральне обстеження місцевості та аналіз прояву регіональних факторів, або деталізацію окремих ділянок з метою визначення зон розвитку зсувних процесів. На основі дистанційних зйомок і ретроспективної інформації по досліджуваній території створюється перша наближена модель масиву зсуву, яка надалі конкретизується й уточняється наземними та свердловинними геофізичними методами.

Комплекс електрометричних методів включає: вертикальне електричне зондування (ВЕЗ) у модифікації мікроелектрозондувань; ВЕЗ способом викликаної поляризації; електропрофілювання (симетричне, комбіноване, дипольне, природного електричного поля тощо), азимутальне структурно-геодинамічне картування (СГДК-А), спосіб природного імпульсного електромагнітного поля Землі (ПІЕМПЗ). За допомогою електрометричних досліджень вирішуються більшість наведених вище завдань.

Сейсмометричні дослідження виконуються КМЗХ з використанням як поздовжніх, так і поперечних хвиль. За допомогою сейсмічних та електрометричних методів вирішуються основні

Видавництво поліграфічний центр Вінницький національний технічний університет

завдання, пов'язані з вивченням будови масиву зсуву й оцінкою стану та властивостей гірських порід.

Високоточні мікромагнітна та гравіметрична зйомки сприяють оперативному картуванню меж окремих зсувних блоків, вивченню динаміки зсувних процесів. Еманаційна зйомка в комплексі із СГДК-А дозволяє виділяти і простежувати зони тріщинуватості (геодинамічні зони). Малоглибинна термометрія доповнює метод природного електричного поля при вивченні гідрогеологічних умов ділянки досліджень.

Можливості геофізичних методів суттєво підвищуються у разі використання свердловинних спостережень. Застосовуються методи електричного опору, природного електричного поля, вертикального сейсмічного профілювання, міжсвердловинного сейсмічного просвічування, точковий акустичний каротаж, гамма-каротаж, нейтрон-нейтронний каротаж, термокаротаж. При цьому особливо високу ефективність мають сейсмоакустичні методи. Геофізична інформація свердловинних досліджень дозволяє визначити точні геометричні параметри розрізу, фізичні властивості порід і підземних вод. На основі цих даних установлюються кореляційні зв'язки між геофізичними та інженерно-геологічними параметрами.

Основний обсяг інформації при вивченні зсувів отримують з даних електричних зондувань. Під час їхнього проектування слід керуватися низкою рекомендацій, отриманих у результаті аналізу значної кількості робіт, проведених у різноманітних природних умовах.

1. Точки зондування розташовуються на профілях, віддалених один від одного не більше ніж на 50 м (у разі крупних фронтальних зсувів і порівняно витриманих геоелектричних розрізів – 100 м); відстань між точками спостережень становить не більше 20 м. Бажано, щоб максимальні розноси живильної лінії перевищували величину $10h$, де h – передбачувана потужність зсуву, а їхній напрямок орієнтований поперек схилу. Однак ці рекомендації не завжди можуть бути реалізовані на практиці. З одного боку розміри зсувів, зокрема їхня ширина, можуть виявитися недостатніми для досягнення оптимального віддалення між електродами живлення, з іншого – украй

Видання створено в рамках проекту Львівський університет – Європейському Союзу

неоднорідний рельєф схилів змушує на кожній точці вимірювань вибирати найбільш сприятливий напрямок розташування живильної лінії. Особливо складні умови створюються на вузьких молодих зсувах-потоках.

2. Перевага має бути віддана трьохелектродним двостороннім зондуванням (другий живильний електрод С виноситься за межі зсуву на відстані АС ≥ 10АО). Заземлювач С може бути загальним для всіх виконуваних зондувань. Аналіз розбіжності право- і лівосторонніх кривих дає уявлення про те, з якого боку розташовані значні неоднорідності, а іноді дозволяє оцінювати їхнє падіння .

3. У разі суттєвого спотворення кривих зондувань, пов'язаного із впливом поверхневих неоднорідностей, рекомендується проводити "кущові" спостереження (5–6 зондувань із центрами, зміщеними на 1–5 м один від одного). Покази, отримані для кожного розносу, усереднюються, що дає можливість отримати синтетезовані криві й забезпечити більшу надійність інтерпретації даних.

4. Корисним доповненням до звичайних зондувань служать зондування методом двох складових. У цьому випадку вимірюються дві різниці потенціалів двома взаємно перпендикулярними приймальними лініями (одна з яких паралельна лінії живлення, а друга – перпендикулярна до неї). Інтерпретація цих даних дозволяє встановити простягання і кути падіння аномалієтвірних тіл.

При вирішенні завдань картування зсувних масивів широко використовується електропрофілювання, яке виконується за напрямками, що з'єднують точки зондувань, а також заповнює ділянки між ними. Відстань між точками спостережень не повинна перевищувати 5 м, а відстань між профілями – 10–25 м. Електропрофілювання виконується установками, що забезпечують дослідження на двох глибинах: на глибині, відповідній дзеркалу зсуву і на рівні, що характеризує верхню частину розрізу (головним чином зону аерації). Оптимальні розноси вибирають за даними попередньо виконаних одиночних зондувань. Доцільно використовувати трьохелектродні або дипольні установки, що дають можливість виділяти вузько локалізовані тіла, і, зокрема, тріщинуваті зони.

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету
Версія не для друку

Найбільш повну об'ємну геоелектричну картину зсувного масиву надають спостереження, які здійснюються дипольними установками, що являють собою комбінацію зондувань і профілювання (багатоелектродні установки). Електричне поле при цьому створюється потужним генератором, який працює на два взаємно перпендикулярні живильні диполі. Напруженість поля вимірюється у великому числі точок взаємно перпендикулярними приймальними диполями (кожен з яких у напрямку збігається з одним із живильних диполів). При інтерпретації отриманих матеріалів аналізу підлягають або вектори напруженості поля, або обчислювані значення уявних опорів. Залежно від розмірів зсуву кількість пунктів розташування живильних диполів становить від 5 до 20 і більше. У результаті вся обстежувана територія багато разів покривається спостереженнями, які характеризують різні за потужністю товщі порід, що особливо важливо при вивченні глибоких фронтальних зсувів.

Крім спостережень з використанням штучних електричних полів, на зсувних масивах проводять дослідження методом природного електричного поля, що характеризують поведінку геофільтраційного поля. При цьому відстань між точками спостережень не повинна перевищувати 5 м, а відстань між профілями – 10 м. Результати вимірювань значною мірою залежать від умов заземлення, які в суху пору року бувають украй несприятливими. Ця обставина визначає підвищені вимоги до систематичного контролю спостережень.

Методика сейсмоакустичних досліджень змінюється залежно від поставлених завдань і конкретних проявів зсувних процесів. Найчастіше використовується ударне збудження пружних коливань за допомогою молота або застосування ударної установки. Оптимальним є застосування вібраційних джерел збудження пружних хвиль. Відстані між пунктами збудження пружних коливань вибираються залежно від потужності зсувних тіл і ступеня їхньої неоднорідності й найчастіше становлять 10–30 м.

Для вивчення будови зсувів необхідно отримати багаторазове перекриття годографів. При цьому найбільш повна їхня система має відповідати найглибшій швидкісній межі, тобто поверхні ложа зсуву. Ретельний аналіз форми зустрічних і

Видавництво Українського державного університету водного господарства та природокористування

наганяльних годографів у сприятливих випадках дозволяє будувати проміжні швидкісні межі поділу. Неоднакова для різних типів хвиль контрастність меж змушує використовувати як поздовжні, так і поперечні хвилі. Відповідно до цього спостереження ведуться за схемою Z-Z (вертикальне збудження коливань і вертикальне розташування сейсмоприймачів) і Y-Y (горизонтальне збудження коливань і відповідно горизонтальне розташування сейсмоприймачів перпендикулярно до лінії профілю).

Зважаючи на складність умов, з якими доводиться стикатися на зсувних схилах, необхідно застосувати різночастотні спостереження з виділенням хвиль різних класів і типів. Важливе значення мають різноазимутальні спостереження, що дозволяють характеризувати анізотропію зсувних масивів. При певному орієнтуванні осей анізотропії контрастність пружних властивостей на тих чи інших межах може значно змінюватися. Іноді межу, що не виділяється при одному орієнтуванні профілю, удається виділити у разі іншої його орієнтації. Крім наземних спостережень, сейсмоакустичні методи використовуються у свердловинному варіанті, серед яких найбільшою роздільною здатністю відрізняється ультразвуковий каротаж.

На рис. 4.9 для прикладу наведено типові результати сейсмометричних досліджень на одній із зсувних ділянок.

Останнім часом для вивчення зсувних масивів застосовуються гравімагнітні зйомки та використовуються особливості гравітаційного і магнітного полів. Аномальна поведінка поля сили тяжіння пояснюється двома основними факторами: змінними в часі густиною порід у тілі зсуву і його рухом. Останні можуть бути обумовлені як зсувними процесами, так і змінним навантаженням на породи у зв'язку з перепадами атмосферного тиску, мікросейсмами тощо. Величина зміни сили тяжіння на зсувах не перевищує зазвичай 0,1–0,3 мГал і в рідкісних випадках досягає 0,4–0,8 мГал. За таких умов досліджень відстань між точками спостережень становить декілька метрів.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Вірогідне не для друку

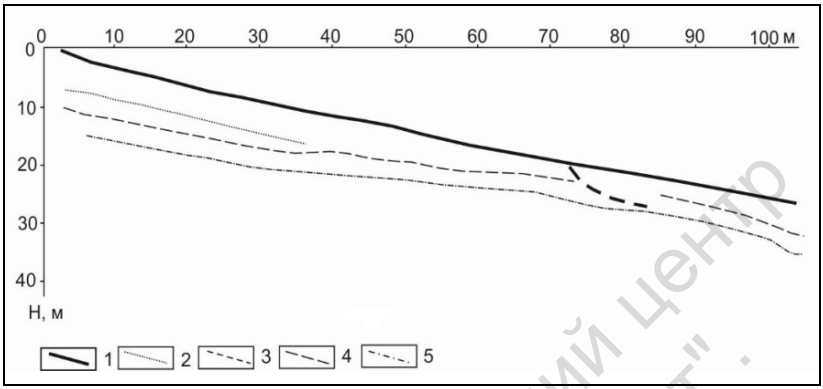


Рис. 4.9. Результати сейсмометричних досліджень на одній із зсувних ділянок:
1 – рельєф денної поверхні; 2 – покрівля неогенових відкладів, 3 – покрівля кори вивітрювання, 4 – зона зміни напружено-деформованого стану; 5 – покрівля слаботріщинуватих гранітів

Структурно-текстурні особливості глинистих порід можуть відображатися в детальному магнітному полі. У зв'язку із цим моніторинговими мікромагнітними вимірюваннями можна вивчати зміни текстури глинистих зсувних тіл у часі. Із цією метою проводять високоточну мікромагнітну зйомку з квантовими магнітометрами на майданчиках 10 × 10 м по мережі 1 × 1 м або 2 × 2 м і на різних висотах (1–2 м) з ураховуванням варіацій геомагнітного поля. Чутливість магнітометрів становить 0,01–0,1 нТл, а точність зйомки – до ± 0,3 нТл. На картах мікромагнітної зйомки досить чітко виявляються структура й текстура глинистих порід, характерних для зсувних масивів.

Крім того, магнітометрія може використовуватися для фіксації спеціальних магнітних міток, що занурюються через свердловини в тіло зсуву. Під час повторних високоточних вимірювань можна відзначити зміщення магнітних міток, спричинене нерівномірним рухом окремих частин зсуву. Аналогічну методику можна використовувати для моніторингу динаміки магнітних аномалій природного походження та аномалій потенціалу ПЕП.

Крім розглянутих вище геофізичних досліджень для вивчення зсувів застосовують також ядерно-геофізичні методи. Найчастіше використовується еманаційна зйомка по густій мережі спостере-

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет

жень. Інтерпретація отриманих матеріалів дозволяє давати оцінку тріщинуватості масиву і характерного для нього напруженого стану. Однак при цьому доводиться зважати на значний вплив атмосферних умов, що в деяких випадках створюють аномалії, які в кілька разів перевищують аномалії, пов'язані із зсувними процесами. Приклад еманаційних досліджень наведено на рис. 4.10.

Як правило, поле концентрацій радіоактивної еманації в межах зсувних ділянок підвищене і різко диференційоване. Контрастність концентрації еманації в сусідніх точках може досягати 8–12 одиниць. Показовим також є наявність вузько локалізованих і групових аномальних зон, розташованих переважно впоперек схилу. За інтенсивністю і за іншими специфічними особливостями еманаційного поля можна судити не тільки про стан зсуву в плані, а й про стан зсувного схилу (рис. 4.10). Зони максимумів відповідають блокам, що перебувають у найбільш напруженому стані.

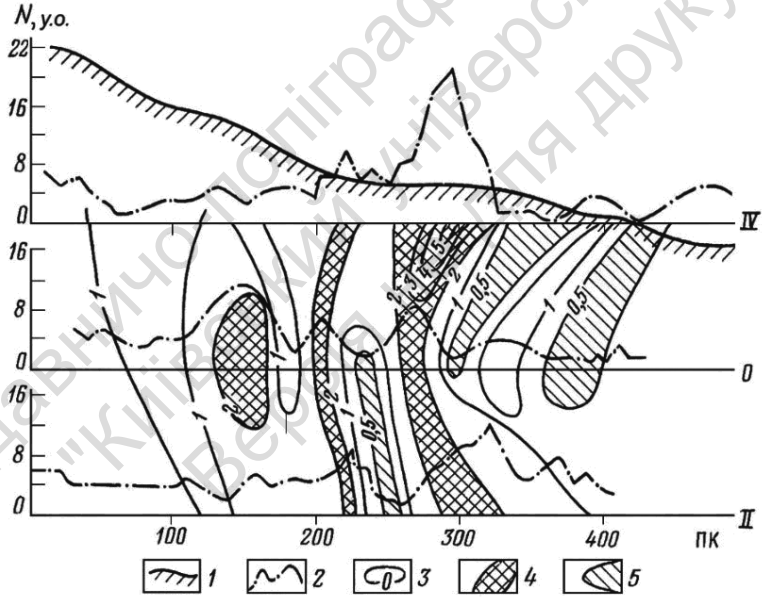


Рис. 4.10. Результати еманаційної зйомки на активному зсуві:
1 – рельєф зсувного схилу по профілю IV; 2 – графіки концентрації еманацій; 3 – ізолінії концентрації еманацій; 4, 5 – зони аномальних значень концентрацій еманацій; 0, II, IV – профілі еманаційних спостережень

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Верстка. Підготовка до друку

Для вивчення густини і вологості порід використовуються гамма-гамма- і нейтрон-нейтронний каротаж. Цінна інформація отримується в результаті проведення теплової зйомки у шпурах на глибинах 1,0–1,5 м за допомогою спеціальних датчиків, закріплених на кінці ручних бурів.

4.2.3. Застосування геофізичних методів при прогнозуванні зсувних процесів

Прогноз зсувних, як й інших екзогенних геологічних процесів, передбачає оцінку динаміки їхнього розвитку та характеру проявів у просторі й у часі. Прогнози поділяються на наддовгострокові (до 100 років), довгострокові (10–15 років), середньострокові (від 1 і до 10 років) і короткострокові (від декількох годин і днів до 1 року). Для їхнього надійного обґрунтування використовують представницьку кількість режимних спостережень. Геофізична інформація завдяки своїй просторовій і часовій детальності при цьому є досить цінною. Це створює основу для отримання важливої інформації про формування явищ і процесів, що відбуваються всередині зсувних масивів, і простеження причинно-наслідкових зв'язків між зміною геофізичних параметрів і цими процесами.

Ефективність результатів режимних досліджень значною мірою залежить від правильного вибору мережі спостережень і послідовності їхнього проведення. Спостереження зосереджуються на найбільш характерних ділянках зсуву або всього схилу. Ці ділянки слід вибирати по можливості за межами впливу джерел небажаних завад (напр., ліній електропередач, електрифікованих залізниць та інших транспортних артерій). Якщо в результаті зсувних процесів пункти спостережень зміщуються, необхідно систематично контролювати величину цього зміщення, для чого проводяться спеціальні геодезичні вимірювання. Найбільш досконалими серед них є лазерні методи реєстрації зміщень. Використання таких лазерних систем дозволяє отримувати планову картину розподілу швидкостей руху окремих точок поверхні зсуву та вертикальних мікрозміщень земної поверхні.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія не для друку

На рис. 4.11 наведено приклад комплексних геофізичних і геодезичних досліджень з метою вивчення динаміки зсувних процесів.

Виконання режимних спостережень має узгоджуватися із сезонними змінами природних умов. Частоту спостережень слід підвищувати в період випадання дощів, коли, як правило, значно збільшується зсувна активність. У посушливі періоди можна збільшити період між вимірюваннями геофізичних параметрів, які служать для виявлення часового тренду розвитку досліджуваних явищ і процесів. Ряди спостережень при короткострокових прогнозах не повинні бути коротші одного року, збільшуючись у разі довгострокових – до п'яти і більше років. Найбільшу цінність мають стаціонарні пункти спостереження.

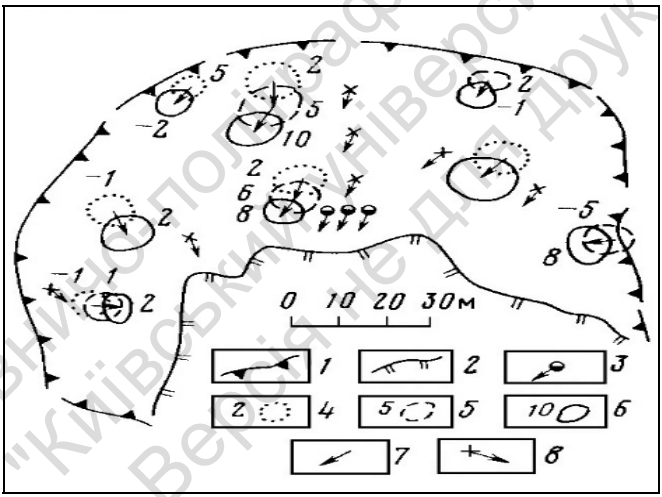


Рис. 4.11. Результати комплексних геофізичних і геодезичних досліджень на зсувній ділянці (за Ф. М. Ляховицьким):
1 – контур поверхні відколу; 2 – межа яру; 3 – напрямок зміщення магнітних реперів; 4–6 – еквіпотенціальні лінії природного електричного поля за три цикли моніторингових спостережень;
7 – напрямок зміщення аномалій лінії природного електричного поля;
8 – напрямок зміщення геодезичних реперів

Видавництво поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

Режимні електрометричні й сейсмометричні спостереження виконуюся як з поверхні схилів, так і у свердловинах і шурфах. Зміни структури масиву, пов'язані з порушенням стійкості, відображаються на змінах швидкості пружних хвиль та електричних параметрів у часі і проходять через кілька стадій.

Результати застосування моніторингових азимутальних спостережень методом заломлених хвиль (МЗХ) з метою вивчення динаміки зсувних процесів наведено на рис. 4.12.

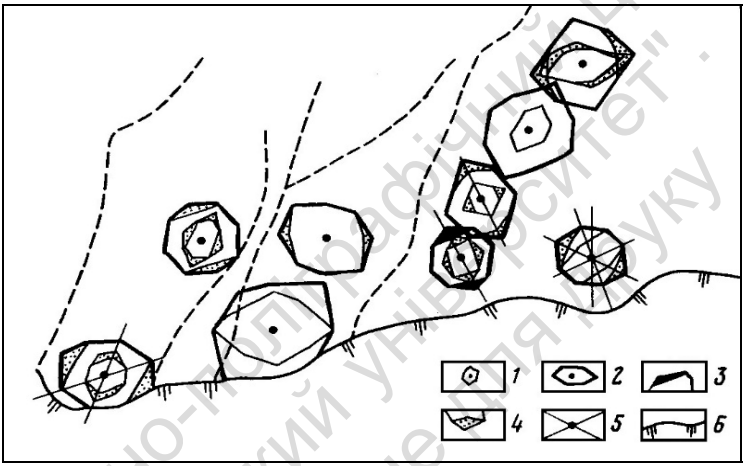


Рис. 4.12. Результати моніторингових азимутальних спостережень методом заломлених хвиль на зсувній ділянці (за Ф. М. Ляховицьким):
Значення швидкостей пружних хвиль V_p: 1 – на малій базі; 2 – на великій базі; 3 – зменшення V_p; 4 – збільшення V_p; 5 – напрямки тріщинуватості; 6 – межа яру

Спеціальні дослідні роботи показали, що для прогнозування зсувних переміщень доцільно проводити режимні міжсвердловинні сейсмічні просвічування (база просвічування до 20 м). За кілька днів до початку інтенсивних зсувів спостерігається зменшення швидкості поздовжніх хвиль за даними міжсвердловинних сейсмічних просвічувань і збільшення інтенсивності акустичної емісії.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Всього не передбачено

Досить цінні відомості про малі зсуви ґрунтів надають спостереження за викривленням обсаджених спеціальними трубами свердловин і за взаємним переміщенням тюбінгів в оглядових шурфах. Однак усі ці прийоми технічно складні, дорогі й дозволяють вести оцінку тільки малих зсувів.

На рис. 4.13 наведено приклад моніторингу зсувного процесу за допомогою інклінометрії спостережної свердловини. Матеріали цих досліджень показують, що зсувний процес відбувається нерівномірно, тобто існують відносно стабільні періоди на фоні активізацій процесу.

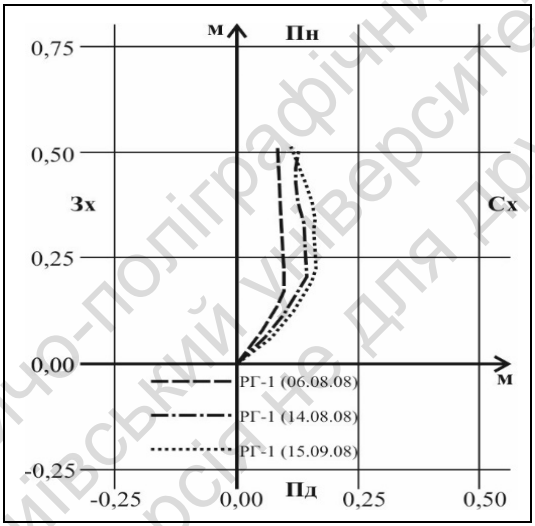


Рис. 4.13. Результати моніторингу зміщення стовбура свердловини за матеріалами інклінометрії на зсувній ділянці (м. Київ)
(спостереження: 06.08.08 р., 14.08.08 р., 15.09.08 р.)

При прогнозі зсувних явищ незмінно виникає питання про особливості руху схилових відкладів. На різних ділянках зсуву і на різних глибинах схилові відклади можуть рухатися з різною швидкістю, а також може змінюватися напрямок зсуву. Тому геодезичні методи спостережень за процесами зсуву земної по-

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

верхні створюють неповну картину кінематики рухомої частини схилу, що ускладнює розрахунки його стійкості.

У багатьох випадках, особливо при дослідженнях, проведених на зсувах-потоках, доводиться мати справу з порівняно високими швидкостями руху зсувних тіл, а отже, зі значними зсувами. У подібних умовах рекомендується використання глибинних реперів, що дають безперервну інформацію про своє місцезнаходження. Найбільш простими з цих автономних реперів є занурені в необсаджену свердловину магнітні маркери.

Під час вибору місця для закладки репера (магнітного маркера) необхідно стежити, щоб поблизу не було залізних конструкцій, ліній електропередач та інших джерел паразитних магнітних полів. Вимірювання магнітного поля ведуться по радіальній або квадратній мережі з відстанню між точками 0,25–0,5 м. Точки жорстко закріплюються на місцевості. Перед закладанням реперів проводиться зйомка нормального фонового магнітного поля. Для підвищення точності вимірювань проводять синхронні спостереження двома магнітометрами, один з яких розміщений на контрольному пункті. Кожний цикл магнітних спостережень представляють у вигляді карти ізодинам, на якій максимум відповідає положенню проекції магнітного репера на земну поверхню. Оцінити зміщення проекції можна за допомогою топографічних спостережень з нерухомих точок схилу або за результатами вимірювання відстані до проекції репера, закладеного у товщу стійких порід нижче поверхні ковзання. Частота повторних вимірів залежить від зсувної активності того чи іншого схилу (1–3 місяці, а іноді значно частіше). За їхніми результатами будують різницеві карти, що дозволяють надійніше оцінювати горизонтальні зміщення репера.

Крім спостережень за штучними реперами, у деяких випадках використовують дані про зміщення характерних природних об'єктів, що містяться в тілі зсуву і викликають контрастні аномалії в геофізичних полях. Ними можуть бути скупчення крупноуламкового матеріалу, що створюють позитивні аномалії на картах опорів, або лінзи глин, над якими значення цього параметра мінімальні, ділянки гірських порід, що характеризуються підвищеною магнітною сприйнятливістю тощо.

Видавництво Політехнічний Центр "Київський університет" Відділ для друку

При вивченні ефективності протизсувних заходів моніторингові геофізичні спостереження використовують для оцінки технічного стану та якості роботи дренажних систем і підпірних стінок, а також для з'ясування результатів заходів зі штучного закріплення ґрунтів. Одним з основних способів закріплення зсувних схилів є їхнє осушення. При цьому використовуються наземні водозбірні канави та підземні дренажні системи. Розподіл електрофільтраційних полів (потенціалів природного електричного поля) поблизу горизонтальних дренажів, за допомогою яких найчастіше ведеться осушення зсувних схилів, досить складний. Аномалії електричних потенціалів, що виникають над подібними дренами, пов'язані як з інтенсивністю припливів води до них, так і з особливостями руху води по самих дренах. В останньому випадку важливе значення має конструкція дренажної споруди, наявність або відсутність фільтра, матеріал заповнювача, ступінь його засміченості й кольматації. Розміри депресійної воронки, утвореної дреною, наближено визначаються відстанню між екстремальним значенням потенціалу електричного поля над центром дрени і областю "нормального поля", де зміни потенціалу по площі не перевищують фонових значень. Режимні спостереження методом ПЕП дозволяють характеризувати особливості роботи дренажу під час сезонних коливань рівня ґрунтових вод.

Для боротьби із зміщенням зсувних масивів, крім осушення, повсюдно використовуються різного роду підпірні стінки, контрфорси та інші інженерні споруди. Найважливішим показником ефективності роботи таких споруд є розподіл напруженого стану в товщах закріплених гірських порід. Для його оцінки використовують залежності швидкостей поширення пружних хвиль і електричних опорів від напруженого стану середовища, які визначаються за результатами параметричних досліджень.

На зсувах також практикують штучне закріплення ґрунтів, що призводить до збільшення їхньої міцності. Ефект зміцнення досягається або за рахунок введення хімічних реагентів, або в результаті дії фізичних полів. При закріпленні зсувних схилів також застосовується електрохімічне зміцнення, прогрів і випал ґрунтів. Після подібного роду обробки електричні опори ґрунтів

і швидкості поширення пружних хвиль у них суттєво зростають. Випал глинистих ґрунтів призводить до різкого підвищення їхніх магнітних характеристик. Сейсмометричні, електрометричні і в окремих випадках магнітометричні спостереження дозволяють картувати території із закріпленими ґрунтами і виділяти в межах цих територій ділянки, де обробка зсувних мас проведена неефективно. Усі ці спостереження проводяться протягом деякого відрізку часу, достатнього для отримання чіткого уявлення про хід усього технологічного процесу, пов'язаного із закріпленням ґрунтів.

4.3. Геофізичні дослідження карстових процесів

Карстові процеси мають широке розповсюдження на всій земній поверхні. Вони зустрічаються скрізь, де карбонатні або інші розчинні й вилужнювані породи виходять на поверхню землі або залягають на невеликій глибині. За оцінками геологів понад 1/3 земної поверхні складені породами, що тією чи іншою мірою піддаються процесам карстування. Ці гірські породи розвинені в межах усіх геоструктурних елементів, починаючи від стародавніх платформ і закінчуючи молодими геосинклінальними областями. Карбонатні, сульфатні, крейдяні й галогенні породи, що схильні до карстування, широко розвинені також в Україні.

Відомості про розвиток карстових явищ у товщах гірських порід становлять великий практичний інтерес і повинні враховуватися з метою вирішення багатьох народногосподарських завдань, зокрема при: освоєнні територій під цивільне, промислове, сільськогосподарське будівництво; пошуках і розвідці карбонатних порід і видобутку розчинної породи як корисної копалини; охороні пам'яток природи; створенні підземних сховищ нафти та газу; використанні в бальнеологічних і спортивно-туристичних заходах.

Інтенсивна господарська діяльність людини різко активізує карстовий процес. Водночас, вивченість районів розвитку

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"

карсту часто вкрай слабка і недостатня для оцінки стійкості ґрунтів і прогнозу їх стану.

Практика свідчить, що відсутність відомостей про закарстованість площ і нехтування можливими деформаціями геологічного середовища при втручанні людини можуть призводити до аварійної обстановки на промислових і цивільних споруджуваних і діючих об'єктах, а також під час розробки родовищ корисних копалин.

Так, у районі м. Борислав розробка родовища калійних солей підземним способом без достатнього обсягу целіків призвела до просідання ґрунту й деформації будівель в одному з районів міста. Енергетичний комплекс Рівненської АЕС побудований на території розповсюдження нестійких крейдяних відкладів, тоді як у безпосередній близькості за даними геологічної зйомки широко розвинені базальти венду – міцний фундамент для будівель і споруд. На Солотвинському соляному руднику актуальними є завдання вивчення карстоутворення в покрівлі соляного купола і визначення положення контакту із вмісними водонасиченими породами, щоб уникнути розкриття їх підземними виробками. Таким чином, системне вивчення районів розвитку карсту в межах України є життєво необхідним.

Утворення карсту – системи порожнин у розчинних і вилужнюваних породах, призводить до різкої зміни поверхневих форм рельєфу і, що найголовніше, до порушення внутрішньої будови всього масиву порід. Масив закарстованих порід набуває зовсім інших геотехнічних і гідрогеологічних властивостей порівняно з масивом тих же порід, не порушених розчинним та вилужнюваним впливом рухомих підземних вод. До галузей практичної геології, пов'язаних з вивченням і врахуванням карстових явищ, у першу чергу належить інженерна геологія, шахтна геологія, а також розвідка підземних вод і родовищ багатьох твердих, рідких і газоподібних корисних копалин.

З точки зору інженерної геології необхідно вирішувати цілий комплекс питань, стосовних поведінки рельєфу поверхні розчинних порід, порушення їхньої суцільності і як наслідок – міцності й деформаційних властивостей масиву, умов циркуляції, хімізму і температури підземних вод, а також потенційного роз-

Видавництво Львівський національний університет імені Івана Франка

витку карстових процесів під впливом техногенного впливу. Особливо важливе значення має вивчення карсту під час гідротехнічного будівництва, оскільки різноманітні порожнечі, що утворилися в тілі масиву порід, є можливими шляхами підвищеної фільтрації води з водосховищ, каналів і тунелів. Надзвичайно важливим є вивчення карсту при будівництві атомних електростанцій, коли проникність середовища набуває вирішального значення для обґрунтування можливості експлуатації екологічно небезпечних інженерних споруд.

Під час будівництва та експлуатації шахт карстові порушення визначають технологічні особливості проходки гірських виробок і ускладнюють видобуток корисних копалин. За наявності карстових тріщин і пустот створюються умови для інтенсивного припливу підземних вод, що може призвести до масштабних аварій і катастроф.

Крім того, карстові порожнини можуть бути місцем розташування твердих, рідких і газоподібних корисних копалин (боксити, прісні й мінеральні підземні води, нафта, газ).

Вивчення карсту пов'язане з вирішенням двох груп взаємозалежних завдань. До першої групи відноситься характеристика геолого-гідрогеологічної обстановки, яка сприяє розвитку процесів розчинення гірських порід, до другої – безпосереднє виявлення карстових порожнин і закарстованих зон, вивчення умов руху в них підземних вод, прогноз подальшого розвитку корозійних і суфозійних явищ і низка інших.

За умовами формування, морфології, літологічної приуроченості, структурними особливостями карст характеризується великим розмаїттям. У більшості випадків процес карстоутворення змінює фізичні властивості середовища, що дозволяє застосовувати для діагностики карсту геофізичні методи.

4.3.1. Фізико-геологічні передумови застосування геофізичних методів для вивчення карсту

Процес розчинення і вилужнювання поверхневими і підземними водами вапняків, доломітів, мергелів, гіпсів, ангідритів, крейди, кам'яної й калійної солей супроводжується утворенням на поверхні землі воронок, провалів, а в товщі гірських порід –

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Берегіня ім. Т.Г. Шевченка

різноманітних порожнеч, печер тощо. Поверхневі і підземні форми, що утворилися таким шляхом, є карстом. Для виникнення карсту необхідно: 1) наявність розчинних і вилужнюваних порід; 2) їхня проникність, що є наслідком здебільшого тектонічної тріщинуватості; 3) активний рух підземних вод, що розчиняють гірські породи й виносять продукти розчинення.

Загальна схема формування умов виникнення карсту дозволяє окреслити такі основні групи завдань при вивченні цього екзогенного фізико-геологічного явища: виділення й літологічна характеристика масивів, складених розчинними гірськими породами, включаючи оцінку вмісту нерозчинних осадків і наявності водотривких прошарків; виявлення екранувальної ролі водотривких утворень, що перекривають розчинні породи; визначення положення місцевих і регіональних водотривів; картування давніх похованих ерозійних врізів, які є місцевими або регіональними базисами карстування; вивчення тектонічних структур, сприятливих для розвитку процесу карстування (у першу чергу розривних порушень і супутньої їм тріщинуватості). На всіх стадіях вирішення цих питань геофізичні методи відіграють першорядну роль і широко використовуються на практиці.

За своїми основними фізичними властивостями породи, які піддалися карстуванню, як правило, істотно відрізняються від порід, що не піддалися цьому процесу. Звідси випливає можливість дослідження закарстованих порід широким комплексом геофізичних методів. Склад геофізичного комплексу визначається розмірами досліджуваних масивів і їх геологічних тіл, потужністю перекривних відкладів, характером поверхневого рельєфу та іншими природними, а також техногенними факторами, які визначають підхід до вирішення поставлених завдань.

Крутопохилі межі закарстованих порід виділяються найчастіше за допомогою електричного профілювання в комплексі з електрозондуванням. За невеликої потужності четвертинних відкладів ефективним є вивчення радіохвильового поля довгохвильових радіостанцій, зміни амплітуд вимірюваних компонент якого вказують на положення контактів. У районах, де карстові породи залягають серед виверженых і метаморфічних, широко застосовується магнітна зйомка.

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Економічна література

Велике значення для вивчення умов розвитку карсту має виділення корозійностійких включень і в першу чергу водонепроникних глинистих і глинисто-сланцевих пластів. Ці пласти поділяють карстовий масив на окремі, тією чи іншою мірою гідрогеологічно автономні блоки, у межах яких процеси вилужнювання можуть мати багато специфічних особливостей. Крім того, відзначено, що поблизу поверхні водонепроникних пластів розвиток карсту в масиві порід, здатних до карстування, відбувається найбільш активно. Можливість виділення подібних водотривких пластів як з поверхні, так і у свердловинах доведено результатами проведених геофізичних досліджень. Характеристика масивів карстових порід за вмістом глинистих фракцій може бути отримана також за значеннями їхнього електричного опору ρ_y, потенціалів природного електричного поля U і гамма-активності I_γ. Відомі приклади встановлення кореляційних залежностей між цими параметрами і електрохімічною активністю порід.

Важливе значення має оцінка екранувальної ролі водотривких утворень, що перекривають карстові породи. Чітко встановлена закономірність впливу потужності й складу покривних утворень на ступінь закарстованості території. Там, де цей покрив представлений водонепроникними відкладами, розчинний масив карстових порід мало доступний для проникнення агресивних поверхневих вод, а отже, можливість утворення в ньому карстових порожнин є зниженою.

Для вивчення покривних відкладів досить ефективними є електрометричні спостереження методом електропрофілювання, які дозволяють визначати ділянки розвитку глин, суглинків, супісків і пісків. Електропрофілювання частіше всього виконується за допомогою дворозносної установки AA′ MN B′B.

Практично доведено можливість картування покривних глинистих відкладів у карстових районах за допомогою високоточної магнітної зйомки. Такого роду спостереження дозволили, зокрема, виділити площі, у межах яких карстові карбонатні породи мають глинистий екран, який перешкоджає інфільтрації в них агресивних поверхневих вод.

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія для друку

Визначення положення місцевих і регіональних водотривів є одним з основних етапів формування динамічної моделі підземного потоку, що впливає на розчинні й вилуговані гірські породи. Водотриви, якими в більшості випадків є товщі глинистих порід, за своїми петрофізичними характеристикам істотно відрізняються від порід, що мають схильність до карстування. Для їхнього виділення у вертикальному розрізі в основному використовуються електричні зондування, оскільки сейсмометрія заломленими хвилями лише в деяких випадках дозволяє визначати положення нижньої межі карстових порід.

У разі неглибокого карсту в нижній частині товщі карстових порід створюється горизонт тріщинно-карстових вод, що часто відрізняються підвищеною агресивністю. Цей горизонт сприяє найбільш інтенсивному розвитку порожнин різних розмірів і форм.

Розвиток карсту не може розглядатись без аналізу процесів зміни базису ерозії в різні геологічні епохи, про що з найбільшою визначеністю судять, зіставляючи потужності алювіальних відкладів у долинах прилеглих річок. Знаходження давніх ерозійних врізів важливо для визначення як положення базису ерозії, так і зон можливого інтенсивного розвитку карстових явищ, які особливо часто приурочені до бортів похованих долин. Пошуки цих долин, їхнє простежування в плані й визначення потужності алювіальних відкладів – одне з важливих завдань геофізичних досліджень. Для вирішення цього завдання широко використовуються методи електрометрії, сейсмометрії та гравіметрії. Сприятливі умови створюються для визначення потужності алювію в долинах, врізаних у карбонатні корінні породи, оскільки останні за своїми електричними, сейсмічними та густинними властивостями характеризуються підвищеними показниками порівняно з відкладами, що їх заповнюють.

Важливим є також вивчення тектонічних структур, сприятливих для розвитку карсту. Роздробленість порід уздовж розривних дислокацій забезпечує можливість більш інтенсивної циркуляції підземних вод у цих зонах, що обумовлює велику швидкість розвитку карстових процесів. У багатьох випадках доведено, що підземні карстові потоки, які перетинають ядра

Видавництво поліграфічний центр "Київський університет" Зверстано для друку

вододільних масивів, розташованих між двома долинами, приурочені саме до зон розривних дислокацій. Виявлення подібних дислокацій – важливе завдання геофізичних досліджень. Ефективними при цьому є профільні електрометричні спостереження методами електропрофілювання (СЕП, КЕП), природного електричного поля та ін.

Завдання визначення меж поширення карсту, виходячи з тектонічних передумов його розвитку, з успіхом вирішуються дистанційними методами. Виявлення систем лінійних елементів ландшафту (лінеаментів) сприяє вивченню спрямованості й динаміки прояву сучасних геологічних процесів та їхнього впливу на навколишнє середовище. На підставі такого аналізу можливе прогнозування зон активного карстоутворення.

Виконується статистичне зіставлення поверхневих регіональних проявів карсту з геологічними й геофізичними особливостями будови території. При цьому вибираються еталонні ділянки з найбільш інтенсивним проявом карсту та ділянки де карстові процеси відсутні. Інтерпретація геолого-геофізичних матеріалів полягає в зіставленні сукупності ознак досліджуваної ділянки з невідомими карстопроявами і відповідних сумарних ознак еталонних ділянок. Якщо за обраними критеріями сукупність ознак для досліджуваної ділянки ближчі до сукупності ознак закарстованих територій, то приймається рішення про її належність до території активного карстопрояву. Сукупність ознак вибирається з урахуванням загальнотеоретичних передумов і узагальнення попереднього досвіду, що характеризує вплив різних чинників на розвиток карсту. Найбільш очевидними геофізичними ознаками можуть служити: значення поздовжньої провідності поверхневих відкладів, електричного опору і швидкості поширення сейсмічних хвиль у карстових породах, дисперсія цих властивостей по площі, потужності окремих виділених пластів, положення рівня ґрунтових вод, наявність лінеаментів, виділених дистанційними методами, і низка інших.

Основним об'єктом вивчення під час карстологічних досліджень є порушення (в окремих випадках порожнини), що виникають у поверхневих і глибинних частинах карстового масиву. Вони можуть носити характер вертикальних, похилих або горизонтальних каналів, галерей і печер у самому різноманітному їхньому по-

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"

єднанні, приурочених до одного або декількох структурних поверхів. До порожнин техногенного походження належать занедбані гірничі виробки, що залишилися після розробки корисних копалин або пройдені з іншою метою. Утворення пустот у масиві карстових порід часто супроводжується провалами й осіданням покрівлі покривних відкладів. Виникають воронки, провали та інші специфічні негативні форми рельєфу денної поверхні. Під карстовими порушеннями слід розуміти не тільки поодинокі форми, а й просторові області розповсюдження карстових порід, які характеризуються переважанням відкритої або заповненої пустотності. Сюди ж входять також зони інтенсивної тріщинуватості, коли тріщини значно розширені за рахунок розчинення. Реакція фізичних полів на всі ці порушення природної обстановки визначається в основному трьома чинниками: контрастністю фізичних властивостей заповнювача порушень і навколишніх порід; геометричними параметрами порушень (їхніми розмірами і глибиною залягання), характером розподілу і орієнтацій порушень у досліджуваному об'ємі гірських порід.

Поверхневі карстові порожнини (воронки, сліпі яри, поля тощо) заповнюються зазвичай різними генетичними типами континентальних утворень. За рахунок вивітрювання, змиву і дії річкових потоків, вони акумулюють матеріал, літологія і гранулометричний склад якого, а отже, і фізичні властивості можуть змінюватися в досить широких межах. Межі між заповнювачем і корінними породами носять часто градієнтний характер. Неврахування цієї обставини при визначенні розмірів поверхневих карстових форм і, зокрема їхньої глибини, може призвести до значних помилок. Велику роль відіграють атмосферні опади і танення снігу, що знижують питомий електричний опір порід і, навпаки, підвищують швидкості поздовжніх сейсмічних хвиль (особливо в разі піщанистого і гравійного заповнювача).

Заповнювачем підземних карстових порожнин можуть бути: повітря, вода, лід, матеріал кори вивітрювання, стінок порожнин і різного роду перевідкладені утворення, властивості яких визначаються, головним чином, літологічним складом первинного матеріалу, ступенем і характером його переробки та умовами обводнення.

Видавництво Національного університету водного господарства та природокористування

Складний і різноманітний за своїм походженням матеріал, що заповнює як поверхневі, так і підземні порожнини, як правило відрізняється за основними фізичними параметрами від навколишніх порід. Зокрема, співвідношення електричних опорів можуть бути досить різноманітними. У зоні аерації повітря сухий крупноуламковий матеріал і лід характеризуються високими значеннями питомих опорів порівняно із вмісними породами, тоді як глинистий заповнювач – зниженими. У зоні повного водонасичення практично за будь-якого складу заповнювача (крім льоду) спостерігаються знижені значення уявного електричного опору. У разі випадання з циркулюючих розчинів сульфідних мінералів відзначається підвищена здатність порід заповнювача до поляризації.

Швидкості поздовжніх сейсмічних хвиль у заповнювачі як у зоні аерації, так і насичення, нижчі, ніж у вмісних породах. Виняток становить печерний і тріщинний лід, швидкості в якому можуть бути вищі, ніж вмісних порід.

Універсальним є співвідношення густини: заповнювач майже завжди характеризується дефектом цього параметра відносно навколишніх порід.

Магнітні властивості таких заповнювачів поверхневих і підземних карстових пустот як пісок, що утворився за рахунок руйнування основних вивержених порід, або деякі різновиди бокситів можуть мати істотно підвищені показники магнітних властивостей. Загалом заповнювач за магнітними властивостями лише незначною мірою виділяється серед вмісних порід, тому при картуванні карстових порушень необхідно виконувати високоточні магніторозвідувальні спостереження.

4.3.2. Комплекс геофізичних досліджень карсту

Характер аномалій, викликаних карстовими порушеннями, показує, що їхнє вивчення – завдання досить складне і вимагає у багатьох випадках комплексного підходу та спільного аналізу різних геофізичних полів. При цьому спостереження здійснюються не тільки з поверхні землі, а й у свердловинах і гірничих виробках, а іноді й у доступних для проникнення самих карстових порожнинах. Ці спостереження виконуються як з метою середньомасштаб-

Видавництво Національного університету "Київська політехніка" Версія не для друку

ного картування на стадії техніко-економічного обґрунтування будівництва, так і при великомасштабній зйомці під конкретні інженерні об'єкти. В окрему групу виділяється детальне вивчення карстових процесів, пов'язане з оцінкою стійкості вже зведених споруд або ж з визначенням їхнього впливу на підземне будівництво та експлуатацію родовищ твердих корисних копалин. До тієї ж групи належать і спелеологічні дослідження з метою господарського, туристичного або бальнеологічного освоєння печер природного походження.

Вивчення процесів карстоутворення проводиться під час спеціалізованої карстологічної зйомки, при великомасштабних (масштаб 1 : 25 000 – 1 : 50 000) і детальних (масштаб 1 : 1 000 – 1 : 10 000) інженерно-геологічних зйомках. На різних стадіях цих робіт широко застосовуються геофізичні методи, які дозволяють вирішувати такі типові завдання:

– виявлення і простежування ослаблених зон, що сприяють розвитку карсту;

– виділення в масиві гірських порід ділянок закарстованих і незакарстованих;

– вивчення гіпсометрії покрівлі порід, схильних до карстування;

– розчленування розрізу перекривального чохла з вивченням літології й фільтраційних властивостей водоносних горизонтів;

– визначення глибини залягання рівня ґрунтових вод;

– оцінка потужності товщі порід, схильних до карстування;

– виявлення карстових порожнин, визначення їхнього положення в розрізі й оцінка їхніх геометричних параметрів;

– визначення місць розвантаження карстових вод, установлення зв'язку підземного і поверхневого карсту й водотоків.

Як уже зазначалося, застосування геофізичних методів базується на відмінності фізичних властивостей закарстованих і незакарстованих порід. Підземні порожнини, заповнені повітрям, відмічаються за результатами електрометричних досліджень суттєво підвищеними вимірюваними опорами. Якщо вони заповнені водою або глинистим матеріалом, навпаки, характеризуються різко зниженим (на 2–3 порядки) електричним опором. Тектонічно порушені, подрібнені карбонатні, сульфатні утворення, тріщини й порожнини (із заповнювачем або без нього) характеризуються зниженими зна-

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Верстка не для друку

ченнями густини і швидкості поширення пружних хвиль. У деяких випадках заповнювач може містити магнітні включення, тоді на карті спостереженого магнітного поля карст відображається у вигляді локальних позитивних магнітних аномалій.

Методичний підхід до обґрунтування і постановки геофізичного комплексу визначається стадією робіт (регіональна, пошукова і розвідувальна), геологічним регіоном (платформа або складчаста область) і ступенем вивченості території.

Регіональна стадія включає звичайний для геологічної зйомки набір методів, що дозволяє уточнювати особливості геологічної будови: магніторозвідка, гравіметрія, електророзвідка в різних модифікаціях, сейсморозвідка.

На стадії пошуків карстопроявів методика геофізичних досліджень визначається ступенем закарстованості й глибиною залягання порід, схильних до карстування. На ділянках слабкого розвитку карсту і неглибокого залягання покрівлі порід, схильних до карстування, проводяться великомасштабні (масштаб 1 : 25 000 – 1 : 50 000) зйомки із застосуванням методів електропрофілювання і природного електричного поля, (мережа спостережень 250 × 25 м або 500 × 50 м). У районах з глибоким заляганням карсту переважна роль відводиться методу ВЕЗ, мережа спостережень 250 ×2 50 м і 500 × 500 м. На окремих профілях дослідження доповнюються сейсморозвідкою і в окремих випадках гравіметрією.

У разі значної закарстованості території детальність досліджень збільшується до масштабу 1 : 10 000 – 1 : 5 000, відповідно мережа спостережень складає 100 × 100 м і 50 × 50 м, до складу робіт входять кругові й хрестові ВЕЗ.

На стадії розвідки родовищ карбонатних порід і при детальних дослідженнях для оцінки закарстованості майданчиків під цивільне і промислове будівництво виконуються детальні геофізичні дослідження масштабу 1 : 5 000 – 1 : 1 000, мережа спостережень 25 × 10 м і 10 × 5 м – для ЕП, ПЕП, високоточної гравірозвідки і 50 × 50 м або 25 × 25 м – для ВЕЗ і сейсмозондування. Отримувані на даному етапі матеріали забезпечують вирішення завдань із картування покрівлі карсту порід, виділення зон порушень і монолітів, виявлення карсту в покрівлі й усередині масиву, визначення розмірів і глибини залягання карсту, з'ясування гідрогеологічної ситуа-

Видавничий центр Київського університету Вільна для ДЗВО

ції. Вони є відправними для обґрунтування підрахунку запасів продуктивних покладів, об'ємів закарстованих і розкривних порід або є основою вибору майданчиків для будівництва.

При вивченні карстових явищ основна роль належить електрометричним наземним методам. Електричні зондування використовуються для вивчення карстового рельєфу покрівлі карстових порід, їхнього розчленування за літологічними ознаками, виділення в розрізі тектонічних, тріщинуватих і закарстованих зон, визначення глибини залягання підземних вод і базису ерозії, вивчення карстової зональності, а також для вирішення багатьох інших завдань, пов'язаних з вертикальним розчленуванням розрізу.

Максимальні розноси для вивчення неглибокого карсту визначаються виходом правої гілки кривої ρ_y на асимптоту, відповідну опору порід, що підстилають карстові, а в разі глибокого карсту – опору порід, що залягають нижче базису ерозії. Значна мінливість геоелектричного розрізу в карстових районах вимагає виконання зондувань з більш густою мережею спостережень, ніж у районах, де карст відсутній. Виходячи з досвіду робіт, можна вважати оптимальною відстань між електрозондуваннями 100 м.

В умовах інтенсивно закарстованих територій порушується плавний хід кривих ВЕЗ і спостерігаються значні розриви під час переходу з однієї приймальної лінії на іншу. Ця обставина так само, як і в разі вивчення зсувів, вимагає проведення кущових зондувань зі зміщеними на кілька метрів центрів установок і побудови синтезованих кривих за усередненими значеннями ρ_y.

Основним способом безпосереднього виділення поверхневих і підземних карстових порушень є електричне профілювання. Спостереження мають характеризувати геологічну ситуацію на двох глибинах. На малих розносах отримують інформацію про товщу порід у межах зони аерації. На великих розносах живильної лінії отримують основну інформацію про породи в зоні повного водонасичення.

На рис. 4.14 для прикладу наведено результати електрометричних досліджень методами вертикального електрозондування та електропрофілювання на закарстованій ділянці.

Розмір установок вибирають, виходячи з особливостей кривих рекогносцирувальних електрозондувань, попередньо виконаних у

різних точках обстежуваної ділянки. Детальне вивчення карстових порушень часто виконується за допомогою несиметричних установок (трьохелектродних або дипольних).

При вивченні карсту широко використовується також профілювання методом серединних градієнтів. Перевагою методу серединних градієнтів є знижений рівень хибних аномалій і більш висока, порівняно з іншими методами, продуктивність робіт. Недоліком цього методу є умовність оцінки глибини досліджень, яка до того ж змінюється зі зміною відстані приймального диполя від електродів живлення. З позитивного боку зарекомендувало себе також комплексування методу серединних градієнтів і комбінованого, а також дипольного профілювання з дослідженнями методом природного електричного поля.

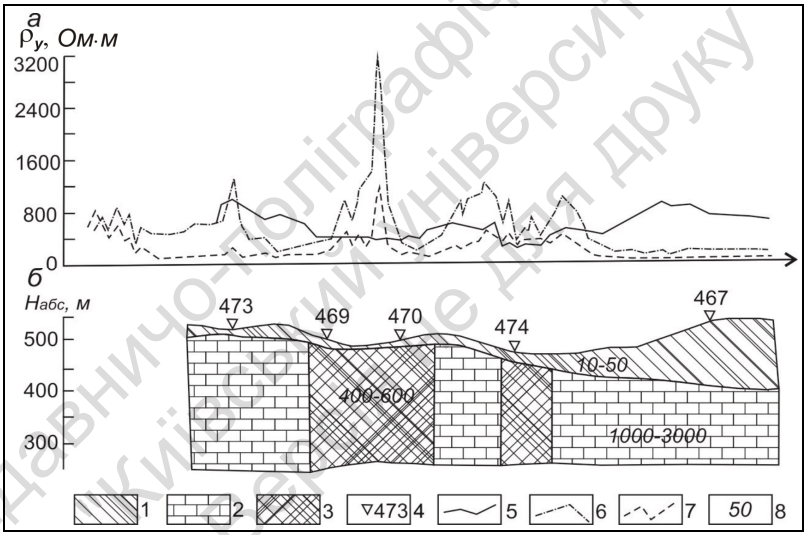


Рис. 4.14. Результати електрометричних досліджень методами вертикального електричного зондування та електричного профілювання на закарстованій ділянці:
а) графіки електричного профілювання; б) геоелектричний розріз.
1 – піщано-глинисті четвертинні відклади; 2 – карбонатна товща;
3 – зони карсту; 4 – точки вертикального електричного зондування. Графіки:
5 – відношення ρ_y на двох розносах; 6 – ρ_y на розносі A′B′;
7 – ρ_y на розносі AB; 8 – значення питомого електричного опору, Ом·м

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету
Електронне для друку

Для вивчення систем витягнутих карстових порушень і зон тріщинуватості застосовуються кругове електрозондування та кругове електропрофілювання. Витягнутість отриманих полярних діаграм указує напрямок простягання карстових пустот і тріщин. Аналіз співвідношення великих осей отриманих фігур анізотропії до малих дозволяє скласти уявлення про інтенсивність закарстованості або тріщинуватості масиву порід на різних глибинах. Досить інформативне зіставлення полярних діаграм з характеристикою порід по зразках керна, а також з даними наливів у шурфи або відкачок із свердловин. Отримані результати можна екстраполювати на сусідні площі, у межах яких свердловини відсутні. Для глибокого карсту, розвиненого в потужних товщах карстових порід, характерне помітне зменшення еліптичності діаграм при тих розносах установок, коли на результати вимірів переважно впливають породи, що лежать нижче рівня відкритої пустотності (нижче базису ерозії).

Кругові спостереження доцільно комбінувати з профільною зйомкою ділянки. Якщо на карті опорів намічаються закарстовані зони, то в їхніх межах виконуються кругові електрозондування, що не тільки уточнюють простягання панівної системи пустотності, а й дозволяють оцінювати ступінь її розвитку.

Відомо численні спроби підвищення чутливості електрометричних методів при вивченні закарстованих ділянок і визначенні положення окремих порушень, засновані на різного роду трансформаціях поля ρ_y. Для цієї мети часто використовуються багатоелектродні, фокусувальні й диференціальні електрометричні установки.

При вивченні закарстованих територій може бути ефективним метод зарядженого тіла. Цей метод використовується у практиці гідрогеологічних досліджень, про що зазначалося в розділі 1 (п. 1.3.13). Велика карстова порожнина, у разі розкриття її свердловиною, може також бути об'єктом дослідження методом зарядженого тіла. У карстову порожнину, заповнену водою і глинистим матеріалом, до глибини h, що відповідає приблизно її середині, опускають один із живильних електродів А (рис. 4.15). Другий електрод B_∞ відносять у "нескінченність" – на відстань $\geq 10h$. Заповнювач порожнину – вода і глинистий

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Вперше на дні Дніпру

матеріал, має суттєво знижений питомий опір порівняно з навколишніми породами, що піддаються карстуванню. У зв'язку із цим, при пропусканні струму через опущений у заповнену карстову порожнину електрод В її можна розглядати як еквіпотенціальне тіло складної форми, яке є джерелом створюваного електричного поля. Особливістю такого поля є морфологічна подібність його еквіпотенціальних ліній, спостережуваних на поверхні землі, контурам порожнини. Зокрема їх максимальне згущення спостерігається приблизно над проекцією меж порожнини на земну поверхню.

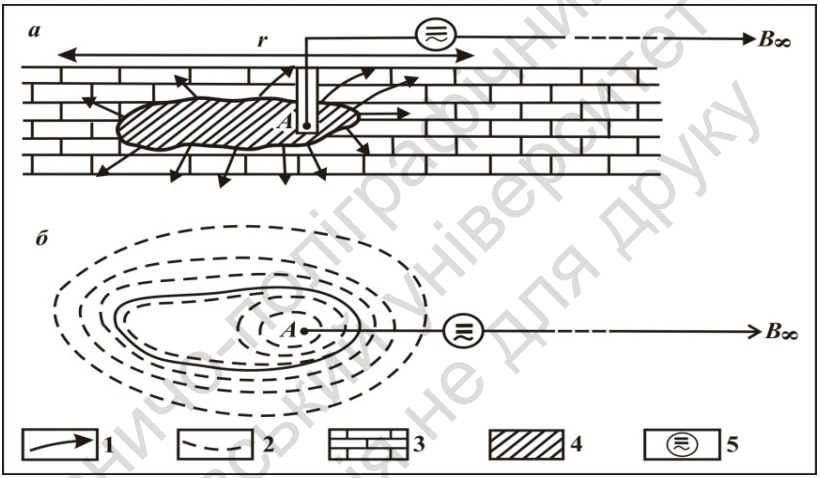


Рис. 4.15. Схема досліджень карстового утворення методом зарядженого тіла:
а – вертикальний розріз карстового утворення, б – горизонтальний план електричного поля; А, B_∞ – електроди живлення. 1 – струмові лінії; 2 – еквіпотенціальні лінії; 3 – вапняки; 4 – тіло високої електропровідності (водяний або глинистий заповнювач карстової порожнини); 5 – джерело струму

У разі витягнутих карстових порушень типу каналів, галерей і систем закарстованих тріщин використовується інша методика спостережень, заснована на вимірі градієнта потенціалу вздовж профілів, приблизно перпендикулярних до передбачуваного

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

простягання досліджуваного об'єкта. У цьому випадку точка перетину графіком градієнта потенціалу лінії його фонового рівня визначає положення осі порушення. Отже, досліджувана зона низьких опорів може бути простежена на великій відстані.

Метод зарядженого тіла включається в рекомендований комплекс геофізичних досліджень при детальному обстеженні інтенсивно закарстованих територій з метою оцінки стійкості фундаментів інженерних споруд. Виходячи з досвіду геофізичних досліджень, використання методу зарядженого тіла рекомендується після завершення наземних геофізичних робіт, коли в загальних рисах намічено положення карстового порушення. У центральній його частині буриться свердловина, яка і дає можливість виконати розглянуті вище дослідження.

На сучасному етапі для вивчення карсту широко застосовуються методи сейсмометрії, зокрема метод заломлених хвиль. На закарстованих ділянках відзначається їх інтенсивне згасання, поглинання і розсіювання, що призводить до погіршення сейсмічного запису. Зазначена особливість є своєрідним індикатором процесу картування в породах, і дозволяє оцінити ступінь порушення гірського масиву цим явищем. Над закарстованими об'єктами відмічається зниження межових швидкостей поздовжніх і поперечних хвиль, зменшення середніх швидкостей поширення хвиль у товщі порід, що перекривають області розвитку карсту, зміна форми годографів та низка інших ознак.

Під час сейсмічних досліджень збудження коливань у більшості випадків проводиться ударами молота або ж за допомогою спеціальних ударних пристосувань для скидання вантажу з висоти в кілька метрів. Глибина подібних досліджень не перевищує 30–50 м. Найчастіше польові роботи КМЗХ виконуються згідно з методикою поздовжнього безперервного профілювання за системою зустрічних і наганяльних взаємоув'язаних годографів. У зв'язку з характерною для закарстованих територій складністю сейсмогеологічної обстановки системи спостережень мають забезпечувати значні перекриття. Окремі завдання вирішуються методом сейсмічних зондувань.

З метою підвищення роздільної здатності сейсмометрії в карстових районах часто збудження пружних коливань виконують

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету

гармонійними сигналами. У цьому випадку як джерела сейсмічних коливань використовуються вібратори. Вони являють собою джерела змінної сили, які передають ґрунту механічним, електрогідравлічним, електродинамічним або іншим способом збудження сейсмічні сигнали, амплітудно-частотні характеристики яких можуть бути оптимально пристосовані до властивостей закарстованого масиву. Частотний склад коливань значною мірою визначається фільтраційними властивостями ґрунту. Максимальна потужність вібратора досягається при резонансі частоти системи "вібратор – ґрунт". Застосування кореляційного принципу реєстрації та обробки даних дозволяє відокремлювати корисний сигнал від шумів і визначати час його пробігу.

У результаті відповідної інтерпретації простежується шлях хвилі, що дає можливість будувати моделі, які характеризують умови залягання порід і наявність у них карстових порушень. Вібраційна система забезпечує значно більшу інформативність методу, ніж класична сейсмометрія, заснована на генерації сигналу ударами.

Методи сейсмоакустики в широких масштабах використовуються не тільки для виявлення карстових порушень гірських масивів, але й для вивчення фізико-механічних властивостей карстових порід, що значно змінюються під впливом процесів карстування.

Для вивчення карстових процесів у деяких випадках застосовуються високоточні гравіметричні зйомки. Принциповий аналіз можливості виявлення карстових порушень у полі сили тяжіння свідчить про те, що за сучасної точності спостережень методи гравіметрії досить перспективні для вивчення карстової пустотності. Цьому сприяє також той факт, що часто спостерігається приуроченість основних областей розвитку карсту до зон тектонічної тріщинуватості, які відрізняються зниженою густиною. Особлива увага при гравіметричной зйомці на закарстованих територіях приділяється створенню густої мережі спостережень і високої точності вимірювань. У разі регіональної зйомки для виявлення локальних карстових структур точність визначення аномалій сили тяжіння в редукції Буге становить 0,08–0,1 мГал і

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету
Версія не для друку

вище. Детальну зйомку, метою якої є вивчення окремих карстових ділянок, виконують з точністю, не нижче 0,04 мГал.

Під час наземних досліджень карстових явищ в окремих випадках використовується також магнітометрія, термометрія, гамма-зйомка та деякі інші геофізичні методи.

Завданням детальних інженерно-геологічних досліджень на закарстованих територіях є також необхідність не тільки планового визначення місця розташування карстових порушень, але й отримання відомостей про їхнє розповсюдження на глибину масиву, характер і геотехнічні властивості заповнювача та навколишніх порід. Особливо важлива така інформація при підземному будівництві та експлуатації родовищ корисних копалин. Ці завдання вирішуються шляхом різного роду спостережень у внутрішніх точках геологічного середовища. Це геофізичні дослідження у свердловинах, у навколосвердловинному і міжсвердловинному просторі, геофізичне обстеження гірничих виробок, просвічування міжвиробкових і міжпечерних циліків і деякі інші спостереження.

Геофізичні дослідження у свердловинах дають можливість: визначати структурну приуроченість карстових проявів; виділяти закарстовані й тріщинуваті інтервали з уточненням у розрізі положення окремих порожнин; оцінювати відносну й абсолютну пустотність порід; характеризувати склад, властивості й стан заповнювача порожнин; визначати глибину залягання базису ерозії; вивчати зональність тріщинно-карстових підземних вод, визначати їхню мінералізацію й динамічні характеристики; з'ясовувати структуру фізичних полів, властивих даному масиву.

У разі свердловинних геофізичних досліджень основними видами робіт є електричний каротаж опорів (КО) і самочинної поляризації (СП), а також гамма-каротаж (ГК). Нижче рівня підземних вод кавернозні тріщинуваті зони виділяються на каротажних діаграмах різко зниженими значеннями уявного електричного опору ρ_y. Найбільш характерні для цих зон електричні опори – десятки і перші сотні омметрів. Діаграми ρ_y у межах закарстованих товщ порід характеризуються інтенсивно ламаною "пилкоподібною" формою. Аналіз дисперсії значень ρ_y уздовж стовбура свердловини дозволяє оцінити відносну, а у

Видавництво Національного гірничого університету
Версія для друку

сприятливих випадках і абсолютну закарстованість окремих інтервалів розрізу. Сама по собі діаграма електричного опору не дає можливості вирішити питання про те, у якому ступені карстові порожнини заповнені водою або глинистим матеріалом. Закарстовані зони на діаграмах самочинної поляризації (СП) виділяються екстремумами (максимумами або мінімумами), характер яких дозволяє у сприятливих випадках оцінити ступінь заповнення їх глинистим матеріалом.

Слід відмітити, що виділення карстових порушень у зоні аерації за допомогою каротажу опору і самочинної поляризації наштовхується на значні завади через складність створення гальванічного контакту між електродами і навколишнім середовищем. Електричний каротаж у межах зони аерації може бути виконаний безконтактними методами (індукційний, радіохвильовий та діелектричний каротаж).

При вивченні закарстованості масивів гірських порід досить інформативним є акустичний каротаж, що дозволяє за зростанням часу пробігу пружних хвиль Δt не тільки визначати положення закарстованих зон, але й кількісно оцінювати ступінь закарстованості та характеризувати склад заповнювача.

Для діагностики карстових порожнин з повітряним або сухим мінеральним заповнювачем у зоні аерації виконуються сейсмічні спостереження методом вертикального профілювання з реєстрацією поздовжніх і поперечних хвиль. Реєстрація пружних коливань здійснюється за допомогою багатоканальної сейсмостанції шляхом опускання у свердловину спеціального зонда з розташованими на ньому через 1 м сейсмоприймачами. Обробка результатів полягає у виділенні та кореляції поздовжніх і поперечних хвиль і побудові вертикальних годографів, за якими потім проводиться інтерпретація. Визначення й оцінка параметрів карстових порожнин виконується за кінематичними і динамічними характеристиками реєстрованих хвиль.

Застосування методів ядерного каротажу різноманітних модифікацій дає можливість вирішувати багато завдань, пов'язаних з вивченням петрофізичних властивостей заповнювача карстових порушень і визначати їхню приуроченість до окремих інтервалів свердловин. Ці спостереження можуть проводитися як у зоні аерації, так і повного водонасичення, причому наявність обсадних труб не є перепоною для їхнього здійснення.

Значна група свердловинних досліджень спрямована на спостереження за динамікою, температурою і мінералізацією тріщинно-карстових підземних вод. Наявне свердловинне геофізичне обладнання дозволяє безпосередньо визначати розміри незначних карстових порожнин за допомогою різних за своєю конструкцією каверномірів.

В окремих випадках при визначенні параметрів карстових печер користуються прийомами ехолотування. До свердловин, які зустріли порожнину, опускають зонд, що складається з випромінювача і приймача ультразвукових коливань. Зонд переміщують зверху вниз, причому одночасно випромінювач посилає імпульси коливань у різних напрямках. Реєстрована ехограма дозволяє визначати відстань до відбивних поверхонь, якими є стіни печери. У результаті визначаються її розміри й положення підвідних до неї ходів і галерей.

Місцезнаходження та розміри карстових порожнин, які перебувають у циліках розчинних порід між свердловинами і гірничими виробками, визначаються різними геофізичними методами, що мають загальну назву "просвічування". Методи просвічування різноманітні як за характером досліджуваних фізичних полів, так і за технічними особливостями їхнього виконання.

На сучасному етапі при вивченні карстових порушень часто застосовують сейсмоакустичне просвічування. Вимірюється час пробігу пружних хвиль між випромінювачем і приймачем, розташованими в різних свердловинах або виробках. Реєстровані максимуми часів пробігу і інші аномальні ознаки проходження пружних коливань через цілик, дозволяють оцінити глибину залягання й геометричні параметри порушень. Наявність навколо них розущільнених зон значно підвищує роздільну здатність методу.

Практичне застосування мають методи, засновані на аналізі значень уявних електричних опорів або складових напруженості електричного поля у свердловинах (гірничих виробках). Електромагнітне поле створюється джерелами, розташованими в сусідніх свердловинах (виробках). Змінюючи положення живильних і приймальних електродів, можна визначити наскільки вимірювані параметри певних об'ємів гірських порід відрізняються від

тих же параметрів для умов однорідного середовища. Якщо в межах такого об'єму розташована карстова порожнина з достатніми для фіксації розмірами, заповнена провідним або, навпаки, непровідним матеріалом, то вона буде виявлена. Спеціальні методи аналізу спостережень дозволяють визначати її місце розташування й геометричні параметри.

З метою обстеження міжсвердловинного (міжвиробкового) простору застосовується також радіохвильове просвічування. У випадку радіохвильового просвічування на проходження електромагнітних коливань високої частоти мають сукупний вплив як електричний опір, так і діелектрична проникність. Остання може змінюватися для заповнювача карстових порожнин від 1 (повітря) до 81 (вода). Змінюючи взаємне розташування випромінювача і приймача у свердловині або в гірській виробці, визначають місце розташування порушення, його розміри і властивості заповнювача.

Висока роздільна здатність та інформативність геофізичних методів при вивченні карстових процесів доведена на багатьох прикладах у різних регіонах країни, у тому числі на ділянках, що зазнають техногенного впливу. Основні переваги геофізичних методів: оперативність, екологічна чистота й невелика вартість. В умовах закритої території і значної глибини залягання порід, схильних до карстування, геофізичні дослідження дозволяють раціональніше використовувати обсяги буріння. Останнє досить важливо, оскільки механічний розтин (свердловиною) цих утворень або з'єднання водоносних горизонтів посилює (активізує) карстовий процес.

4.3.3. Досвід застосування геофізичних методів при вивченні карсту

Для прикладу в підрозділі наводяться результати геофізичних досліджень на Любенському родовищі самородної сірки. Родовище розташовано в північно-західній частині Передкарпатського сірконосного басейну на території Львівської області. Завдання, які вирішувались геофізичними методами, включали два основні напрями.

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

1. Структурно-картувальні завдання: визначення глибини і характеру залягання докосівської поверхні; оконтурювання гіпсокарбонатних відкладів тираської світи верхнього тортону; простеження тектонічних порушень; визначення потужності четвертинних відкладів і рельєфу корінного ложа.

2. Карстологічні завдання: виявлення зон закарстованості в сірконосних вапняках і гіпсоангідритах тираської світи; установлення ділянок фільтрації поверхневих і підземних вод.

Успішному вирішенню цих завдань сприяли відповідні фізико-геологічні передумови. Основним об'єктом дослідження на ділянці була товща сульфатно-карбонатних відкладів тираської світи верхнього тортону – продуктивні сірчисті утворення. Вони служать маркувальним опорним геоелектричним горизонтом, породи якого добре розчинні і здатні до карстування. Знизу їх підстеляють вапняки й пісковики нижнього тортону, які за фізичними параметрами не відрізняються від порід тираської світи. Перекривається цей горизонт глинистою товщею косівської світи з потужністю $m = 0–40$ м, сарматських піщано-глинистих відкладів ($m = 10–90$ м) і четвертинними відкладами з високою проникністю (супіски, піски, глини, торфовища, $m = 2{,}5–40$ м).

Загалом геоелектричний розріз осадочних порід тришаровий типу Н з контрастною зміною опорів шарів (90–130; 5–25; 250–500 Ом·м), що дозволило впевнено картувати дві межі поділу порід – докосівську поверхню і підошву четвертинних відкладів. Закарстованість і тріщинуватість порід призводить до певної зміни геоелектричного розрізу, знижуючи опір шарів, що служить критерієм діагностики зон фільтрації та розвитку карсту (як правило, заповненого уламковим і глинистим матеріалом).

Основними факторами розвитку карсту є водонасичення надгіпсового водоносного горизонту метасоматичних вапняків і швидкість фільтрації розчинів між водоносними горизонтами.

Основна роль при вирішенні геологічних завдань відведена методу ВЕЗ у площовому варіанті по мережі 250×100 м і 500×200 м (максимальні розноси лінії живлення АВ = 300–1000 м). Площові роботи доповнювалися виконанням профільних ВЕЗ із кроком 100–200 м і деталізацією із кроком 50 м. На частині площі виконано зйомку методом ПЕП по мережі 100×25 м.

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Верзія для друку

Зіставлення даних ВЕЗ і результатів буріння дозволило встановити кількісні залежності між кутом нахилу правої висхідної асимптоти кривої ВЕЗ і потужністю закарстованих порід тираської світи, ступенем закарстованості й фільтраційними властивостями покривної товщі.

У результаті обробки отриманих даних складено комплект карт, які супроводжуються геолого-геофізичними розрізами на опорних профілях, у тому числі:

– карта ізоом ρ_v при АВ = 9 м (відображає літологічний склад і фільтраційні властивості четвертинних відкладів);

– карта ізоом $\rho_{v,\min}$ (характеризує ступінь тріщинуватості або водопроникність косівських глин);

– карта кутів нахилу асимптот кривих ВЕЗ (α) – відображає ступінь закарстованості продуктивного гіпсокарбонатного горизонту;

– карти ізопотужностей четвертинних і неогенових відкладів (Q і Q + N t_{2ks}), що перекривають продуктивну товщу;

– результативні карти: структурно-тектонічна й карта закарстованості площі родовища.

Приклади типового геолого-геофізичного розрізу району робіт і найбільш інформативних карт ілюструються на рис. 4.16–4.21.

За результатами виконаних досліджень визначено контури поширення гіпсокарбонатного горизонту тираської світи. Виділені Седлицька і Косовецька зони інтенсивної закарстованості й Любенська смуга монолітних гіпсокарбонатних порід, де карст відсутній. Карстоутворення пов'язано з наявністю "вікон" у водопроникних надтираських теригенних відкладах. Непроникному водотриву косівської світи відповідають монолітні незакарстовані підстильні розчинні породи. Слід відзначити, що в карстоутворенні відіграють важливу роль інфільтраційні процеси. За даними зйомки природного електричного поля встановлюється напрямок водотоку в зонах підвищеної фільтрації в теригенних утвореннях.

Сукупність отриманих геофізичних даних використана для раціонального ведення геолого-розвідувальних робіт і має довготривалу практичну цінність на наступних етапах при експлуатації родовища, промисловому і цивільному будівництві в районі досліджень.

Видавництво Національного університету "Львівська політехніка" Електронний архів бібліотеки НУ "ЛП" для друку

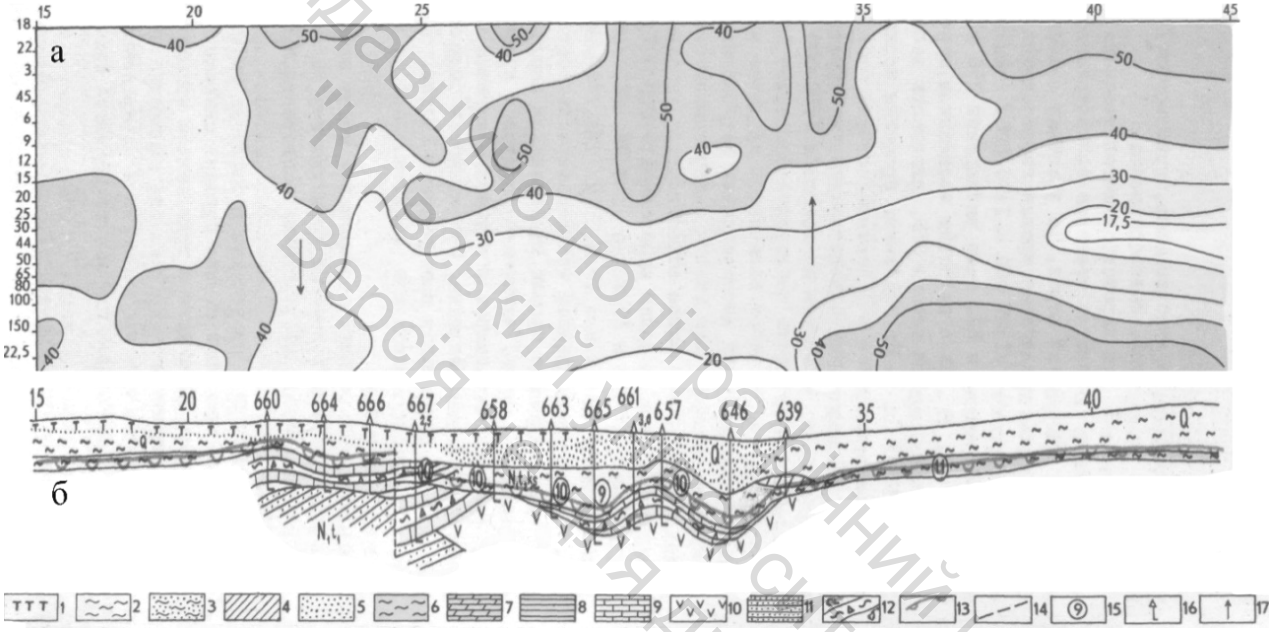


Рис. 4.16. Типовий геолого-геофізичний розріз району досліджень:
а) вертикальний розріз уявного опору $\rho_{\text{у}}$; б) геоелектричний розріз. Четвертинна система: 1 – торфовики; 2 – глини; 3 – суглинки; 4 – супіски; 5 – піски. Неогенова система: косівська світа: 6 – глини, 7 – мергель, 8 – пісковики; тираська світа: 9 – вапняк, 10 – гіпсоангідрит, 11 – пісковик, 12 – карст пустотний (а), заповнений (б), 13 – покрівля опорного геоелектричного горизонту, 14 – тектонічні порушення, 15 – питомий електричний опір надопорних відкладів, 16 – свердловини, 17 – напрямок фільтрації підземних вод.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія для друку

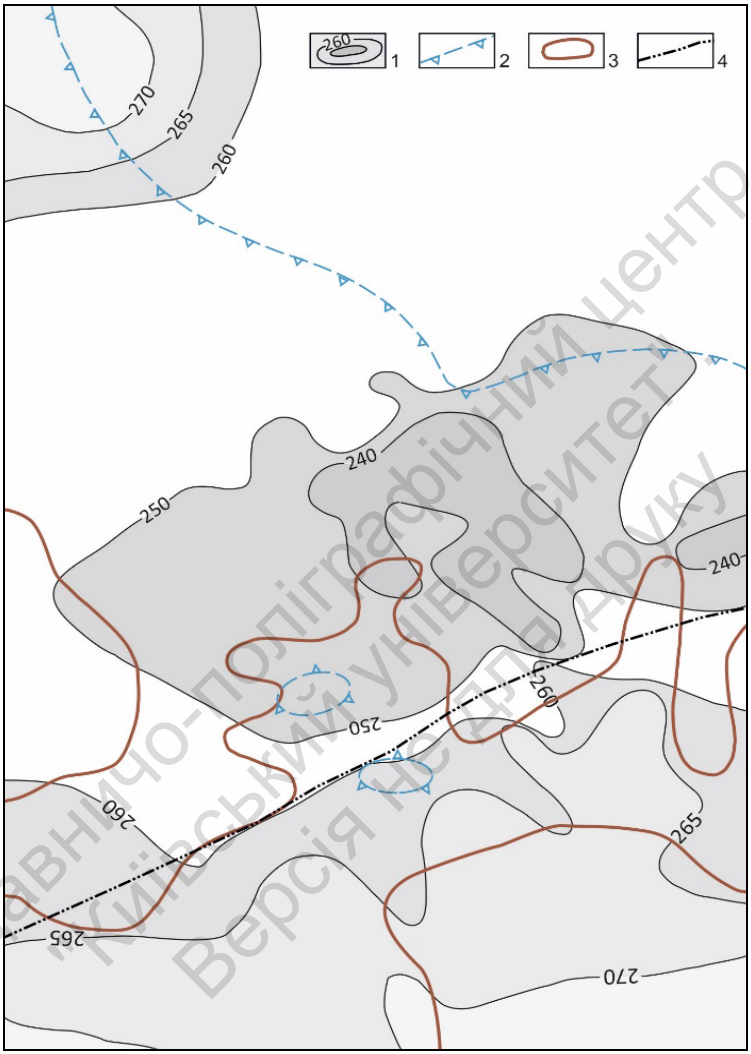


Рис. 4.17. Структурна карта покрівлі опорного горизонту Любенської ділянки:
1 – ізогіпси покрівлі відкладів тираської світи; 2 – контури поширення карсту порід (гіпсоангідрити, вторинні вапняки, сірконосні вапняки); 3 – область відсутності відкладів косівської світи (водотриву); 4 – тектонічне порушення

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія ЧЕРЕЗ ДРУКУ

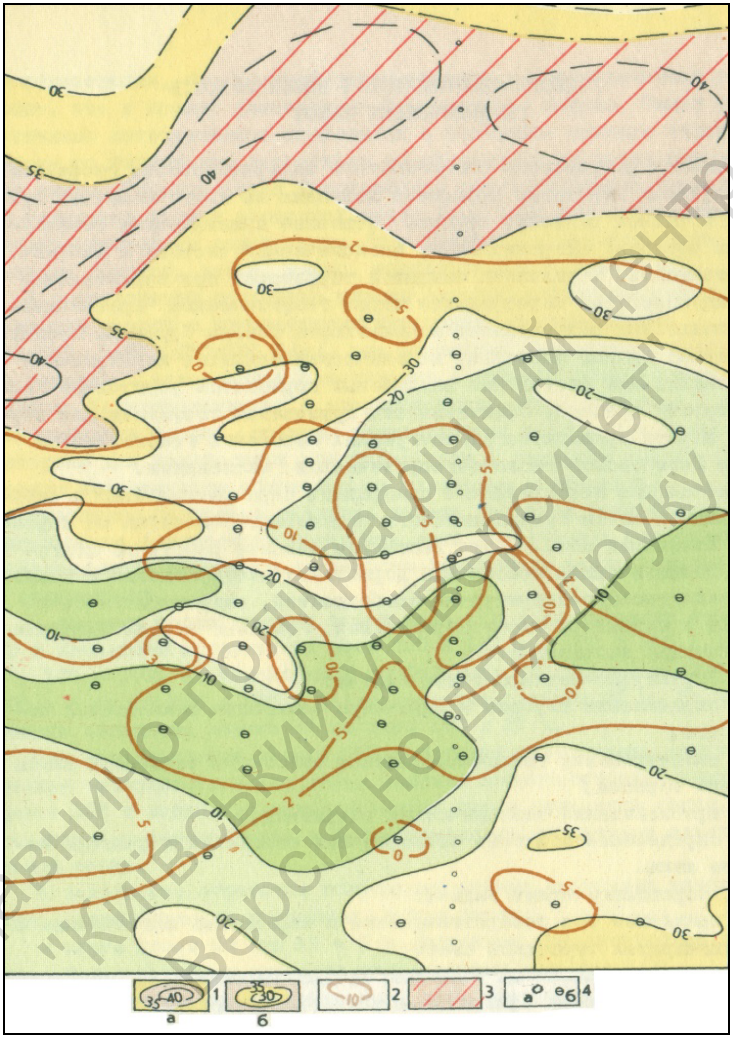


Рис. 4.18. Карта кутів нахилу α асимптот кривих вертикального електричного зондування і потужності закарстованих порід:

1 – ізолінії кутів нахилу α: інтервал 35–45° відповідає монолітним (а), 10–35° – тріщинуватим закарстованим (б) породам тираської світи; 2 – ізопахіти закарстованих порід за даними буріння; 3 – зона відсутності карсту або його слабкого розвитку; 4 – свердловини (а), у тому числі, які розкрили карст (б)

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія не для друку

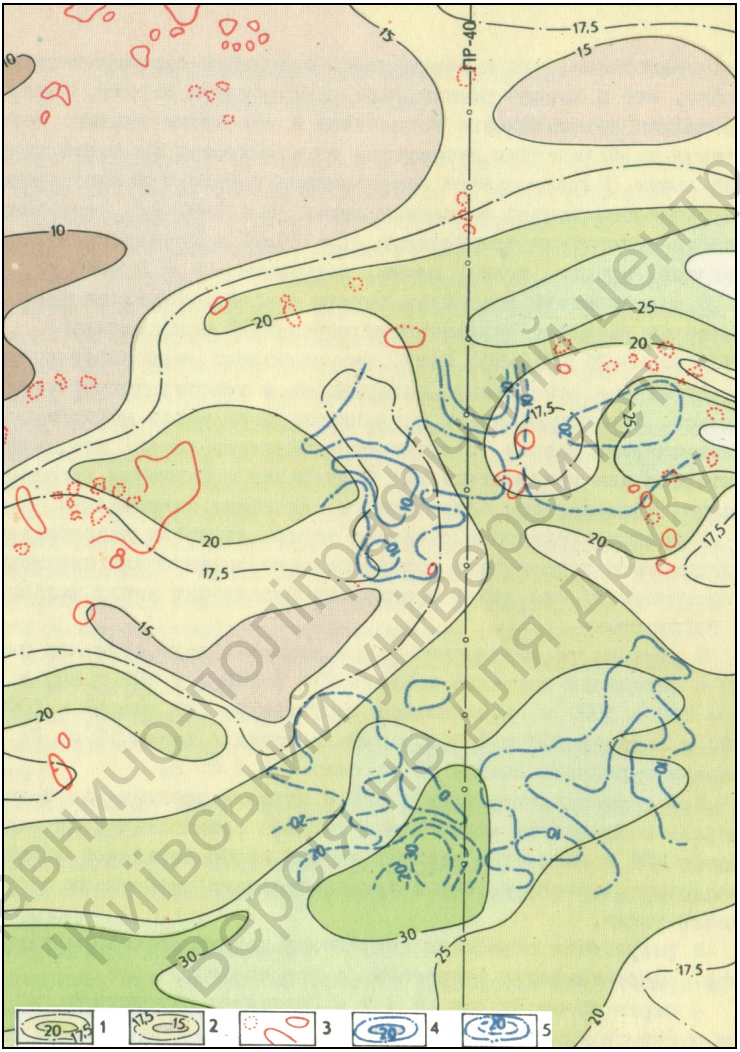


Рис. 4.19. Карта ізоом $\rho_{v,min}$ Любенської ділянки за даними вертикального електрозондування:

1 – поле підвищених значень $\rho_{v.min}$ (відповідає водопроникним породам чохла, $Q + N_{1\,ks}$); 2 – поле низьких значень $\rho_{v,min}$ (відповідає слабкопроникним породам чохла, $Q + N_{1\,ks}$); 3 – карст. Ізолінії потенціалу природного електричного поля: 4 – позитивні; 5 – негативні

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

Рис. 4.20. Карта ізопахіт надкарстової теригенної товщі, Q + $N_{1\ ks}$:
1 – ізопахіти надкарстової теригенної товщі, Q + $N_{1\ ks}$;
2 – тектонічне порушення;
3 – лінія геолого-геофізичного розрізу (ПР 40)

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету
Версія не для друку

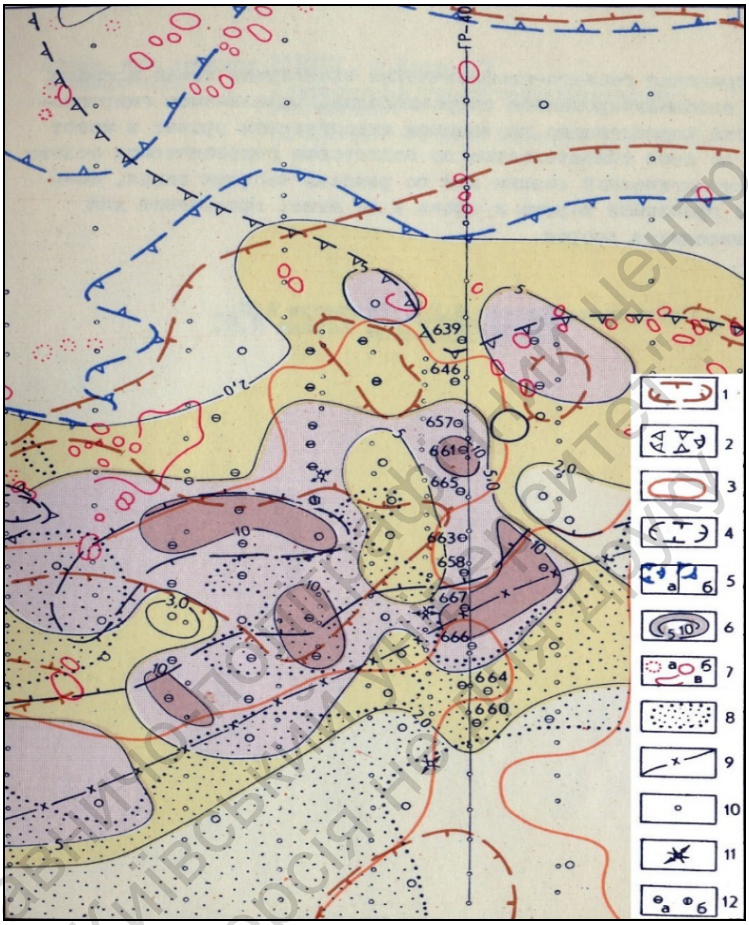


Рис. 4.21. Карта закарстованості Любенської ділянки:
контури поширення карсту порід за даними буріння: 1 – гіпсоангідріти, 2 – метасоматичні вапняки, 3 – сірконосні вапняки; контури геологічних утворень за геофізичними даними: 4 – водопроникні породи покривного чохла; 5 – гіпсокарбонатні закарстовані (а) і незакарстовані (б) породи тираської світи; 6 – ізопахіти закарстованих порід за даними буріння; 7 – карст: а) осідання, б) воронки, в) долини; 8 – зони інфільтрації поверхневих вод (підвищені значення уявного опору при АВ = 9 м); 9 – тектонічні порушення; 10 – точки вертикального електрозондування; 11 – напрямок тріщинуватості за даними кругових вертикальних електрозондувань; 12 – свердловини, що виявили заповнений (а) і порожній (б) карст.

Видання Національного університету "Київський політехнічний інститут" Електронна версія

Контрольні запитання

1. Назвіть основні види екзогенних геологічних процесів, для вивчення яких застосовуються методи геофізики.

2. Охарактеризуйте раціональний комплекс геофізичних методів при вивченні підтоплення земель.

3. Для вирішення яких завдань при вивченні підтоплення застосовується електророзвідка?

4. Які особливості застосування електрометричних методів при вивченні підтоплення земель?

5. Для вирішення яких завдань при вивченні підтоплення застосовується сейсморозвідка?

6. Які завдання вирішує електророзвідка при вивченні зсувів?

7. Для вирішення яких завдань при вивченні зсувів застосовується сейсморозвідка?

8. Які фізико-геологічні передумови застосування еманаційного методу для вивчення зсувів?

9. Які завдання вирішує магнітометрія при вивченні зсувів?

10. Які електрометричні методи найчастіше застосовуються при вивченні карсту?

11. Які завдання вирішує електророзвідка при вивченні карсту?

12. Які фізико-геологічні передумови застосування сейсморозвідки при вивченні карсту?

13. Складіть раціональний комплекс геофізичних методів при вивченні карсту.

Література: [2, 3, 7, 8, 9, 10, 11, 13, 19, 26, 34, 52, 54]
[8, 9, 11, 13, 16, 19, 27, 30, 32, 47, 51].

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія не для друку

Розділ 5

ІНЖЕНЕРНО-ГЕОФІЗИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ПРИ РІЗНИХ ВИДАХ БУДІВНИЦТВА

Геофізичні дослідження проводять на всіх стадіях вишукувань під промислове і цивільне будівництво: стадії передпроектної документації; стадії проекту; стадії підготовки робочих документів.

На першій стадії використовують дані аерокосмічних методів, що дозволяють отримати загальну характеристику інженерно-геологічних і гідрогеологічних умов ділянки передбачуваної забудови. У разі необхідності (слабка вивченість, складні умови) зазначені методи доповнюються геофізичними дослідженнями на одному-трьох опорних профілях із застосуванням електророзвідки ВЕЗ, сейсморозвідки МЗХ, іноді магнітометрії та гравіметрії.

На другій стадії (стадія проекту) геофізичні дослідження виконуються в більшому обсязі, часто з проходкою гірських виробок, які розміщуються з урахуванням забезпечення кількісної інтерпретації геофізичних матеріалів. Детальність геофізичних досліджень відповідає зйомці масштабів 1 : 2000–1 : 5000. Детальність досліджень підвищується зі збільшенням складності інженерно-геологічних умов (виділяються три категорії складності: проста, середня і складна). Крім того, має значення і клас проектованої споруди (виділяються I, II, III класи).

Основний вид геофізичних досліджень на стадії проекту – площова зйомка. Залежно від характеру вирішуваних завдань використовується електророзвідка (електропрофілювання та електрозондування), сейсморозвідка КМЗХ, магніторозвідка (мікромагнітна зйомка), а також геофізичні дослідження свердловин. Відстань між геофізичними профілями змінюється зазвичай у межах 100–500 м. Відстань між профілями для складної категорії інженерно-геологічних умов може зменшу-

Видавничий центр Київського університету

ватися до 50 м. У сейсмічних районах обов'язковим є сейсмічне мікрорайонування досліджуваної площі.

На стадії робочої документації виконуються спеціальні види геофізичних робіт з прив'язкою до конкретних споруд: вивчення корозійних властивостей ґрунтів, агресивності підземних вод до бетону тощо. Для особливо відповідальних споруд і в умовах складної категорії виконуються міжсвердловинні просвічування за допомогою пружних або електромагнітних хвиль. У цьому випадку виконуються також повторні геофізичні дослідження з прокладанням профілів по периметру споруди, що проектується.

За весь час досліджень на об'єкті проводяться режимні геофізичні спостереження, які починаються на стадії проекту. Глибинність геофізичних досліджень зазвичай визначається областю дії проектованої споруди. Однак у ряді випадків доцільно виконувати дослідження на більшу глибину, наприклад при вивченні розвитку карсту, зсувів та інших небезпечних геологічних процесів.

5.1. Комплекс геофізичних досліджень для забезпечення будівництва атомних і теплових електростанцій

Проектні роботи з метою будівництва атомних і теплових електростанцій виконуються за трьома стадіями: техніко-економічне обґрунтування (ТЕО), проект і робоча документація. Відповідно до зазначених стадій проводяться геолого-геофізичні вишукування. При вишукуваннях під атомні електростанції разом з традиційними інженерно-геологічними і геотехнічними дослідженнями досить широко використовують також різні модифікації геофізичних методів. Слід відмітити, що при інженерно-геофізичних дослідженнях межі між наведеними вище стадіями досить умовні.

Основним завданням інженерно-геологічних досліджень на стадії ТЕО є вибір майданчика для розміщення АЕС або ТЕС. При цьому особливо важливим є простеження тектонічних порушень різних порядків, які можуть впливати на локальні зміни

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету
Версія не для друку

сейсмічності майданчиків розміщення АЕС або ТЕС. Завдання вирішуються переважно методами електророзвідки і сейсморозвідки, за сприятливих умов застосовуються магніторозвідка та гравірозвідка. У районах, в яких існує імовірність розвитку карстових процесів, виконуються електророзвідувальні роботи для пошуку й оконтурювання зон імовірної закарстованості та підвищеної тріщинуватості. Вирішуються завдання літологічного розчленування порід. При цьому застосовуються методи електророзвідки, сейсморозвідки й виконується каротаж у пробурених свердловинах. Детально комплекс геофізичних методів при вивченні карсту наведено в підрозд. 4.3.

На стадії проекту з більшою детальністю вирішують зазначені вище завдання стадії ТЕО. Роботи в основному зосереджують на двох-трьох перспективних майданчиках або на обраному майданчику. При дослідженні геологічного розрізу в основному застосовуються методи електророзвідки і сейсморозвідки. В окремих випадках застосовується гравіметрія.

Геолого-геофізичними методами детально досліджується верхня частина розрізу. При вивченні ґрунтів виділяють ділянки поширення пісків, супісків, суглинків і глин і визначають їхні деформаційні характеристики за допомогою комплексу геофізичних методів. У разі розташування майданчика АЕС або ТЕС на напівскельних і скельних породах їхні деформаційні характеристики визначають за допомогою сейсморозвідки та каротажу.

Проводиться розчленування розрізу з виділенням найтонших шарів і прошарків порід за даними каротажних досліджень, у тому числі радіоактивного каротажу. Виконуються сейсмічне і радіохвильове просвічування міжсвердловинних ціликів.

Під час складання робочої документації проводяться додаткові дослідження для з'ясування або уточнення окремих питань, що виникають при проектуванні. Шляхом сейсмоакустичних лабораторних досліджень, виконаних на зразках (у комплексі з геотехнічними), а також у свердловинах і за результатами сейсмоакустичного просвічування визначають міцність окремих різновидів порід, пористість, густину і вологість. При цьому використовують різні модифікації каро-

тажу (переважно радіоактивного: ГК, ГГМ, ННМ) і лабораторні петрофізичні дослідження.

У разі розташування АЕС або ТЕС на пухких ґрунтах за даними сейсморозвідки визначають глибину залягання ґрунтових вод. На основі визначених властивостей сухих пухких ґрунтів з використанням наявного досвіду і статистичних даних виконується прогноз водно-фізичних властивостей цих порід на випадок їхнього можливого зволоження й обводнення в результаті підйому ґрунтових вод або з інших причин.

Можливості геофізичних методів при вирішенні зазначених вище завдань більш детально наведено в розд. 1.

Дослідження ділянок майбутнього будівництва атомних електростанцій передбачає обов'язкове вивчення сейсмічності досліджуваного району. Вивчаються сейсмічні властивості ґрунтів і порід верхньої частини розрізу, визначаються швидкості поздовжніх і поперечних хвиль, декременти згасання сейсмічних хвиль для різних літологічних типів порід (по глибині й у плані) з метою врахування цих даних під час розрахунків сейсмічності майданчика АЕС (ТЕС). Сейсмічність району розташування АЕС (ТЕС) оцінюється шляхом застосування методів, наведених у підрозд. 5.5.

5.2. Комплекс геофізичних досліджень при будівництві гідротехнічних споруд

Основними завданнями гідротехнічного будівництва є зведення гребель гідроелектростанцій з комплексом споруд: будівель станції, деріваційних і транспортних тунелів. Крім того, у народному господарстві споруджуються греблі, канали різного призначення (транспортні, зрошувальні тощо). Геофізичні методи широко застосовуються для обґрунтування проектів гідротехнічних споруд.

На різних стадіях проектування і будівництва необхідно вирішувати значну кількість завдань, що, у свою чергу, передбачає використання багатьох геофізичних методів. Найчастіше раціональний комплекс геофізичних методів розробляється шляхом дослідно-методичних робіт. В окремих випадках раціональний

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія не для друку

комплекс геофізичних методів розробляється, спираючись на досвід робіт на об'єктах-аналогах.

За специфікою інженерно-геологічних вишукувань можна виділити такі гідротехнічні споруди: греблі, дамби, будівлі гідроелектричної станції та лінійні споруди типу каналів. Перші три об'єкти є досить відповідальними в економічному, соціальному та екологічному відношеннях і характеризуються високими вимогами до стійкості фундаментів і параметрів фільтрації води.

У межах України споруджено каскад гідроенергетичних комплексів на р. Дніпро, у тому числі Київське, Канівське, Кременчуцьке, Каховське водосховища, що мають протяжність 75–120 км при ширині до 30 км. Південно-західні борти їх круті, місцями внаслідок підпору вод басейнів зсувонебезпечні; північно-східні береги пологі, заплавна частина долин на значній площі затоплена. На лівобережжі у верхах Кременчуцького водосховища на великій території відбувається мілководне замулювання. Надзаплавна тераса лівобережжя обмежена дамбами і підтоплена. Тут забудови можуть наражатися на небезпеку руйнування, а грунти сільгоспугідь – засоленню, оглеєнню, заболочуванню, що призводить до зниження врожайності сільськогосподарських культур. За простяганням усі згадані водосховища тяжіють до зони глибинного діагонального розлому, що розмежовує УЩ і ДДЗ, а гребля Кременчуцького водосховища взагалі розміщена на лінії меридіонального Світловодського тектонічного порушення.

На рис. 5.1 наведено фрагмент тектонічної карти Українського кристалічного щита (УКЩ), що демонструє складну розломно-блокову структуру району розміщення ГЕС на р. Дніпро.

Детально розривні структури в зоні каскадів водосховищ геофізичними методами не вивчались, геодинамічні дослідження з оцінкою сейсмічності районів гребель не проводилися. Тому при сучасних підвищених вимогах до екологічної безпеки та оцінки антропогенного впливу на природу необхідно приступити до планомірного вивчення геоструктурної, гідрогеологічної та екологічної обстановки (моніторингу природного середовища) у зоні дії каскаду водосховищ р. Дніпро. При цьому суворо обов'язковим є дотримання стадійності робіт: *попередні* дослі-

Видавничий центр КНУ ім. Т. Шевченка

дження з обґрунтування вибору місця спорудження (нових об'єктів); *супровідні* – під час будівництва об'єкта і наступні *моніторингові* – під час експлуатації об'єкта.

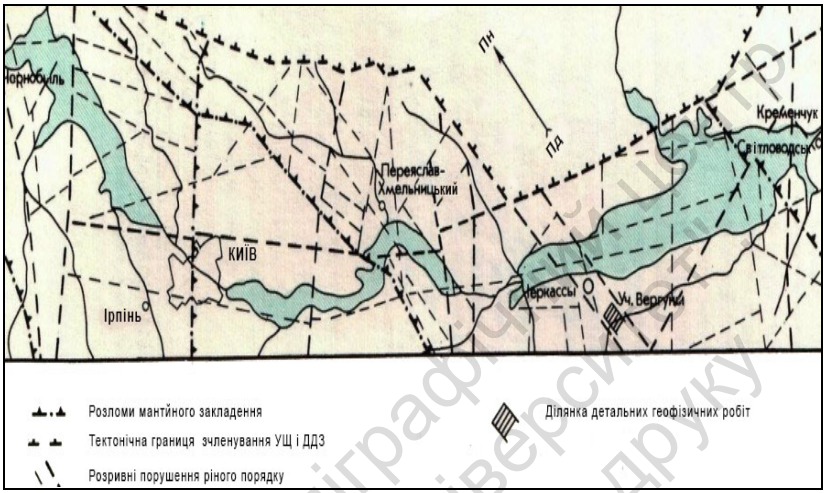


Рис. 5.1. Фрагмент тектонічної карти Українського кристалічного щита району розміщення гідроелектростанції на р. Дніпро

Порушення стадійності або повне нехтування спеціальними геолого-геофізичними дослідженнями в зоні гідротехнічних споруд загрожує аварійними ситуаціями аж до катастрофічних.

Під час будівництва та експлуатації великих гідротехнічних споруд виникає сукупність взаємопов'язаних аспектів економічного, геологічного та екологічного змісту, які заздалегідь мають прогнозуватися і враховуватися. Значну увагу в обґрунтуванні оптимального варіанта будівництва необхідно приділяти попереднім геолого-геофізичним дослідженням з метою вивчення геолого-структурної будови площі забудови, інженерно-геологічних умов і оцінки можливого впливу споруди на навколишнє середовище. Надалі в процесі будівництва і під час експлуатації об'єкта виконуються моніторингові дослідження, призначені для натурного спостереження за змінами геологічного середовища в зоні прилеглої території. Обов'язковість геолого-геофізичних досліджень у районі проектованих гідровузлів з

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Версія для друку

метою прогнозування можливих геологічних змін під впливом майбутньої гідротехнічної споруди випливає з численних прорахунків в обґрунтуваннях подібних будівництв.

У складі геологічного комплексу авангардну роль виконують геофізичні методи, які застосовуються як на етапі вивчення геологічної будови території забудови, так і на етапі режимних спостережень за зміною геологічного середовища. Такими типовими змінами можуть бути: замулювання дна водосховища, порушення фільтраційних властивостей порід геологічного розрізу, якісні зміни ґрунтів з утратою їхньої родючості, посилення зсувних явищ на крутих бортах водойм. Ці процеси необхідно вивчати, прогнозувати з метою застосування відповідних захисних заходів.

Отже, на етапі проектування гідротехнічної споруди до типових завдань геофізичних робіт належать:

– вивчення розривної тектоніки, у тому числі глибинних, довгоіснуючих розломів у зоні греблі й території, що затоплюється;

– прогнозування геологічного розрізу в осьовій частині водойми і на поперечних перетинах;

– літологічне розчленування порід осадочного чохла;

– вивчення гідрогеологічних особливостей району гідротехнічної споруди;

– визначення водно-фізичних характеристик ґрунтів і порід ВЧР до затоплення як фонової інформації для подальшого спостереження за змінами геологічного середовища;

На етапі будівництва та експлуатації гідротехнічної споруди до завдання геофізичних робіт входять:

– вивчення будови і динаміки зсувонебезпечних ділянок крутого борту водосховища;

– контроль гідрогеологічної обстановки в прибортовій зоні;

– прогнозування підтоплень територій у знижених частинах прибережної зони;

– режимні (моніторингові) спостереження за якісною зміною ґрунтів і порід ВЧР та їхньої водопроникності;

– вивчення накопичення донних осадків водойми з оцінкою запасів сапропелевих утворень, придатних для добрив.

Видавництво «Навчальний центр Київський університет» Версія не для друку

Різноплановість завдань геофізичних досліджень у районах гідротехнічних споруд визначає диференційований підхід до вибору засобів їхнього вирішення. На етапі проектування гідротехнічного об'єкта мають передбачатися глибинні дослідження для вивчення будови основи майбутнього водосховища і виявлення елементів розривної тектоніки в кристалічних породах фундаменту. Останні різко відрізняються за електричними і пружними властивостями від перекривних пухких порід. Це дозволяє застосовувати методи електрозондування і сейсмопрофілювання для картування поверхні кристалічного фундаменту і виявлення тектонічних зон. Осадочний чохол може бути представлений різними за складом, густиною та обводненням утвореннями. Піски, глини, суглинки, супіски тощо мають досить чіткі відмінності за електропровідністю та пружними параметрами. Тому критерії виділення різновидів порід у розрізі, оцінка водопроникності, визначення рівня ґрунтових вод за геофізичними параметрами досить надійні. Екзогенні процеси в результаті підтоплень виражаються в якісних змінах ґрунтів і порід ВЧР (ерозія ґрунтів, засолення, оглеєння тощо), що призводить до зміни властивостей геологічного середовища і, відповідно, характеру геофізичних полів. Відповідно до змін фізичних характеристик можна судити про ступінь розвитку вторинних явищ.

Прогнозування зсувних ділянок базується на вивченні мікродинаміки напружених мас порід, яка характеризується специфікою фізичного стану і знаходить відображення у вимірюваних геофізичних полях. Такі ділянки досліджуються геофізичними зйомками в часі з вимірюванням параметрів магнітного, електричного і сейсмохвильового полів.

Донні осадки вивчаються електрозондуванням завдяки наявності двох геоелектричних меж поділу: вода – мул і мул – породи ложа.

5.2.1. Раціональний комплекс геофізичних досліджень

Виходячи з конкретних завдань і геологічної обстановки, комплекс геофізичних методів і детальність робіт можуть варіювати. З метою обґрунтування оптимальної й найбільш безпечної в екологічному відношенні ділянки для спорудження гідро-

вузла геофізичними методами вивчається характер поверхні кристалічного ложа водосховища, склад порід у різнорідних блоках, визначаються розривні порушення з виділенням потенційно сейсмоактивних зон розломів глибокого закладення.

До складу комплексу для вирішення цих завдань входять:

– гравіметрична зйомка масштабу 1 : 50 000;

– магніторозвідка масштабу 1 : 50 000–1 : 25 000;

– електророзвідка МТЗ, ЗС за серією перетинів долини ріки;

– сейсморозвідка СГТ і КМЗХ на окремих профілях.

Завдання розчленування товщі осадочних порід, що перекривають кристалічний фундамент, вивчення їхніх фізико-механічних властивостей, водопроникності, оцінки РГВ у зоні затоплення і в бортах водосховища вирішується з використанням методів електророзвідки (ВЕЗ, ВЕЗ-ВП), сейсморозвідки МЗХ, пенетраційно-каротажних досліджень і параметричного буріння. Детальність робіт відповідає масштабу 1 : 50 000. Матеріали цих досліджень використовуються як базові при вивченні змін середовища під впливом споруди.

У період будівництва та експлуатації гідротехнічної споруди проводяться режимні дослідження, які включають періодично повторювані геофізичні зйомки для контролю змін природного середовища. Комплекс методів включає методи, що забезпечують спостереження за якісною зміною характеристик ґрунтів і зміни РГВ, площі підтоплень, напружених зсувонебезпечних ділянок у бортах водосховища.

Залежно від конкретних завдань застосовуються такі методи:

– аерокосмічний моніторинг (періодичні аерокосмічні дистанційні зйомки масштабу 1 : 200 000–1 : 50 000) з метою постійного спостереження за станом і змінами геологічного середовища;

– ВЕЗ, ВЕЗ-ВП у масштабі 1 : 50 000 для контролю гідрогеологічної обстановки та змінами ґрунтів і порід ВЧР;

– електропрофілювання (СЕП, ДЕП) і сейсмопрофілювання МЗХ на окремих профілях для уточнення геологічних меж і зон розриву;

– сейсмоакустичне просвічування;

– потенціометрична зйомка (визначення pH, Eh ґрунтів) масштабу 1 : 50 000–1 : 25 000 для вивчення окисно-відновних властивостей середовища;

Видання зроблено Видавничим центром Вінницького національного технічного університету. Вінниця, не для друку!

– мікромагнітна зйомка і метод зарядженого тіла для виявлення ознак напружених зсувонебезпечних мас у бортах басейну.

Комплексні геофізичні дослідження повинні тісно поєднуватися з натурними спостереженнями за зміною гідрогеологічної обстановки і вторинними процесами в ґрунтах з опробуванням і вивченням мінерального складу вод басейну, ґрунтових вод, порід розрізу і ґрунтів.

5.2.2. Геофізичні дослідження з метою вибору проммайданчика гідроелектростанції "Сенже"

Як приклад наведемо результати геофізичних досліджень для забезпечення будівництва ГЕС "Сенже".

У загальному плані територія майданчика ГЕС "Сенже" на річці Веле (Екваторіальна Гвінея) розташована в межах західної частини Африканського кристалічного щита в зоні зчленування морфоструктур, різних за новітньою тектонікою. На формування рельєфу цокольних рівнин щита великий вплив мають системи регіональних розривних порушень, відомі як грабен Беніто і приокеанічний розлом. Результатом їхньої взаємодії стало формування контрастного рельєфу, ускладненого височинами – горстами та зниженнями – грабенами.

Докембрійські кристалічні породи представлені тут діабазами, гранодіоритами та гнейсами, різною мірою тріщинуватими.

Слід відмітити, що масиви скельних порід у верхній частині розрізу (до 100 м) являють собою складно побудовані геологічні середовища, що характеризуються різкою просторовою мінливістю фізичних властивостей, недостатньою чіткістю і витриманістю меж, що розділяють ділянки з різними параметрами, істотною неоднорідністю та анізотропією властивостей порід. Для гірського масиву характерна складна геологічна будова: комплекс метаморфічних порід, розбитий значною кількістю розломів і пов'язаних з ними зон тріщинуватості, за якими відбулося два цикли утворення інтрузій.

На докембрійських кристалічних породах території практично суцільне поширення має кора вивітрювання, утворення якої контролювалось специфічними кліматичними умовами, тектонічним режимом, складом материнських гірських порід, геологіч-

Вибрані лекції з інженерної геології. Навчальний центр "Експерт" для ДУКу

ною і тектонічною будовою окремих ділянок. Кора вивітрювання має площинний характер залягання і відсутня в місцях виходу на денну поверхню кристалічних порід. Вона характеризується зональною будовою, при цьому переходи між зонами поступові, а межі нечіткі.

Слід відмітити, що на території розміщення майданчика ГЕС "Сенже" раніше не виконувались будь-які геолого-геофізичні дослідження. Для простеження глибини залягання покрівлі кристалічних порід і оцінки їхнього ступеня тріщинуватості виконано комплекс геофізичних досліджень: електророзвідка – методами вертикального електричного зондування і симетричного електропрофілювання, а також сейсморозвідка кореляційним методом заломлених хвиль.

Вертикальне електричне зондування виконано на окремих профілях з метою геоелектричного розчленування розрізу, виділення монолітних і тріщинуватих зон у кристалічних породах. Електророзвідка в модифікації симетричного дворозносного електропрофілювання призначалася для детального геоелектричного вивчення території досліджень по латералі, перш за все для виявлення тектонічних порушень, зон підвищеної тріщинуватості кристалічних порід.

Сейсморозвідка КМЗХ виконувалась на аномальних ділянках по окремих профілях з метою деталізації при виділенні монолітних і тріщинуватих зон у кристалічних породах.

У процесі польових досліджень проведено оперативну обробку та якісну інтерпретацію матеріалів електророзвідки з метою оперативного забезпечення геофізичної основи для вирішення першочергових завдань геологічної зйомки – установлення основних елементів структурної будови території досліджень. Особливості будови геологічного розрізу по вертикалі за даними електророзвідки наведені на вертикальних розрізах уявного опору ρ_y. Крім того, з метою якісної характеристики геологічного розрізу за матеріалами геоелектричних досліджень побудовано комплект карт ("зрізів") уявного електричного опору ρ_y для різних розносів лінії АВ (АВ = 12, 20, 40, 80 м і 130 м). На цих картах виділяється ряд мікроблоків, пов'язаних з дайковим комплексом та зонами розвитку тріщинуватих кристалічних порід.

Видавництво "Політехніка" Національного технічного університету України "КПІ" Електронна бібліотека

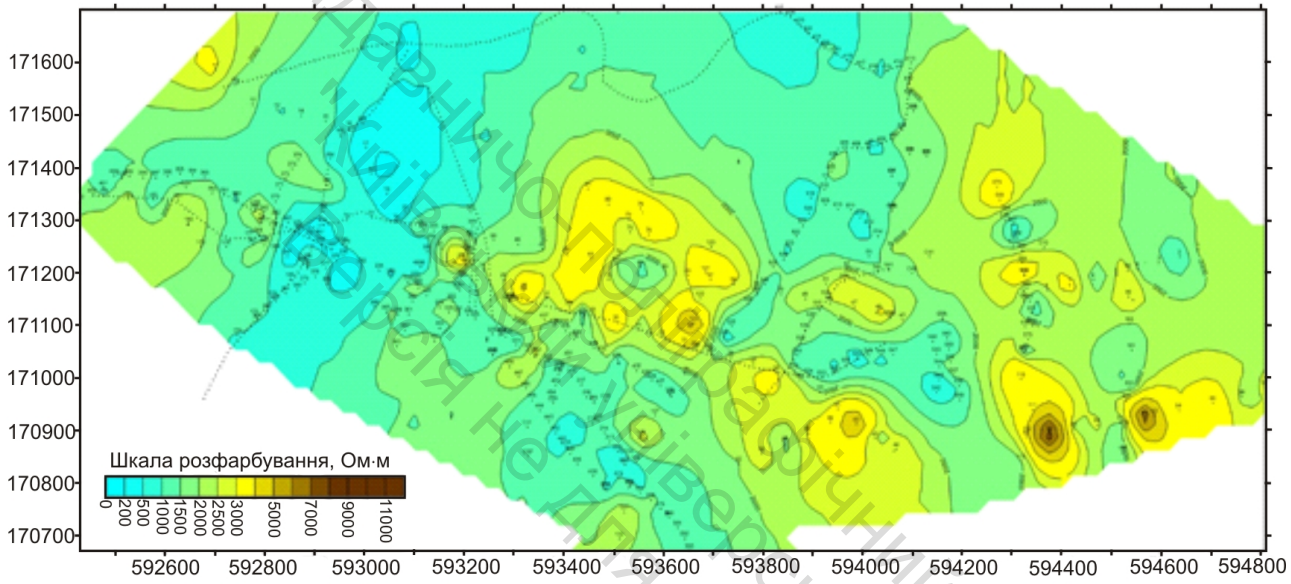


Рис. 5.2. Карта уявного питомого опору:
AB = 12 м. Розрахункова глибина 3 м

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Цей підручник не для продажу

Карта уявного електричного опору масштабу 1 : 2 000 на розносі АВ = 12 м (рис. 5.2) відображає розподіл електричних опорів на розрахунковій глибині 3 м і характеризує верхній шар пухких порід і кори вивітрювання. Уявний питомий опір змінюється від 943 до 4200 Ом·м за середнього значення 2196 Ом·м. На карті виділяються локальні зони підвищених значень уявних опорів (більше 3000 Ом·м) північно-західного простягання в південно-західній частині ділянки робіт (див. рис. 5.2). Ці зони пов'язані з місцями неглибокого залягання кристалічних порід дайкового комплексу. Поля знижених ρ_y (менше 2000 Ом·м) займають західну і східну частину ділянки робіт, а також область північно-східного простягання в центрі. Вони пов'язані з ділянками підвищеної потужності осадочних відкладів і кори вивітрювання, а також з тріщинуватими зонами кристалічних порід з неглибоким заляганням.

Карта уявного електричного опору масштабу 1 : 2 000 на розносі АВ = 20 м (рис. 5.3) відображає розподіл електричних опорів на розрахунковій глибині наближено 5 м і характеризує в основному кору вивітрювання.

Уявний опір змінюється від 133 до 9370 Ом·м за середнього значення 1641 Ом·м. На карті виділяються локальні області підвищених значень уявних опорів (більше 3000 Ом·м), які також утворюють "ланцюжок" північно-західного простягання в центральній частині ділянки робіт на лівому березі р. Веле і практично субмеридіонального простягання на правому березі. Слід відмітити, що області підвищених опорів розширюються, наслідуючи загальну структуру, яка почала виявлятися на карті уявних опорів на розносі АВ = 12 м.

Області підвищених опорів пов'язані з місцями неглибокого залягання кристалічних порід дайкового комплексу. Поля знижених ρ_y (менше 2000 Ом·м) займають порівняно великі за розмірами ділянки на лівому березі й невеликі за розмірами ділянки на правому березі (рис. 5.3). Вони пов'язані з ділянками підвищеної потужності осадочних відкладів і кори вивітрювання, а також з тріщинуватими зонами кристалічних порід і приурочені до долини р. Веле та її давньої долини в західній частині ділянки робіт.

Карта уявного електричного опору масштабу 1 : 2 000 на розносі АВ = 40 м (рис. 5.4) відображає розподіл електричних опорів на розрахунковій глибині приблизно 10 м і характеризує в основному кору вивітрювання у місцях підвищеної глибини залягання кристалічних порід і кристалічні породи в місцях їхнього неглибокого залягання.

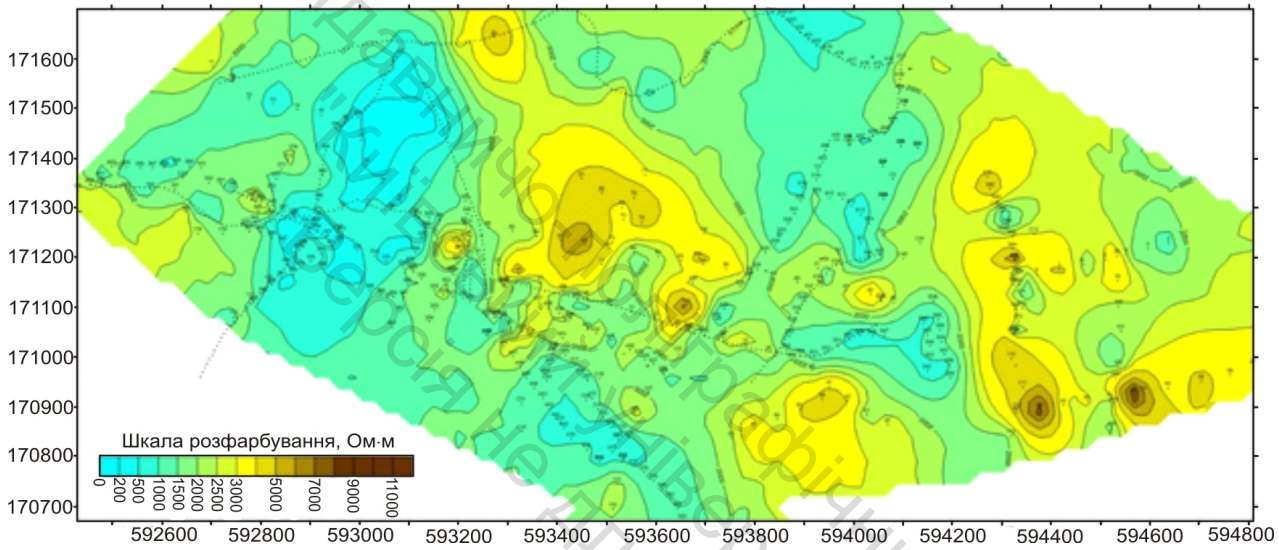


Рис. 5.3. Карта уявного питомого опору:
АВ = 20 м. Розрахункова глибина 5 м

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія не для друку

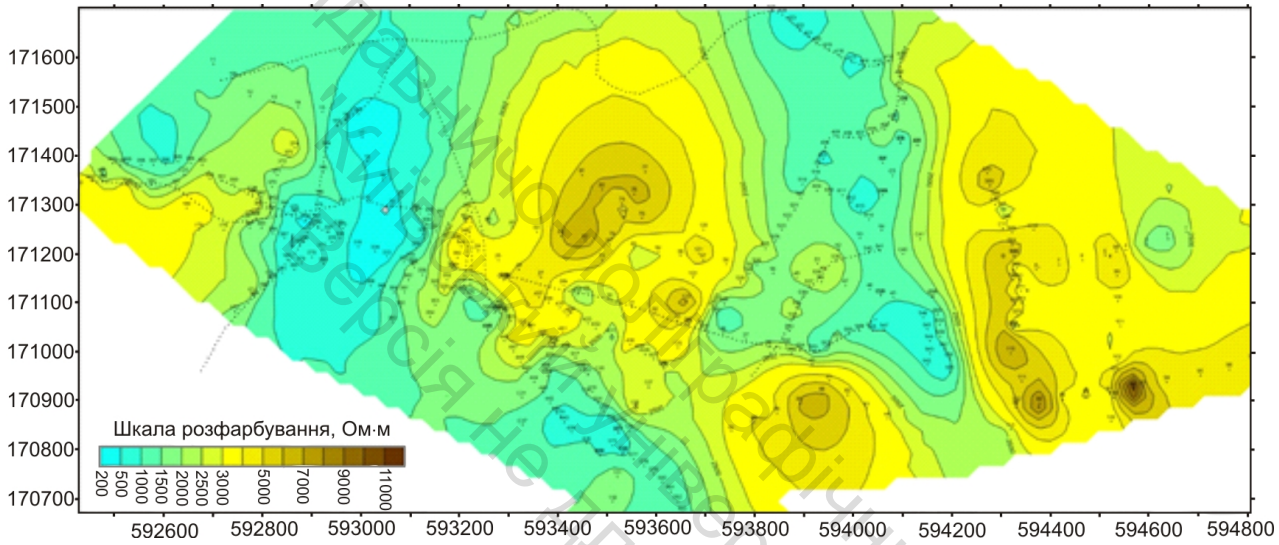


Рис. 5.4. Карта уявного питомого опору:
АВ = 40 м. Розрахункова глибина 10 м

Видавничо-поліграфічний Центр "Київський університет"
Версія не для друку

Уявний питомий опір змінюється від 1048 до 7618 Ом·м за середнього значення 3427 Ом·м. Також, як і на попередніх картах, тут виділяються локальні області підвищених значень уявних опорів (більше 3000 Ом·м) північно-західного простягання в центральній частині ділянки робіт (див. рис. 5.4). Області підвищених опорів розширюються, наслідуючи загальну структуру, яка виявляється на картах уявних питомих опорів на розносах АВ = 12 м і АВ = 20 м. Ці області пов'язані з місцями неглибокого залягання кристалічних порід. Поля знижених ρ_y (менше 2000 Ом·м) поширені в західній та східній частинах ділянки робіт і утворюють зону північно-східного простягання в центрі (рис. 5.4). Вони пов'язані з місцями підвищеної потужності осадочних відкладів і кори вивітрювання, а також з тріщинуватими зонами кристалічних порід.

Карта уявного питомого опору масштабу 1 : 2 000 на розносі АВ = 80 м (рис. 5.5) відображає розподіл електричних опорів на розрахунковій глибині приблизно 20 м і характеризує кристалічні породи. Уявний питомий опір змінюється від 1389 до 9146 Ом·м за середнього значення 4876 Ом·м. На карті виділяються області підвищених значень уявних опорів (понад 3000–5000 Ом·м), які займають центральну частину ділянки робіт (див. рис. 5.5). Області підвищених опорів успадковують загальну структуру, проявлену на картах уявних питомих опорів на розносах АВ = 12 м, АВ = 20 м і АВ = 40 м. Ці області пов'язані з місцями неглибокого залягання слаботріщинуватих і монолітних кристалічних порід дайкового комплексу. Поля знижених ρ_y (менше 2000 Ом·м) займають локальні області вздовж сучасного і давнього русла р. Веле (рис. 5.5). Вони пов'язані з ділянками підвищеної потужності осадочних відкладів і кори вивітрювання, а також з тріщинуватими зонами кристалічних порід.

Карта уявного електричного опору масштабу 1 : 2 000 на розносі АВ = 130 м (рис. 5.6) відображає розподіл електричних опорів на розрахунковій глибині приблизно 30–35 м і характеризує в основному кристалічні породи і частково кору вивітрювання в місцях підвищеної глибини залягання кристалічних порід. Уявний питомий опір змінюється від 422 до 13460 Ом·м за середнього значення 4269 Ом·м. Також, як і на попередніх картах, на карті виділяються області підвищених значень уявних опорів (більше 5000 Ом·м), які утворюють поля північно-західного простягання в центральній частині ділянки робіт на лівому березі р. Веле, і практично субмеридіального простягання на правому березі (див. рис. 5.6).

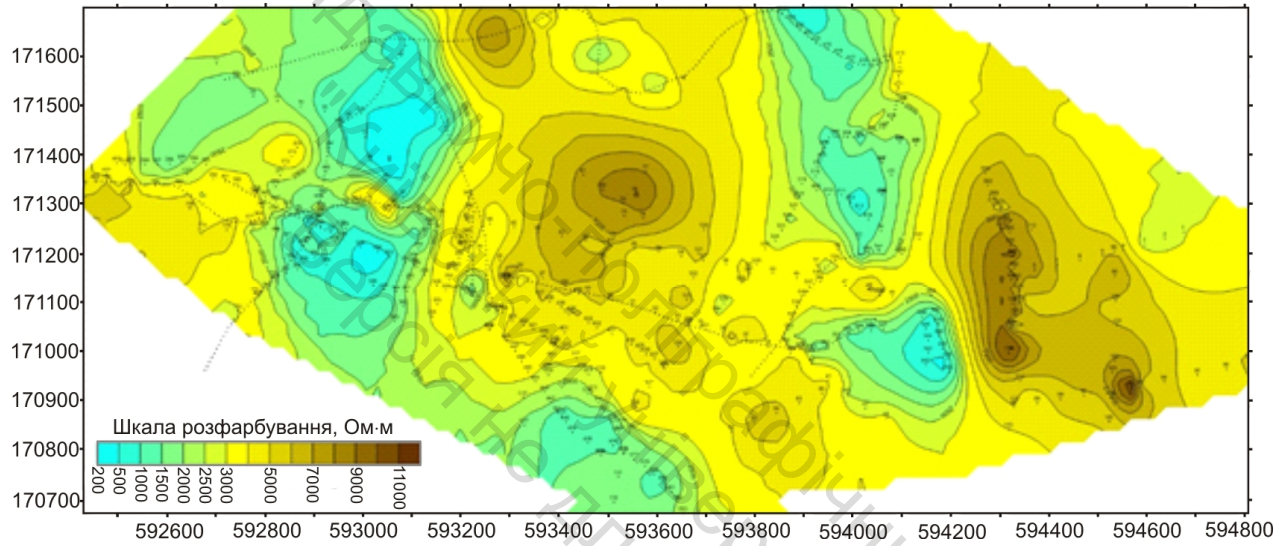


Рис. 5.5. Карта уявного питомого опору:
АВ = 80 м. Розрахункова глибина 20 м

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія не для друку

Області підвищених опорів розширюються, наслідуючи загальну структуру, виявлену на картах уявних опорів на розносах АВ = 12 м, АВ = 20 м, АВ = 40 м і АВ = 80 м, займаючи майже половину площі робіт. Ці області пов'язані із зонами слаботріщинуватих і монолітних кристалічних порід дайкового комплексу. Поля знижених ρ_y (менше 2000 Ом·м) займають окремі області вздовж сучасного і давнього русла р. Веле (рис. 5.6). Вони пов'язані з ділянками підвищеної тріщинуватості кристалічних порід.

У результаті кількісної інтерпретації результатів наземних геофізичних робіт отримано дані про глибину залягання кристалічних порід, ступінь їхньої тріщинуватості, виконано якісну і кількісну характеристику порід, які становлять геологічний розріз території розміщення основних споруд ГЕС.

За даними кількісної інтерпретації матеріалів геофізичних досліджень і буріння побудовано низку карт території досліджень, а саме: потужності пухких відкладів, ізогіпс поверхні кристалічних порід, питомих електричних опорів кристалічних порід з виділенням зон з їхньою підвищеною тріщинуватістю. Установлена блокова структура дослідженої території.

У межах території розміщення деривaційного каналу і греблі ГЕС покрівля кристалічних порід розташована в інтервалі абсолютних відміток 15–125 м. У центральній частині лівобережжя і на сході правобережної частини території виділяється піднятий мікроблок. На лівобережній ділянці, у західному напрямку від піднесеного блока (абс. відм. 70–105 м), відмічається занурення покрівлі кристалічних порід на 40 м (абс. відм. 70–30 м), і далі рельєф покрівлі відносно рівний (абс. відм. 30–20 м). На схід від піднесеного блока відмічається різке занурення покрівлі кристалічних порід (абс. відм. до 25 м). На правобережній ділянці, у східному напрямку, простежується підняття покрівлі кристалічних порід (абс. відм. 35–125 м).

На геолого-геофізичних розрізах представлені результати кількісної інтерпретації геофізичних матеріалів. За даними кількісної інтерпретації матеріалів ВЕЗ виділено опорний горизонт, що зіставляється з покрівлею кристалічних порід. У надопорному горизонті виділені окремі шари, представлені товщею ґрунтів зі щебенем, які складається з латеритної, каолінової та жорствяно-щебенистої кори вивітрювання (часто з валунами кристалічних порід). Для прикладу на рис. 5.7 наведено вертикальний розріз уявного питомого опору, а на рис. 5.8 – типовий геоелектричний розріз району досліджень.

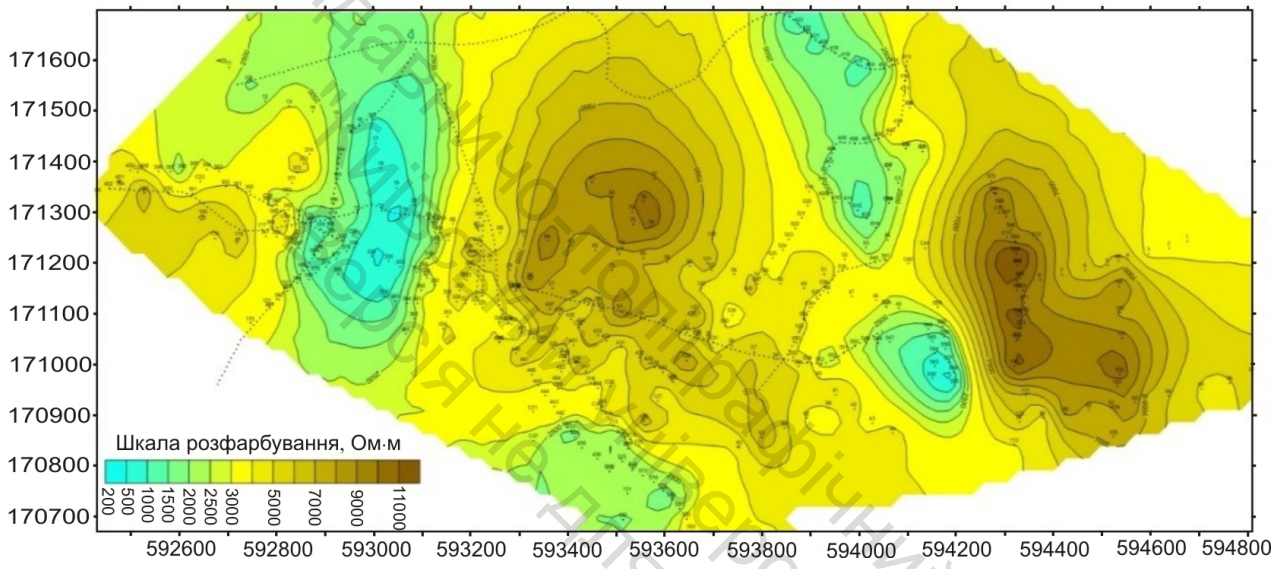


Рис. 5.6. Карта уявного питомого опору:
АВ = 130 м. Розрахункова глибина 30–35 м

Видавничий центр "Університет" . Копія не для друку

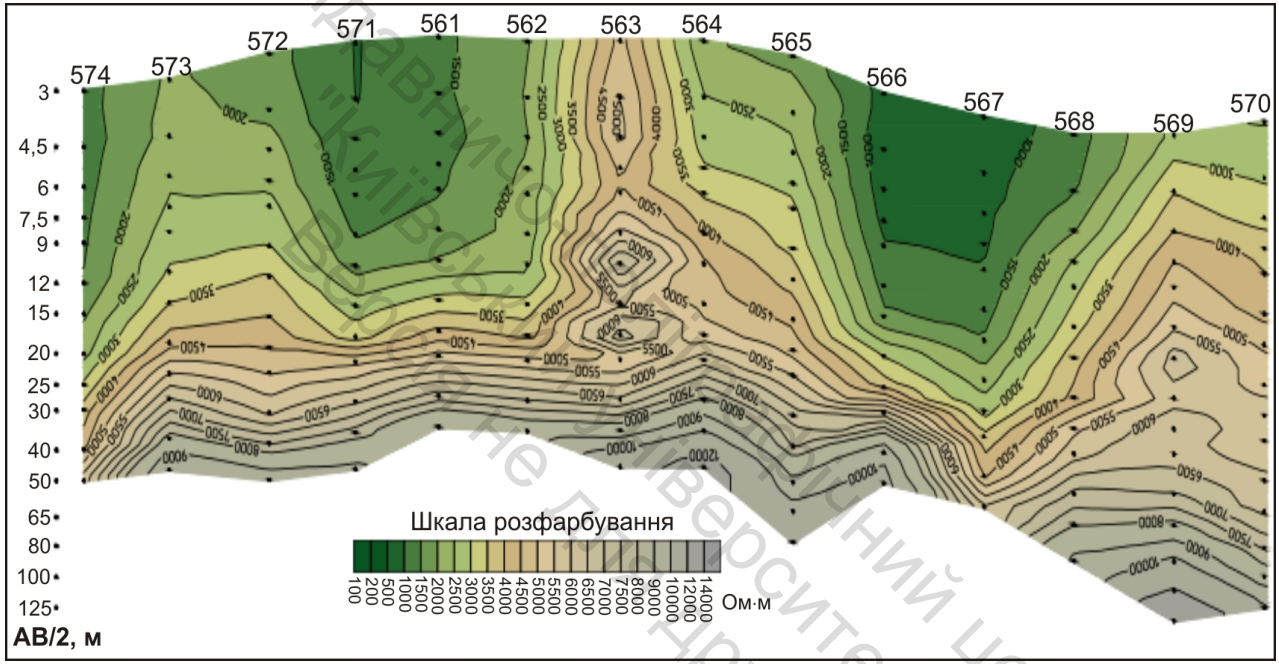


Рис. 5.7. Вертикальний розріз уявного питомого опору ρ_y:
(масштаби: горизонтальний – 1 : 1 000, вертикальний – логарифмічний)

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Видання не для продажу

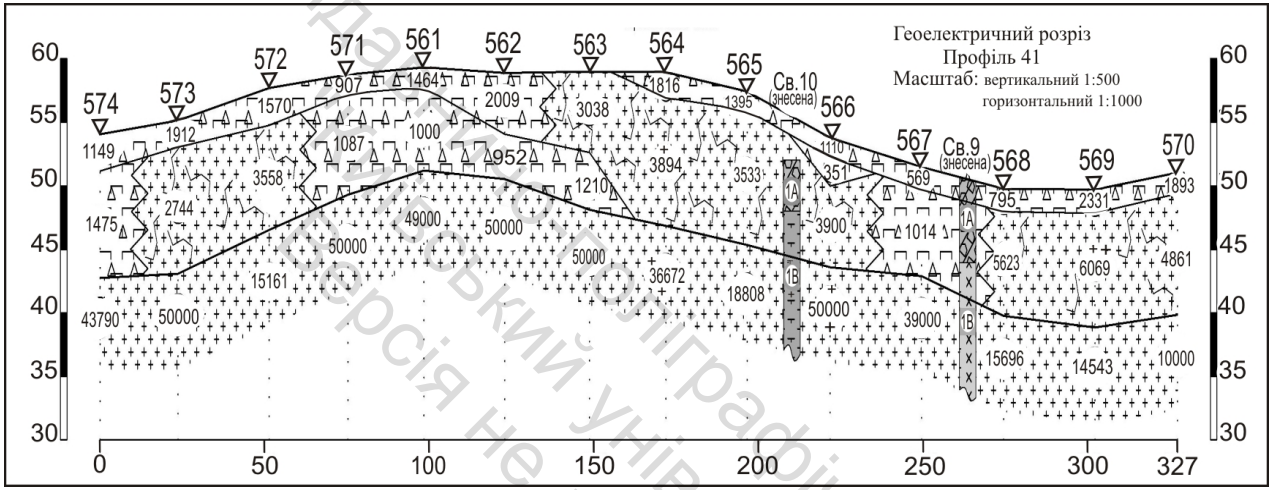


Рис. 5.8. Типовий геоелектричний розріз району робіт

Видавничий поліграфічний центр "Київський університет".
Копія не для продажу

Профіль пройдено з південного сходу на північний захід на штучно прокладеній терасі на правому березі р. Веле. Для профілю характерний переважно тришаровий геоелектричний розріз. В основі розрізу на глибині 8–12 м залягають монолітні породи кристалічного фундаменту. У свердловинах. № 9, 10, пробурених поруч із профілем, кристалічні породи представлені гнейсами. Абсолютні позначки покрівлі монолітних кристалічних порід – 39–51 м. Спостерігається локальне підняття поверхні кристалічних порід. Питомий електричний опір монолітних кристалічних порід змінюється в межах від 10000 до 50000 Ом·м.

На кристалічних породах залягає геоелектричний горизонт потужністю 3,5–10 м з електричним опором 950–6070 Ом·м. Він зіставляється із товщею жорствяної кори вивітрювання (при $\rho < 2000$ Ом·м) і в різному ступені вивітреними тріщинуватими кристалічними породами (при $\rho > 2000$ Ом·м). Перший від поверхні геоелектричний горизонт потужністю 1,5–2,5 м характеризується електричним опором 570–2330 Ом·м і представлений ґрунтом зі щебенем і жорствяною корою вивітрювання.

Як уже відмічалося, геофізичні дослідження включали також сейсморозвідку КМЗХ, яка застосовувалася для визначення глибини до кристалічних порід і ступеня їхньої тріщинуватості. Результати сейсморозвідки використовувалися як параметричні при інтерпретації даних електророзвідки. Приклад таких досліджень наведено на рис. 5.9.

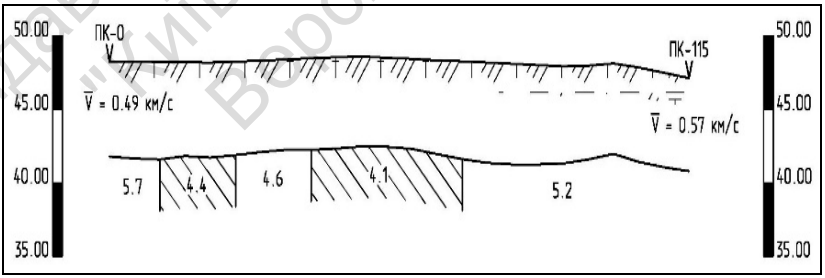


Рис. 5.9. Сейсмогеологічний розріз по профілю 22:
(масштаб: вертикальний 1 : 500; горизонтальний 1 : 1 000)

Видавничо-поліграфічний центр
"Київський університет"
Воєнія та друку

На профілі встановлено двошаровий сейсмогеологічний розріз (рис. 5.9). Перший шар представлений ґрунтом зі щебенем і жорствяною корою вивітрювання зі швидкістю поздовжніх хвиль 0,49–0,57 км/с. В основі розрізу на глибині 7–11 м залягають породи кристалічного фундаменту в різному ступені тріщинуваті. Зони підвищеної тріщинуватості характеризуються швидкістю поздовжніх хвиль 4,1–4,4 км/с, а відносно монолітні породи мають швидкість більше 4,5 км/с.

У результаті комплексного аналізу вертикальних розрізів ρ_y, карт уявних опорів на різних розносах і даних буріння свердловин установлено, що зони підвищених опорів контролюються монолітними породами дайкового комплексу, а зони понижених опорів пов'язані з областями розвитку в різному ступені тріщинуватих кристалічних порід. Вертикальні розрізи та карти уявного електричного опору на різних розносах дозволили визначити об'ємну структуру ділянки досліджень в електричному полі та надали цінну інформацію для складання її кондиційної геологічної основи.

За результатами кількісної інтерпретації матеріалів геофізичних досліджень установлено, що в основі геологічного розрізу залягають докембрійські кристалічні породи, які істотно розрізняються за величиною питомого електричного опору (від 780 до 50000 Ом·м) і за значеннями швидкості поширення заломлених хвиль (від 2,7 до 7,0 км/с).

Такий значний діапазон зміни геофізичних характеристик свідчить про значні зміни ступеня тріщинуватості й вивітрілості кристалічних порід. На підставі отриманих геофізичних характеристик породи кристалічного фундаменту умовно можна розділити за ступенем тріщинуватості й вивітрілості на такі групи:

– інтенсивно тріщинуваті, вивітрілі кристалічні породи мають питомий електричний опір від 780 до 2000 Ом·м, а межову швидкість поздовжніх хвиль – менше 3,5 км/с;

– тріщинуваті кристалічні породи, відповідно, характеризуються опорами від 2000 до 5000 Ом·м і значеннями межової швидкості в межах 3,5–4,5 км/с;

– монолітні й слаботріщинуваті кристалічні породи характеризуються високими питомими електричними опорами, що перевищують 5000 Ом·м і значеннями межової швидкості понад 4,5 км/с.

Отримана інформація про будову геологічного розрізу території використана для уточнення генплану споруд ГЕС.

Видавничий центр Київського університету Електронний варіант для збору

5.2.3. Вивчення трас каналів

При вивченні трас каналів застосовується комплекс електророзвідки і сейсморозвідки. Геофізичні методи (електророзвідка ВЕЗ і сейсморозвідка КМЗХ) послідовно застосовуються на всіх стадіях досліджень. Зважаючи на значну протяжність ділянок досліджень, необхідно раціонально поєднувати зазначені методи. За геофізичними даними визначається глибина залягання фундаменту кристалічних порід, потужність зони вивітрювання, розчленовуються пухкі відклади і простежується в них рівень ґрунтових вод.

На стадії ТЕД отримують дані для оцінки розповсюдження пухких і скельних порід у верхній частині розрізу. Роботи проводяться на декількох альтернативних трасах. Спостереження виконуються, як правило, на окремих поперечних профілях, з метою вивчення геологічного розрізу у межах даної ділянки, особливо в її характерних місцях – долинах, западинах і т. д.

На стадії технічного проекту дослідження проводяться на трасі вибраного варіанта. Для всебічного вивчення геологічних умов на ділянках розташування відповідальних вузлів гребель, насосних станцій досліджуються кілька профілів для висвітлення геологічної будови майданчиків їхніх розміщень. На стадії технічного проекту виконуються детальні дослідження методами ВЕЗ і КМЗХ з метою додаткового вивчення складних ділянок траси каналу. Спільне використання даних ВЕЗ і КМЗХ дозволяє побудувати безперервний геолого-геофізичний розріз уздовж обраної траси каналу (рис. 5.10).

На стадії робочої документації геолого-геофізичні вишукування зосереджуються на остаточно обраній трасі каналу. Необхідно вивчати геологічну будову вузької смуги вздовж траси. Тому геофізичні профілі проходять уздовж осі каналу. За допомогою сейсморозвідки вивчаються ділянки з неглибоким заляганням фундаменту, розташування яких уже було встановлено за попередніми дослідженнями. Детальне вивчення зони вивітрювання фундаменту безперервним профі-

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Берсіна Н.І. Дяченку

люванням надає відомості для складання технічного проекту проходки каналу, визначення кута укосу, коефіцієнта фільтрації та інших параметрів.

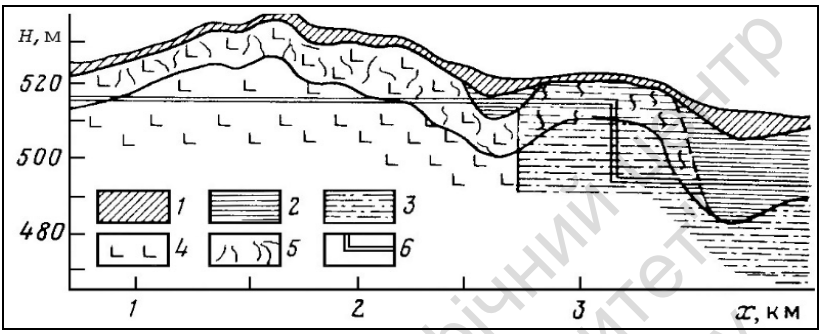


Рис. 5.10. Результати комплексних геофізичних досліджень методами вертикального електричного зондування і кореляційним методом заломлення хвиль на трасі магістрального каналу (за Ф. М. Ляховицким):
1 – суглинки; 2 – глини; 3 – пісковики; 4 – порфірити; 5 – зона вивітрювання; 6 – "врізка" проектованого каналу

Спільне використання даних ВЕЗ і КМЗХ дозволяє підвищити достовірність і точність вивчення геологічної обстановки на трасі проектованого каналу. Дані ВЕЗ істотно доповнюють сейсмічні матеріали, дозволяючи розчленовувати четвертинні породи на глинисті й гравійно-піщані горизонти.

5.2.4. Неруйнівний контроль стану гідротехнічних споруд за допомогою геофізичних методів

Одним із важливих завдань геофізичних методів є оперативний неруйнівний контроль різних процесів при будівництві гідротехнічних споруд. Нижче розглянуто основні напрями цього контролю.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

Контроль цементації гірських масивів. Для поліпшення міцності фундаментів гідротехнічних споруд використовують скріплювальну цементацію порід, що залягають в основі фундаменту. Скріплювальна цементація виконується шляхом нагнітання рідкого цементу через спеціальні свердловини. Цемент, проникаючи у тріщини, пустоти та пори, заповнює їх і твердне. У результаті гірський масив стає більш монолітним, фільтрація води через основу гідротехнічної споруди зменшується. Цементація масиву порід пов'язана із значними витратами коштів і часу, тому дуже важливо оперативно контролювати якість цементації масиву по глибині та площі. З цією метою використовують сейсмічні, ультразвукові та геоелектричні методи. У скельних масивах процес цементації призводить до зростання швидкостей пружних хвиль. Зміна електричного опору залежить від характеру первинного заповнювача тріщин і пор (вода, повітря та ін.).

Найбільшого поширення набула методика сейсмічного просвічування масиву. Спостереження виконують до цементації (визначають швидкість пружних хвиль V_0) і після цементації (швидкість $V_ц$). На рис. 5.11 наведено приклад хвильової картини поздовжніх пружних хвиль до цементації й після цементації масиву порід.

Розроблено також методику використання електрометричних методів контролю суцільності й стійкості протифільтраційних цементованих завіс. Завіси споруджують в основі гребель, по бортах водосховищ. Цементний розчин має високу електропровідність, тому при його закачуванні до гірського масиву відбувається зниження електричного опору порід. Установлено, що на момент закачування цементу електричний опір зон, до яких потрапив цементний розчин, понижений. Після схоплювання цементу його міцність і електричний опір поступово зростають. Ці процеси взаємопов'язані, що дозволяє контролювати якість цементації на основі моніторингових вимірів електричних опорів ρ_y (рис. 5.12).

Видавництво Політехнічний університет. Вибірка не для друку!

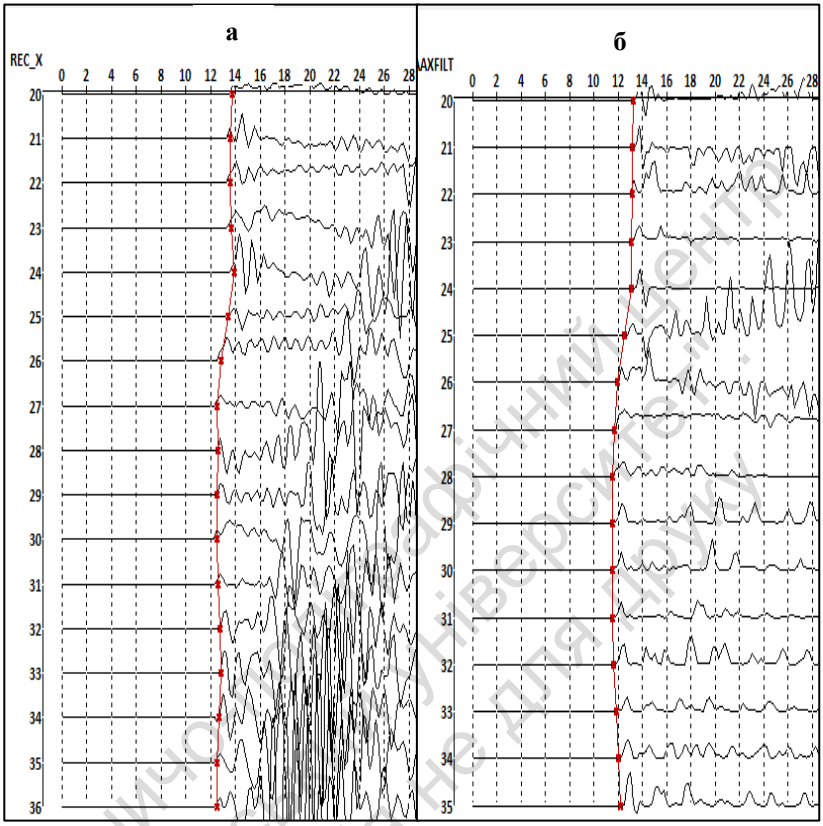


Рис. 5.11. Хвильова картина поздовжніх пружних хвиль до цементації (а) і після цементації масиву порід (б)

Для контролю процесу цементації застосовується симетричне або дипольне електропрофілювання на декількох розносах. Електропрофілювання виконується на профілях, паралельних осі завіси. Масштаб зйомки становить 1 : 500 – 1 : 1000. Вимірювання повторюються через деякий час (від 1–2 діб до 2–3 місяців). При інтерпретації використовують дані про склад цементного розчину та його витрати.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

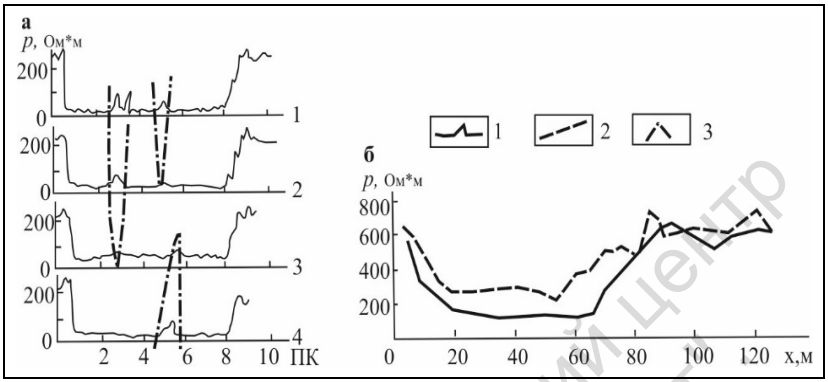


Рис. 5.12. Результати електрометричних досліджень з контролю процесу цементації масиву водопроникних порід за даними симетричного електропрофілювання:
а – графіки електропрофілювання на ділянці досліджень;
б – моніторингові спостереження методом електропрофілювання.
1 – графіки ρ_y на момент цементації;
2 – графіки ρ_y через два місяці після цементації;
3 – зони неякісної цементації

Контроль ущільнення земляних гребель, дамб і фундаментів споруд. При спорудженні земляних гребель і дамб штучно ущільнюють ґрунт катками, за допомогою вибухів тощо. Для закріплення пісків та інших пухких ґрунтів використовують також метод ін'єкцій у ґрунт розчинів, що тверднуть. За своїми механічними властивостями закріплений пісок може наближатися до пісковику.

Для зернистих ґрунтів швидкості пружних хвиль збільшуються зі зменшенням пористості, тобто зі збільшенням щільності укладки частинок. Для матеріалу штучних споруд (насипи, гребля) спостерігається зміна його пружних характеристик із часом за рахунок процесів цементації.

З метою контролю ущільнення ґрунту виконуються повторні сейсмічні вимірювання. Використовується профілювання КМЗХ, а також сейсмокаротаж і сейсмічне міжсвердловинне просвічування. Контроль ущільнення гребель у процесі

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

будівництва виконується таким чином. Після відсипання і трамбування чергового шару проводять сейсмопрофілювання КМЗХ. Результати сейсмічних досліджень контролюються прямими вимірами густини ґрунту. За значеннями швидкостей пружних хвиль, отриманих при сейсмічному профілюванні й просвічуванні, оцінюють якість ущільнення тіла греблі або насипу (рис. 5.13).

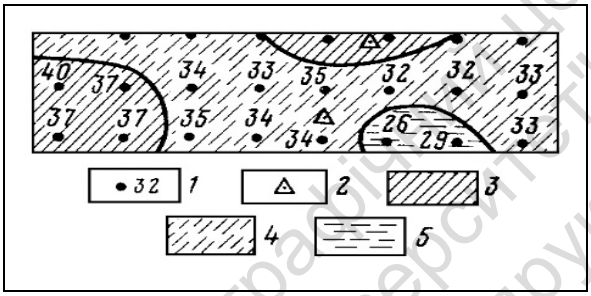


Рис. 5.13. Результати контролю якості ущільнення земляної греблі за даними сейсморозвідки кореляційним методом заломлених хвиль (за Е. В. Чебаксовою):

1 – значення поздовжньої швидкості, V_p*10 м/с;
2 – пункти параметричних спостережень. Якість ущільнення:
3 – висока; 4 – добра; 5 – задовільна

На сучасному етапі успішно застосовуються пенетраційно-каротажні методи. Але їхнє широке використання стримується необхідністю застосування джерел радіоактивних випромінювань (гамма-випромінювання – ^{137}Cs і нейтронне випромінювання – Pu-Be). На рис. 5.14 наведено приклад таких досліджень.

Якщо небажані фільтраційні явища все ж відбуваються, геофізичні методи застосовуються для визначення глибини залягання депресійної поверхні й конфігурації фільтраційного потоку в тілі земляної греблі. За повторними спостереженнями оцінюють перевідкладення ґрунту і прогнозують суфозійні явища.

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

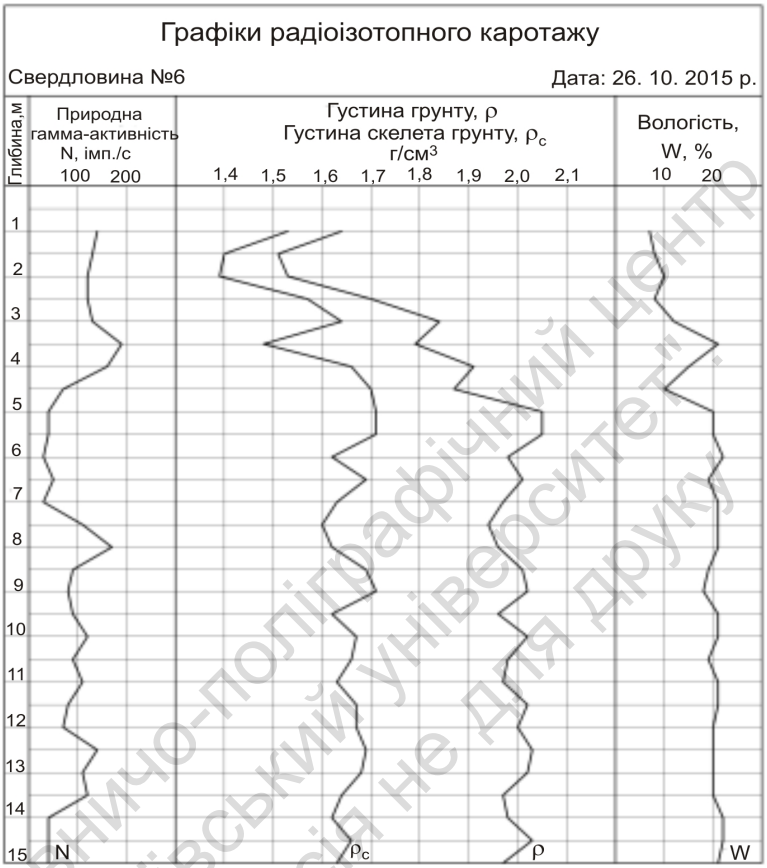


Рис. 5.14. Результати контролю якості ущільнення земляної греблі за даними радіоізотопного каротажу

Вивчення зони знімання ґрунту в котлованах. Результати геофізичних досліджень використовуються при виборі глибини закладки котловану гідротехнічної споруди. Після закінчення виїмки котловану до проектної позначки виникає завдання уточнення стану зони знімання або виїмки порід гірського масиву. Це пояснюється двома причинами: утворенням нових тріщин у результаті вибухових робіт при створенні котловану і розкриттям систем тріщин через розвантаження при виїмці. Детальна сейсморозвідка успішно застосовується для вивчення зони знімання. Потужність цієї зони визначається глибиною залягання

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія не для друку

міцних невивітрених порід і зазвичай невелика (до 10 м). Для визначення її потужності використовуються детальні спостереження КМЗХ із кроком 0,5–2 м. Реєструються поздовжні й поперечні заломлені хвилі. За значеннями межової швидкості в масиві порід виділяють зони вивітрювання, тектонічні порушення і закарстовані ділянки.

Контроль основ гребель. У зв'язку зі спорудженням висотних гребель виникла необхідність контролю стану їхніх основ, оскільки додаткові навантаження від споруд і додатковий пластовий тиск за рахунок води у водосховищі можуть викликати різні небажані явища (фільтрація, осідання основи, суфозія тощо). З метою такого контролю використовуються режимні геофізичні спостереження. В основі споруди розміщується реєструвальна апаратура, яка дозволяє проводити повторні вимірювання геофізичних параметрів (швидкості пружних хвиль, електричного опору тощо) у моніторинговому режимі з високою точністю. Результати цих досліджень дозволяють виявити помітні зміни зазначених параметрів, пов'язаних як із тиском від споруд і заповнення водосховища, так і з сезонними кліматичними змінами. Зміни електричного опору порід основи гребель досягають 60–80 %.

5.3. Комплекс геофізичних досліджень при будівництві транспортної інфраструктури

Розвиток сучасного суспільства не уявляється без широкого розвитку транспортних комунікацій. Будівництво об'єктів транспортної інфраструктури набуває стратегічного значення.

5.3.1. Геофізичні дослідження трас залізниць і автомобільних доріг

Сферу застосування геофізичних методів при дослідженнях, пов'язаних з інженерно-геологічним забезпеченням залізниць і автомобільних доріг, можна розділити на дві частини: вишукування під будівництво нових доріг і обстеження експлуатованих доріг. Спільними рисами цих досліджень, зумовлених головним

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія не для друку

чином лінійним характером дорожніх об'єктів та їхньою великою довжиною, є такі: проведення робіт у протяжній і досить вузькій смузі, обмеженій шириною дороги і зоною безпеки її експлуатації; різноманіття інженерно-геологічних і гідрогеологічних умов на трасі дороги; мобільний характер геофізичних робіт, зважаючи на швидке просування по трасі; відносно малий обсяг опорного буріння та інших інженерно-геологічних методів і відповідно підвищення ролі геофізичних методів у загальному комплексі досліджень, особливо на початкових стадіях; підвищені вимоги до портативності й мобільності польової апаратури.

У нових районах під час спорудження доріг спостерігається значний дефіцит інформації про будову геологічного розрізу, фізичні характеристики порід і умови проведення робіт. Найбільшого поширення у практиці досліджень при будівництві транспортних об'єктів отримали такі геофізичні методи: електророзвідка методами СЕП і ВЕЗ, сейсморозвідка КМЗХ, магніторозвідка і різні методи ГДС у картувальних свердловинах. Глибина досліджень зазвичай не перевищує 20–30 м. Типові завдання досліджень: визначення глибини залягання скельних порід; визначення рівня ґрунтових вод; оцінка міцнісних властивостей порід; картування мерзлих порід.

Завданнями геофізичних досліджень на експлуатованих дорогах є діагностика стану ґрунтового полотна з погляду його надійності й стійкості, у тому числі виділення ослаблених зон і характеристика ґрунтів, що їх становлять. Проведення робіт на експлуатованих дорогах має додаткові особливості, що, як правило, ускладнюють дослідження. До них належать: значний обсяг робіт на крутих схилах насипів і виїмок; високий рівень електричних і механічних завад від систем сигналізації та руху транспорту; підвищена небезпека робіт на ґрунтовому полотні експлуатованих доріг; високі вимоги до точності й надійності одержуваних даних. До позитивних факторів, що спрощують роботи, слід віднести типову будову найбільш важливих споруд доріг (насипів, виїмок), а також наявність, як правило, інформації про внутрішню будову об'єктів досліджень згідно з документацією, що залишилася від етапів проектування, будівництва та експлуатації дороги.

На рис. 5.15 наведено приклад застосування геофізичних методів для забезпечення дорожнього будівництва. Наявність ша-

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет ім. Бориса Грінченка

ру зі швидкостями пружних хвиль 160–350 м/с указує на слабку міцність ґрунтів, що потребує виконання захисних заходів.

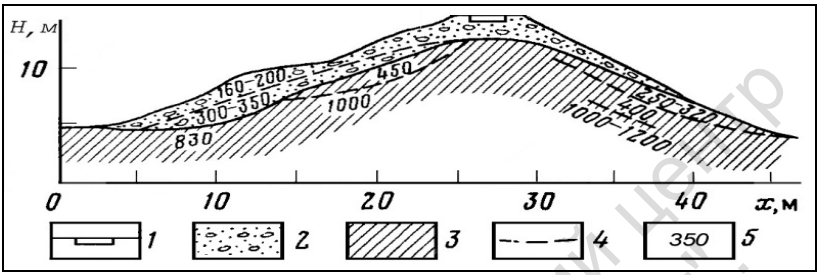


Рис. 5.15. Результати геофізичних досліджень кореляційним методом заломлених хвиль залізничного насипу:
1 – залізничне полотно; 2 – піщано-гравійна товща;
3 – суглинкова основа насипу; 4 – межі шарів, виділені за даними кореляційного методу заломлених хвиль; 5 – швидкість пружних хвиль, м/с

Геофізичні методи, що застосовуються на експлуатованих дорогах, повинні мати підвищену завадостійкість, високу інформативність і забезпечувати високу точність і надійність визначень. На практиці добре зарекомендували себе сейсмічний метод заломлених хвиль, електророзвідка методами постійного струму, геофізичні дослідження свердловин.

5.3.2. Геофізичні дослідження трас магістральних трубопроводів

Геофізичні дослідження при проектуванні трас трубопроводів різного призначення проводяться з метою вирішення спеціальних завдань. До них належать:

1) оцінка корозійних властивостей ґрунтів;

2) визначення інтенсивності блукаючих струмів;

3) вивчення геоелектричного розрізу на площадках анодних заземлень проектованих станцій катодного захисту та на об'єктах систем трубопровідного транспорту.

Комплекс геофізичних методів для вирішення наведених вище завдань включає симетричне електропрофілювання, вертикальне електрозондування, визначення інтенсивності блукаючих струмів.

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету. Версія не для друку

З метою оцінки корозійних властивостей ґрунтів уздовж траси проектованого трубопроводу виконують симетричне електропрофілювання з розносами АВ = 10–15 м і кроком 50–100 м. За значеннями уявного електричного опору вздовж досліджуваної траси виділяють ділянки з різною корозійною активністю ґрунтів. Крім того, у разі проектування магістральних трубопроводів діаметром більше 1000 мм додатково для оцінки корозійного стану по трасі визначається pH ґрунтів за допомогою польових pH-метрів.

Для визначення інтенсивності блукаючих струмів виконуються електрометричні дослідження з реєстрацією різниці потенціалів електричного поля у двох взаємно перпендикулярних лініях довжиною 100 м. Крок спостережень становить 500–1000 м, експозиція – від 60 хв до 24 год. При цьому використовуються цифрові мілівольтметри-самописці. За даними цих спостережень визначається ступінь корозійної небезпеки блукаючих струмів на трасі проектованого трубопроводу. На рис. 5.16 наведений приклад реєстрації блукаючих струмів.

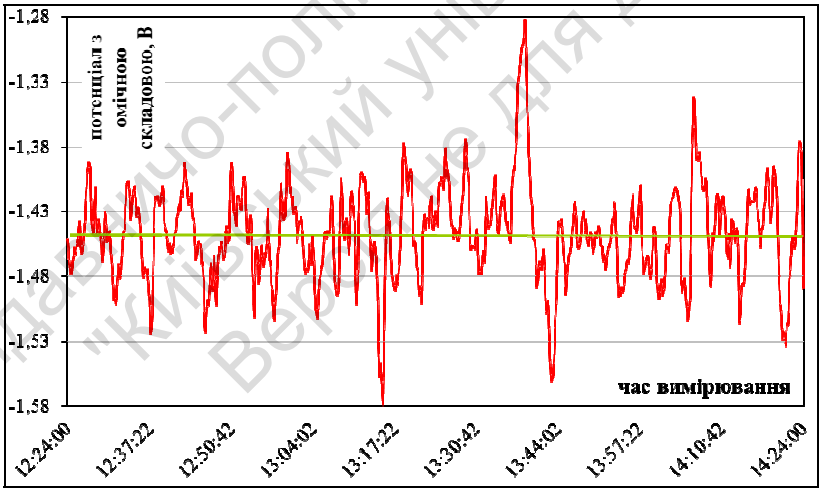


Рис. 5.16. Фрагмент запису інтенсивності блукаючих струмів на трасі магістрального газопроводу "Союз" (пункт виміру – 2365 км)

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

Вертикальне електрозондування виконується на майданчиках проектованих станцій катодного захисту (СКЗ) з метою визначення глибини занурення анодних заземлень (АЗ) та їх конструкції. Метод вертикального електричного зондування використовують також для дослідження майданчиків будівництва об'єктів трубопровідної системи та переходів магістральних трубопроводів через річки й озера. На рис. 5.17 наведено приклад електричного зондування на проектованому майданчику анодного заземлення станції катодного захисту газорозподільної станції (ГРС) "Іванків".

При обстеженні діючих магістральних трубопроводів високого тиску перед геофізичними дослідженнями ставляться такі завдання:

1) визначення захисних потенціалів на трасі трубопроводу;

2) визначення пошкоджень ізоляційного покриття на трасі трубопроводу;

3) визначення глибини залягання трубопроводу;

4) оцінка корозійних властивостей ґрунтів;

5) визначення інтенсивності блукаючих струмів;

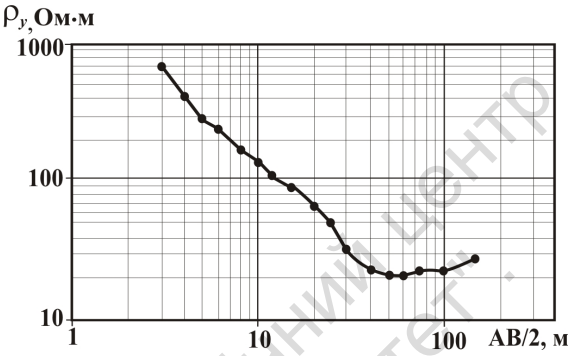
6) вивчення геоелектричного розрізу на майданчиках анодних заземлень проектованих станцій катодного захисту.

Згідно з регламентом такі дослідження виконуються кожні п'ять років (моніторинг корозійного стану).

Визначення захисних потенціалів на трасі діючого трубопроводу виконується способом "виносного електрода" з кроком 10 м. Методика цих вимірювань така ж, як і в методі природного електричного поля способом потенціалу.

Оцінка пошкоджень ізоляційного покриття підземних трубопроводів виконується вимірювальною лінією (диполем) довжиною 10 м, перпендикулярною до їхньої осі (вимірювання "поперечного градієнта" з розташуванням одного із вимірювальних електродів над віссю трубопроводу). Крок спостережень становить 10 м з деталізацією в аномальних зонах до 1 м.

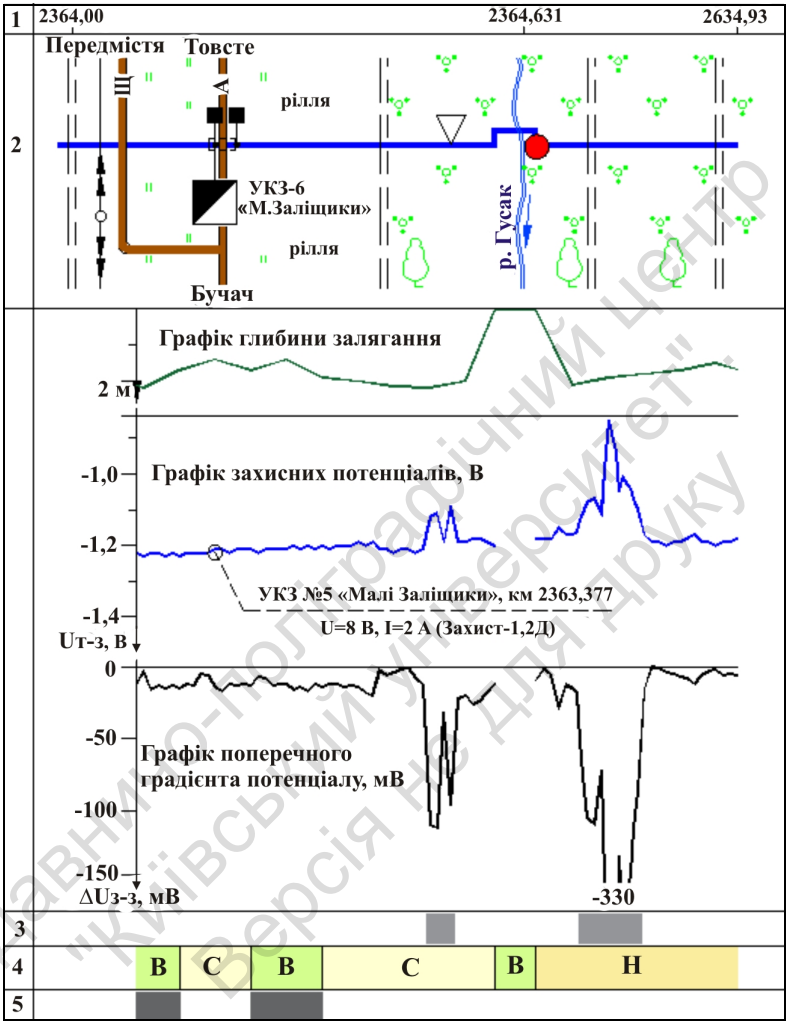
Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Вероніка не для друку

ВЕЗ № 2		Крива уявного опору
Експериментальні дані		
АВ/2, м	ρ_y, Ом·м	
3	707,3	
4	422,2	
5	283,4	
6	249,5	
8	171,3	
10	140,8	
12	110,5	Результати інтерпретації кривої вертикального електрозондування
16	92,5	
20	67,0	
25	50,0	
30	31,5	
40	23,4	
50	21,3	
60	21,0	
75	21,6	
100	22,5	Похибка підбору кривої вертикального електрозондування δ = 4,05 %
150	27,2	

№ шару	Питомий опір шару, ρ_i, Ом·м	Товщина шару, h_i, м	Глибина до підошви шару, m_i, м
1	1261	1,5	1,5
2	152	8,1	9,6
3	17	44,6	54,2
4	39		

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія не для друку

Рис. 5.17. Результати інтерпретації кривої вертикального електрозондування на майданчику проектованого анодного заземлення установки катодного захисту газорозподільної станції "Іванків"



Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

Рис. 5.18. Результати електрометричних досліджень на трасі магістрального газопроводу "Союз":
1 – кілометраж по трасі газопроводу;
2 – схема траси магістрального газопроводу;
3 – ділянки з незадовільним станом захисного покриття;
4 – ділянки з різною корозійною активністю ґрунтів: В – висока;
С – середня; Н – низька; 5 – ділянки з корозійно небезпечними умовами

Визначення глибини до підземного трубопроводу виконується за допомогою трасошукача (електромагнітний спосіб) із кроком 100 м. У місцях різкої зміни глибини залягання трубопроводу крок спостережень зменшується до 50–20 м.

Як приклад на рис. 5.18 наведено результати застосування геофізичних методів при обстеженні однієї з ділянок магістрального газопроводу "Союз".

5.3.3. Вивчення трас магістральних ліній електропередачі

Під час вивчення трас магістральних ліній електропередачі (ЛЕП) основна увага звертається на дослідження майданчиків під опори ЛЕП. Застосовується електророзвідка (електричні зондування й профілювання), а також сейсморозвідка методом заломлених хвиль Уздовж траси виконується симетричне електропрофілювання. Основне завдання геофізичних досліджень – отримання даних для оцінки стійкості основ опор. Крім того, дані електророзвідки використовуються для визначення електричного опору заземлення опор і для оцінки опору розтікання струму з електричних проводів. Уявний електричний опір верхньої частини розрізу визначається з урахуванням напруги проектованої ЛЕП: чим більша напруга, тим більша має бути потужність досліджуваної товщі порід.

5.4. Комплекс геофізичних досліджень при будівництві гірничодобувних об'єктів і підземних споруд

Методи польової, свердловинної та підземної геофізики широко застосовуються для вивчення інженерно-геологічних умов будівництва та експлуатації різних гірничих виробок як при експлуатації родовищ твердих корисних копалин, так і під час проектування й будівництва транспортних і гідрогеологічних тунелів.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

5.4.1. Геофізичні дослідження для забезпечення будівництва кар'єрів

Найбільш економічним способом експлуатації родовищ твердих корисних копалин, що залягають на доступній глибині, є відкритий видобуток будівельних матеріалів, вугілля, залізних та інших руд. Відкритий видобуток корисних копалин проводять у кар'єрах. При цьому використовують різноманітну техніку, ефективність роботи якої залежить від фізико-механічних і водно-фізичних властивостей розроблюваних порід (міцності, розмірів уламкового матеріалу, опору різанню робочими органами механізмів, пористості, глинистості, пластичності, вологості, липкості тощо), у природному заляганні (у масиві) і в процесі розкривних робіт. Прогнозування цих властивостей у процесі проектування кар'єрів проводяться при розвідці родовища, у тому числі й за допомогою геофізичних методів. Вивчення змін властивостей порід і корисних копалин у просторі й у часі в процесі видобутку корисних копалин вимагає постановки спеціальних геолого-геофізичних робіт. Однак застосування детальних досліджень геофізичними методами в умовах діючого кар'єру, наприклад сейсморозвідкою КМЗХ та електророзвідкою методами ВЕЗ і ЕП, ускладнюється спотворювальним впливом обривів, уступів і різновисотних ступенів кар'єру на результати вимірювань.

Математичне і фізичне моделювання показує, що за рахунок спотворювального впливу обривів і уступів уявний опір порід за даними методів ВЕЗ і ЕП може змінюватися відносно фонового (неспотвореного) у 0,33–2,0 рази, і тому необхідно вводити поправки до даних польових вимірів. За матеріалами параметричних спостережень на свердловинах або шляхом лабораторного вивчення властивостей зразків порід можна встановити кореляційні зв'язки між спостереженими геофізичними параметрами (а краще виправленими значеннями уявного електричного опору) і міцністю порід, їхньою пористістю, вологістю та іншими характеристиками. У результаті за картами і графіками уявного електричного опору можна оцінити відносні зміни названих інженерно-геологічних і гідрогеологічних параметрів. Це вкрай важливо для оцінки гірничо-технологічного стану розкривних порід і корисних копалин і визначення режиму експлуатації родовища.

Застосування геофізичних методів для забезпечення будівництва кар'єрів наводяться нижче на прикладі пошуків і розвідки ро-

довищ будівельних матеріалів, які мають найбільше розповсюдження. У народному господарстві широко використовуються різноманітні природні будівельні матеріали. Багаті ними й надра України. Для різних галузей промисловості й сільського господарства практичний інтерес мають кристалічні породи фундаменту: граніти, габро, гнейси, мармур та ін., які використовуються як будівельний та облицювальний камінь, бут, щебінь. Осадочні породи чохла використовуються для потреб металургії (доломіт) як цементна сировина (крейда), для цукрової промисловості (вапняки), для місцевої промисловості й дорожнього будівництва (кварцити, пісковики, гіпс, пісок), як сировина для виробництва кераміки, цегли, дренажних труб (глини) та ін.

Пошуки і розвідка родовищ будівельних матеріалів здійснюються із застосуванням буріння і проходки гірських виробок. Для підвищення геологічної та економічної ефективності геологорозвідувальних робіт використовуються геофізичні методи. Комплекс геофізичних методів і детальність досліджень залежать від конкретних геологічних умов, виду корисних копалин і стадії робіт.

При пошуках і розвідці родовищ будівельних матеріалів геофізичними методами вирішуються такі завдання:

– картування різних за фізичними властивостями і речовинним складом кристалічних порід;

– виділення та оконтурювання монолітних блоків і некондиційних ділянок кристалічних порід;

– виявлення й простежування тектонічних зон і тріщинуватих порід;

– визначення потужності розкривних порід і гіпсометрії покрівлі кристалічного фундаменту;

– виявлення та оконтурювання в осадочному чохлі пластів, окремих покладів і лінз продуктивних порід;

– вивчення характеру залягання продуктивних утворень у міжсвердловинному просторі;

– уточнення гідрогеологічних та інженерно-геологічних умов залягання продуктивних утворень;

– обґрунтування вибору місць для оптимального розміщення розвідувальних свердловин (гірничих виробок) відповідно до вимог категорійності запасів;

– прогнозна оцінка приросту запасів корисних копалин.

Видавництво Національного університету "Львівська політехніка" для НТБ ЛНУ

Кристалічні породи фундаменту характеризуються великою різноманітністю й широким діапазоном змін фізичних властивостей: густини, магнітності, електропровідності, пружних параметрів. Надійність картування геологічних утворень геофізичними методами визначається складом умісних порід і умовами їхнього залягання. За магнітними параметрами і густиною найвиразніше картуються основні породи типу габро, для кварцитів характерний високий електричний опір. Монолітні породи мають високі швидкісні властивості й низьку електропровідність і, навпаки, тріщинуваті й тектонічно порушені породи характеризуються зниженими опором і швидкістю поширення пружних хвиль. При вивченні родовищ будівельних матеріалів комплекс геофізичних методів виконується з метою картування різновидів порід, оцінки ступеня їхнього порушення та отримання розрахункових даних про розміри тіл і глибини їхнього залягання.

У типовий геофізичний комплекс на стадії пошуків і розвідки родовищ будівельних матеріалів можуть входити такі методи:

– магніторозвідка масштабу 1 : 2 000–1 : 5 000 для картування магнітоактивних порід і зон тектонічних порушень;

– електророзвідка ВЕЗ, іноді СЕП масштабу 1 : 2 000–1 : 5 000 для розчленування осадочного чохла, вивчення гіпсометрії поверхні кристалічних порід, виділення тріщинуватих порід, визначення потужності розкривних порід і продуктивних покладів;

– сейсморозвідка КМЗХ на окремих профілях для уточнення контурів тіл монолітних порід і виділення тріщинуватих і тектонічних зон, обґрунтування вибору місць закладення свердловин.

За результатами геофізичних досліджень складаються карти геофізичних полів, геолого-геофізичні розрізи, карта комплексної інтерпретації, на якій висвітлюються якісні та кількісні характеристики об'єкта досліджень. Геофізичні матеріали забезпечують достатню повноту й достовірність підрахунку запасів, які подаються на затвердження до ДКЗ. З використанням геофізичних даних складаються детальні геолого-геофізичні карти: рельєфу поверхні покладу корисних копалин, ізопотужності розкривних порід, підрахунку запасів по родовищу. Нижче наводяться приклади застосування геофізичних методів при пошуках будівельних матеріалів.

Видавничий центр ДНУ

Потоківське родовище глин (Львівська область)

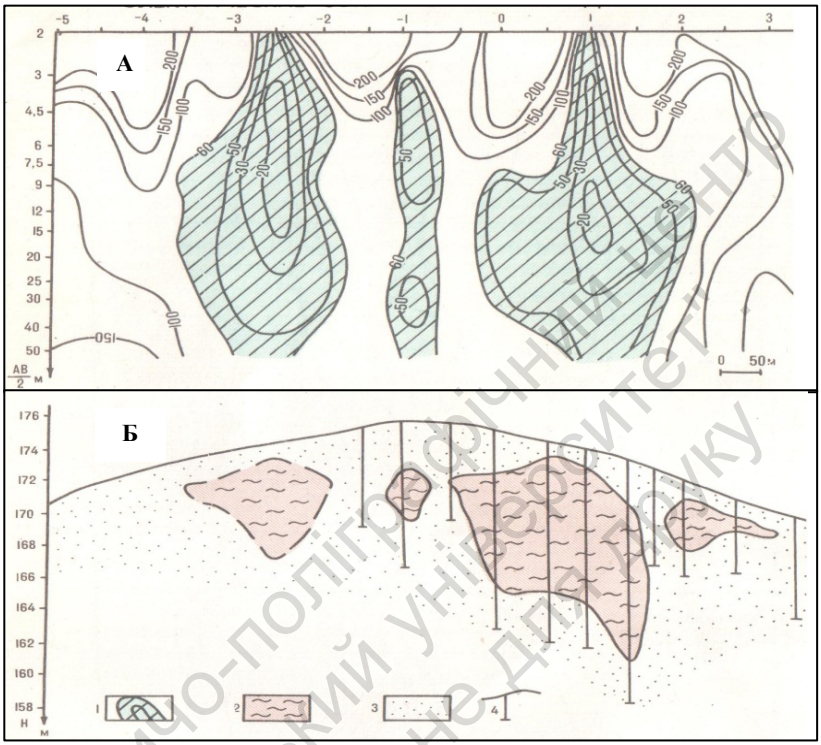


Рис. 5.19. Виділення лінз глин за допомогою вертикальних електрозондувань на Потоківському глиняному родовищі:
А – вертикальний розріз уявних електричних опорів;
Б – літологічний розріз; 1 – аномалії низьких електричних опорів;
2 – лінзи глин; 3 – піски; 4 – свердловини

Четвертинні глини і суглинки, що використовуються як сировина для виготовлення дренажних труб і цегли, залягають серед пісків. Лінзи глин мають розміри (50–100) × (200–300) м. Електричний опір глин становить 10–20 Ом·м, а вмісних пісків – 60–200 Ом м. На вертикальному розрізі уявних опорів, наведеному на рис. 5.19, чітко виділяються зони знижених уявних опорів, пов'язані з присутністю в розрізі лінз глин,

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Вилучено не для продажу

Кодимське родовище гранітів (Миколаївська обл.)

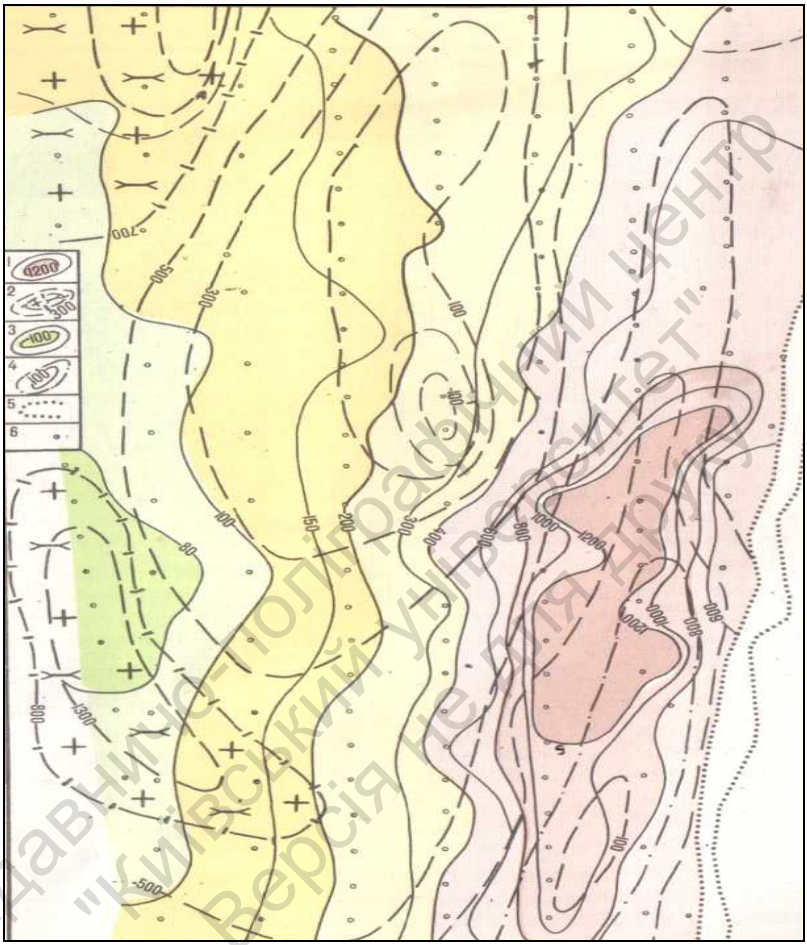


Рис. 5.20. Карта електричних опорів ρ_y і магнітного поля Z_a Кодимської ділянки:

1 – область високих опорів (ізолінії в Ом·м) – відповідає підняттю покрівлі корінних порід за невеликої потужності розкриву (10–15 м); 2 – позитивне поле Z_a, найбільш інтенсивне поле відповідає магнітним мігматитам і гнейсам; 3 – область низьких опорів – занурення в рельєфі корінних порід при збільшеній потужності розкриву (15–20 м); 4 – негативне поле Z_a разом зі слабким позитивним полем відображає область розвитку гранітів; 5 – контур річкової долини; 6 – точки вертикального електрозондування

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

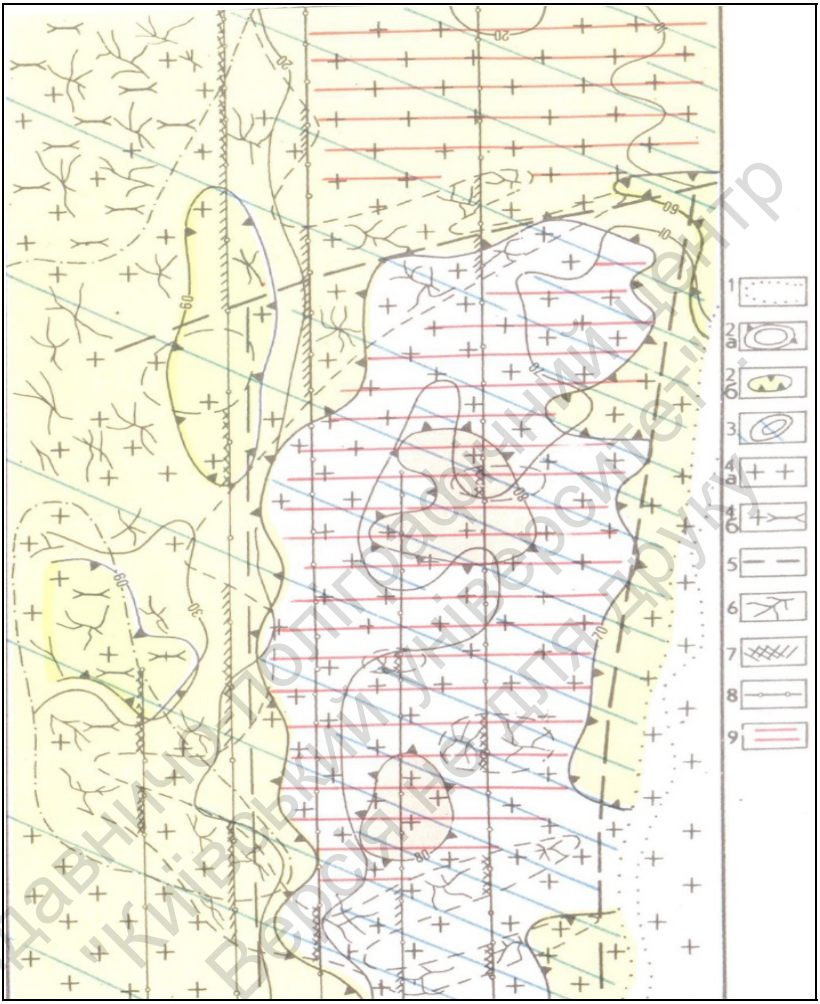


Рис. 5.21. Геолого-структурна карта Кодимського родовища гранітів (за геофізичними даними):

1 – контур річкової долини; 2 – рельєф покрівлі фундаменту: а) підняття, б) занурення; 3 – ізопотужності покривального чохла (розкриву); 4 – породи фундаменту: а) граніти, б) складний комплекс кристалічних порід (граніти, мігматити, гнейси та їхнє перешарування); 5 – тектонічні порушення; 6 – тріщинуваті кристалічні породи; 7 – зони низьких і знижених швидкостей – індикатори тріщинуватості; 8 – сейсмічні профілі; 9 – площа, рекомендована під розвідку родовища бурінням

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Відтворено для науки

Родовище розвідано з метою видобутку буту й щебеню для будівництва доріг, фундаментів житлових і виробничих будівель.

На допомогу геологічній розвідці виконано комплекс геофізичних робіт: площова магнітна зйомка масштабу 1 : 2 000, ВЕЗ масштабу 1 : 5 000 (мережа 50 × 50 м) і профільна сейсморозвідка КМЗХ. Вирішувалися завдання: картування гранітів на фоні вмісних кристалічних порід іншого складу, установлення ділянок їхнього неглибокого залягання і визначення товщини покривних порід, виділення блоків монолітних непорушених порід.

На рис. 5.20 представлена карта фізичних полів, що ілюструє можливості геофізики. Результати геофізичних досліджень використано при побудові структурної карти родовища (рис. 5.21). На результативній карті виділено ділянку, сприятливу для постановки розвідувального буріння.

Матеріали геофізичних робіт покладено в основу підрахунку запасів гранітів на Кодимському родовищі.

5.4.2. Геофізичні дослідження при вивченні інженерно-геологічних і гідрогеологічних умов родовищ твердих корисних копалин

Інженерно-геологічні особливості (тектонічне порушення, тріщинуватість, фізико-механічні властивості корисної копалини і вмісних порід, температурний режим порід тощо) і гідрогеологічні умови (наявність скупчень підземних вод і ступінь обводнення різних масивів, гідродинамічний і гідрохімічний режим) іноді є визначальними факторами ефективності й вартості розробки та експлуатації корисних копалин. Вивчення інженерно-геологічних і гідрогеологічних умов родовищ корисних копалин зазвичай проводять у процесі їхньої розвідки, у тому числі з використанням геофізичних методів. Однак необхідність польової й підземної дорозвідки родовищ у ході їхньої експлуатації часто стає необхідною, і тут роль геофізичних методів виявляється досить значною.

Вивчення інженерно-геологічних і гідрогеологічних умов під час дорозвідки родовищ твердих корисних копалин виконується комплексом польових геофізичних методів: електророзвідки (електричні зондування – ВЕЗ, ВЕЗ-ВП й електропрофілювання в різних модифікаціях), сейсморозвідки методом заломлених хвиль, рідше

Видавництво Політехніка Київського університету Електронне видання

гравірозвідки та магніторозвідки. Інтерпретація геофізичних даних ґрунтується на тісних кореляційних зв'язках геофізичних параметрів з фізико-механічними та водно-фізичними властивостями порід і корисних копалин, отриманих як за свердловинними дослідженнями, так і в процесі подальшої проходки виробок. У загальному випадку вивчення інженерно-геологічних умов родовищ практично не відрізняється від методів дослідження будови і стану масивів гірських порід.

5.4.3. Геофізичні дослідження при вивченні обводнення гірничих виробок

Родовища корисних копалин, складені піщано-глинистими або закарстованими і тріщинуватими карбонатними породами, характеризуються значною обводненістю. Обводнені зони тут носять локальний, незакономірний характер і приурочені до наявних у розрізі товщ піщаних колекторів або карстових водонасичених порожнин і тріщинуватих зон.

При вивченні обводнення гірничих виробок у процесі підземної розробки родовищ твердих корисних копалин найбільш важливим практичним завданням є виявлення обводнених зон для їхньої локалізації та раціонального розміщення водопонижувальних свердловин і проектування інших осушувальних заходів.

Основними польовими методами вивчення обводнення гірничих виробок є електророзвідка ВЕЗ, ВЕЗ-ВП, сейсморозвідка МЗХ, а також електромагнітні профілювання різних модифікацій. Методика польових робіт зводиться до площових зйомок з густотою мережі спостережень 100 × (100–500) м. Глибинність розвідки має перевищувати проектовані глибини гірничих виробок. При обробці та інтерпретації матеріалів геофізичних досліджень застосовуються підходи, що дозволяють отримувати геофільтраційні характеристики окремих водоносних горизонтів або вмісних корисні копалини товщ. Це в основному аналітико-статистичні методи з використанням логіко-евристичних підходів, які обирають, виходячи з конкретних геолого-гідрогеологічних умов.

Осушення за допомогою відкачок зі свердловин ефективне лише у разі проходки їх в обводнених породах, тому виявлення на шахтних полях місць із підвищеними питомими водоприпливами являє собою актуальне завдання геофізичних методів. Вирішення його тільки одним бурінням по густій мережі свердло-

вин з глибиною до 100 м і більше досить затратне і часто неефективне у зв'язку з локальністю закарстованих і обводнених зон. Істотну допомогу у виявленні ділянок з різними відносними водоприпливами за рахунок різних факторів обводнення дають вертикальні електричні зондування, виконані за зазначеною вище мережею з максимальними розносами лінії живлення до 1000 м. Для вивчення обводнення використовують одержані за результатами інтерпретації ВЕЗ параметри геоелектричного розрізу – питомий електричний опір та електричну провідність горизонтів гірських порід. Установлюються кореляційні залежності між цими параметрами та питомими водоприпливами до гірничих виробок за рахунок різних факторів обводнення.

Скупчення тріщинно-карстових вод виявляються також за допомогою підземної електророзвідки методами підземного електропрофілювання та радіохвильового просвічування. При цьому за допомогою електропрофілювання і радіохвильового просвічування (РХП) виявляють провідні зони або ділянки підвищеної діелектричної проникності (у методі РХП), які можуть бути обумовлені наявністю обводнених порід поблизу стінок гірничої виробки. За допомогою трьохелектродного підземного електрозондування прямою і оберненою установками визначається наявність обводнених зон у вибої гірської виробки.

5.4.4. Геофізичні дослідження при проектуванні й будівництві тунелів

Будівництво дорожніх і гідротехнічних тунелів проводиться у складних гірських умовах, часто в сейсмонебезпечних районах. Складні природні умови зумовлюють виконання детальних інженерно-геологічних досліджень із широким залученням геофізичних методів, що виконуються як на стадії проектування, так і в процесі будівництва. Метою польових геофізичних досліджень під час проектування тунелів є детальне літологічне картування, визначення глибини залягання корінних порід і потужності наносів, виявлення контактів порід, тектонічних порушень, зон тріщинуватості, закарстованості, обводнення, оцінка сейсмогеологічних умов.

Ці завдання вирішують за допомогою детальних польових геофізичних зйомок уздовж траси тунелю, а також за двома профілями, паралельними трасі й віддаленими один від одного на

відстані, наближено рівній глибині тунелю. Крок спостережень становить 10–50 м. Зазвичай застосовується ряд геофізичних методів з метою забезпечення картування як поверхневих відкладів, так і глибинного об'ємного картування до рівня підошви тунелю. Комплекс геофізичних методів включає магніторозвідку, еманаційну й гамма-зйомки, електророзвідку методами природного електричного поля, вертикального електрозондування, георадарного профілювання та сейсморозвідку КМЗХ. Виконуються ГДС в усіх свердловинах, а також залучаються дані аерокосмічних зйомок. Оскільки будівництво тунелів проводиться в гірських умовах, то важливим завданням є врахування спотворення геофізичних даних за рахунок гірського рельєфу.

Завданнями інженерно-геологічних і гідрогеологічних досліджень під час будівництва тунелів є: 1) безперервна геологічна документація в процесі проходки виробки для визначення складу і стану порід; 2) з'ясування водонасичення порід та його приуроченості до тих чи інших літологічних комплексів порід, контактів, зон подрібнення, тріщинуватості та оцінка водно-фізичних властивостей порід; 3) визначення фізико-механічних і міцнісних властивостей порід, необхідних для розрахунку впливу гірського тиску; 4) оцінка газоносності й геотермічних умов.

Систематичні підземні геофізичні спостереження в процесі проходки тунелю в комплексі з геолого-гідрогеологічними дослідженнями дають значний економічний і геологічний ефект. З їхньою допомогою вирішують такі завдання: 1) уточнення геолого-геофізичної будови, установленої за даними польових геофізичних робіт і буріння; 2) вивчення обстановки навколо виробок на відстані до декількох десятків метрів для з'ясування літології, обводнення, тріщинуватості порід й оцінки гірничотехнічних властивостей порід, що оточують тунель; 3) проведення випереджувальної геофізичної розвідки на відстані до декількох десятків метрів перед вибоєм тунелю з метою виявлення зміни літології, зон порушень і обводнення; 4) вивчення міцності порід, їхньої стійкості, визначення потужності порід, розпушених у процесі проходки, та оцінки гірського тиску.

Зазначені завдання вирішуються таким комплексом методів підземної геофізики: електророзвідка в різних варіантах; сейсморозвідувальні та ультразвукові спостереження; сейсмоакустичне прослуховування шумів за вибоєм виробки; гравірозвідка;

радіометрія; вивчення космічного випромінювання; термометрія і свердловинні геофізичні дослідження. Серед методів підземної геофізики електророзвідка є одним з найбільш перспективних. Електричне профілювання на постійному і змінному струмі застосовують для документації проходки, виявлення крутопадаючих контактів, зон тектонічних порушень тощо. Електричні зондування прямою й оберненою трьохелектродними установками із центром біля вибою служать для випереджувальної розвідки і виявлення пологих контактів порід поряд з виробкою.

5.5. Уточнення сейсмічності площ будівництва

Надзвичайно важливим напрямом застосування інженерної геофізики є сейсмічне районування з метою вирішення завдань проектування сейсмостійких цивільних, промислових та енергетичних споруд.

Сейсмічне районування ґрунтується на сейсмостатистиці із залученням даних геології, у першу чергу тектоніки й геодинаміки. Сейсмічна інтенсивність – це макросейсмічний ефект впливу землетрусу на земну поверхню, який визначається за статистикою ушкоджень споруд різних типів, деформацій земної поверхні, впливів на фундаменти споруд або на відчуття людей. Макросейсмічна інтенсивність (бальність) характеризує ефект землетрусу "у середньому", тобто на великій території з умовно горизонтально рівною поверхнею й так званим "середнім" ґрунтом.

Оцінка сейсмічної небезпеки здійснюється в результаті проведення трьох видів сейсмічного районування, що розрізняються за завданнями та об'єктами досліджень. Загальне сейсмічне районування (ЗСР) служить для планування розвитку народного господарства в масштабах країни та окремих регіонів (масштаб 1:2 500 000). Розглядаються лише великі геолого-тектонічні структури, що визначають сейсмічність регіону.

Сейсмостійке будівництво в Україні регламентується картами загального сейсмічного районування, які наведено в державних будівельних нормативах (ДБН) В.1.1-12:2014. Карти: ЗСР-2004А; ЗСР-2004В та ЗСР-2004С використовують залежно від класу відповідальності споруди. На картах ЗСР наведено

Видавничий поліграфічний центр "Київський університет"
Безоплатно для друку

інтенсивність сейсмічних впливів (у балах), яка характерна для ґрунтів 2-ї категорії (табл. 5.1, ДБН В.1.1-12:2014) даної зони.

Для оцінки сейсмічної небезпеки територій розміщення відповідальних об'єктів виконується детальне сейсмічне районування (ДСР). При ДСР вивчаються зони можливих осередків землетрусів, а також умови генерації та поширення сейсмічних коливань. Оцінка впливу локальних ґрунтових, гідрогеологічних і геоморфологічних умов на розподіл сейсмічної інтенсивності входить до завдань сейсмічного мікрорайонування (СМР).

СМР є одним із важливих напрямів використання інженерної геофізики, значення якого зростає для вирішення завдань проектування сейсмостійких цивільних, промислових та енергетичних споруд. СМР виконується з метою визначення приросту сейсмічної інтенсивності за рахунок конкретних ґрунтових умов та уточнення вихідної бальності для території досліджень.

Різниця в значеннях інтенсивності, наведеній на карті ЗСР та отриманій у результаті СМР, може виникати з різних причин: відмінності фізико-механічних властивостей ґрунтів; різниці гідрогеологічних та інженерно-геологічних умов; відміни в розташуванні ділянок відносно сейсмотектонічних зон; особливостей осередка землетрусу.

Сейсмічне мікрорайонування виконується в масштабах 1 : 25 000, 1 : 10 000 або 1 : 5 000. У результаті цих досліджень будується карта сейсмічного мікрорайонування, яка служить для визначення типів забудови та необхідних заходів для посилення їхньої сейсмостійкості.

Досвід макросейсмічного вивчення наслідків сильних землетрусів показує, що найбільший вплив на величину приросту сейсмічної інтенсивності спричиняють відмінності у фізичних властивостях верхньої товщі ґрунтів потужністю до 15–20 м. Цим і визначається мінімально необхідна глибинність досліджень при СМР для об'єктів цивільного будівництва, однак ця величина може змінюватися в той чи інший бік залежно від реальних інженерно-геологічних умов. Як правило, дослідження способом СМР виконують до першої жорсткої межі.

Основним джерелом інформації про сейсмічні властивості ґрунтів є інструментальні дослідження, що включають різні ме-

Видання Київського національного університету будівництва і архітектури. Версія не для продажу

тоди геофізики. У районах з підвищеною сейсмічною активністю це, у першу чергу, реєстрація землетрусів малих енергій і вибухів, вивчення мікросейсм, вивчення швидкостей поширення і декрементів поглинання пружних хвиль у ґрунтах. Пункти спостережень і методика визначаються з урахуванням результатів інженерно-геологічного вивчення території. За отриманими даними прогнозують збільшення інтенсивності в разі сильних землетрусів. Як еталонні використовують скельні (I категорія) або "середні" (II категорія) ґрунти. До останніх, як правило, відносять піщані, піщано-глинисті й крупноуламкові породи з рівнем залягання ґрунтових вод не менше 10–15 м.

Сейсмічне мікрорайонування може виконуватись такими методами: інженерно-геологічних аналогій; сейсмічних жорсткостей; реєстрації мікросейсм; реєстрації землетрусів (вибухів). Кількісна оцінка інтенсивності коливань на поверхні Землі під час СМР виконується шляхом побудови спектрів коливань ґрунту за трьома складовими та акселерограмами.

5.5.1. Метод інженерно-геологічних аналогій

Метод інженерно-геологічних аналогій, по суті, являє собою метод натурних (природно-техногенних) аналогій, застосовуваних при вивченні особливостей інженерно-геологічних умов території у складі даної природно-технічної системи (ПТС). Інженерно-геологічним аналогом називається аналог інженерно-геологічних умов території розміщення рівноцінного будівельного об'єкта у складі раніше вивченої ПТС.

Інженерно-геологічні дослідження в комплексі робіт по СМР проводяться з метою створення інженерно-геологічної основи карти СМР і мають випереджувальний характер відносно інших видів робіт.

Дослідження виконуються для отримання даних про інженерно-геологічні умови, які впливають на сейсмічність території досліджень, а також про можливі зміни цих умов у процесі будівництва та експлуатації будівель і споруд.

Детальність досліджень при сейсмічному мікрорайонуванні значною мірою визначається особливостями та строкатістю геологічної будови території.

Видання підготовлено науково-методичним центром "Київський університет" Безкоштовно для друзів

За даними інженерно-геологічних досліджень створюють інженерно-геологічні карти і карти сейсмічного мікрорайонування – поділ території досліджень на окремі ділянки, які визначаються на основі категорії ґрунтів за сейсмічними властивостями згідно з показниками фізико-механічних характеристик (табл. 5.1, ДБН В.1.1-12:2014).

Карта сейсмічного мікрорайонування за методом інженерно-геологічних аналогій є основою для обґрунтування вибору точок розміщення інструментальних досліджень.

5.5.2. Метод сейсмічних жорсткостей

Метод сейсмічних жорсткостей ґрунтується на порівнянні сейсмічної жорсткості ґрунтів мережі точок геофізичних досліджень із сейсмічною жорсткістю ґрунтів у точці із середніми ґрунтовими умовами. Сейсмічна жорсткість ґрунтів визначається як добуток швидкості пружних хвиль V на густину грунту δ.

На основі аналізу результатів великої кількості руйнівних землетрусів було встановлено, що місцеві особливості верхньої частини геологічного розрізу суттєво впливають на інтенсивність сейсмічних проявів під час землетрусів. Сейсмічний ефект зростає зі збільшенням ступеня пухкості ґрунтів, які залягають безпосередньо на глибинах до 15–20 м. Крім того, слід відмітити, що неглибоке залягання рівня ґрунтових вод також збільшує сейсмічний ефект.

С. В. Медведєвим встановлена кореляційна залежність приросту інтенсивності сейсмічних проявів у балах (ΔI) від різних факторів у вигляді такої емпіричної формули:

$$\Delta I = \Delta I_{\text{сж}} + \Delta I_{\text{ргв}} + \Delta I_{\text{рез}},$$

де $\Delta I_{\text{сж}} = 1{,}67\lg(V_0\delta_0/V_i\delta_i)$ – приріст за сейсмічну жорсткість; $\Delta I_{\text{ргв}}$ – приріст інтенсивності, що визначається глибиною залягання рівня ґрунтових вод h; V_0 і V_i – швидкість пружних хвиль відповідно для середніх ґрунтів і в точці спостережень, δ_0 і δ_i – густина відповідно для середніх ґрунтів і в точці спостережень; $\Delta I_{\text{рез}}$ – приріст за резонансні явища, які слід враховувати, якщо розріз представлений однорідною за величиною сейс-

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"

мічної жорсткості товщею пухких відкладів, що підстеляються корінними скельними або напівскельними породами і характеризуються значно більшими порівняно з пухкими відкладами сейсмічними жорсткостями.

Якщо товща пухких відкладів, що залягає на корінних скельних породах, у пункті спостереження представлена двошаровою системою, то побудова спектральної характеристики товщі й розрахунок збільшення інтенсивності за рахунок резонансних властивостей здійснюється за формулою для шаруватого середовища. Приріст інтенсивності за рахунок резонансних явищ ураховується й використовується при розрахунках сейсмостійкості споруд.

Для розрахунку приросту сейсмічного ефекту за наведеною вище залежністю частіше використовують дані про швидкість поширення пружних поперечних хвиль (V_S). При використання швидкості поздовжньої хвилі (V_P) на ділянках з неглибоким заляганням рівня ґрунтових вод отримані значення мають бути приведені до значень, характерних для ґрунтів у необводненому стані.

У разі шаруватих товщ, представлених декількома шарами з різними значеннями швидкості пружних хвиль, для розрахунків приростів інтенсивності коливань ґрунту використовують середню швидкість $V_{сер}$ і середньозважені значення густини. Швидкісні характеристики і значення густини ґрунтів отримують, виконуючи комплексні геофізичні дослідження, які включають вертикальне сейсмічне профілювання та радіоізотопний каротаж.

Вертикальне сейсмічне профілювання. Під час вертикального сейсмічного профілювання (ВСП) реєструються хвилі, які поширюються в ґрунті вздовж похилих променів, що дає можливість стежити за зміною пружних характеристик залежно від бази і напрямку поширення хвиль (рис. 5.22). Пункт збудження сейсмічних коливань розташовується на відстані ≈ 5 м від гирла свердловини. На кожному пункті збудження коливань ударний пристрій розташовують під кутом близько 45^o до горизонту і послідовно реєструють дві серії різноспрямованих ударів. Як свердловинний прилад використовують спеціальний трикомпонентний зонд, який дозволяє реєструвати одну вертикальну (Z) і дві горизонтальні (X, У) складові пружних хвиль.

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету

Сейсмоакустичні дослідження у свердловинах виконуються відповідно до вимог міжнародного стандарту ASTM № D4428/D4428M.

Запис хвильової картини здійснюється цифровою багатоканальною сейсмостанцією в режимі накопичення сейсмічного сигналу. Крок вимірів по вертикалі становить 1 м.

Слід відмітити, що досить важливою перевагою методу ВСП є можливість його використання в умовах населених пунктів, що дозволяє виконувати роботи за досить високого рівня промислових завад.

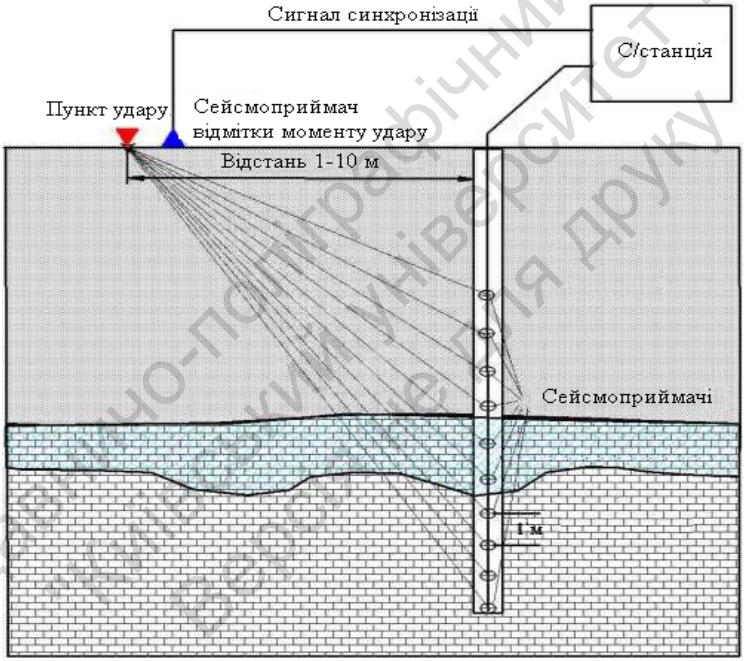


Рис. 5.22. Схема спостережень у методі вертикального сейсмічного профілювання

Для обробки матеріалів ВСП використовують програмний пакет RadExPro (ООО "Деко-геофизика СК") та ряд інших. На рис. 5.23 показано вигляд графа обробки ВСП у програмі RadExPro.

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет

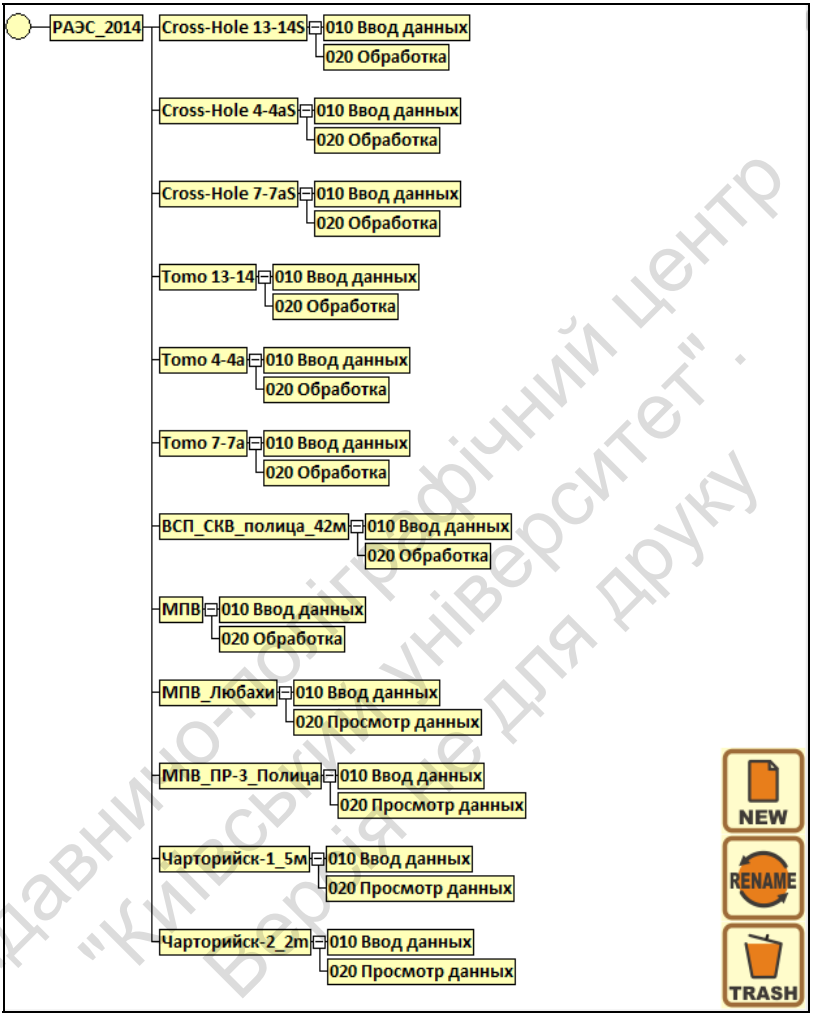


Рис. 5.23. Граф обробки даних вертикального сейсмічного профілювання у програмі RadExPro

До процесу обробки ВСП входить завантаження польових даних, присвоєння геометрії, кореляція перших вступів. Для прикладу на рис. 5.24 наведена хвильова картина *P*-хвилі та *S*-хвилі.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

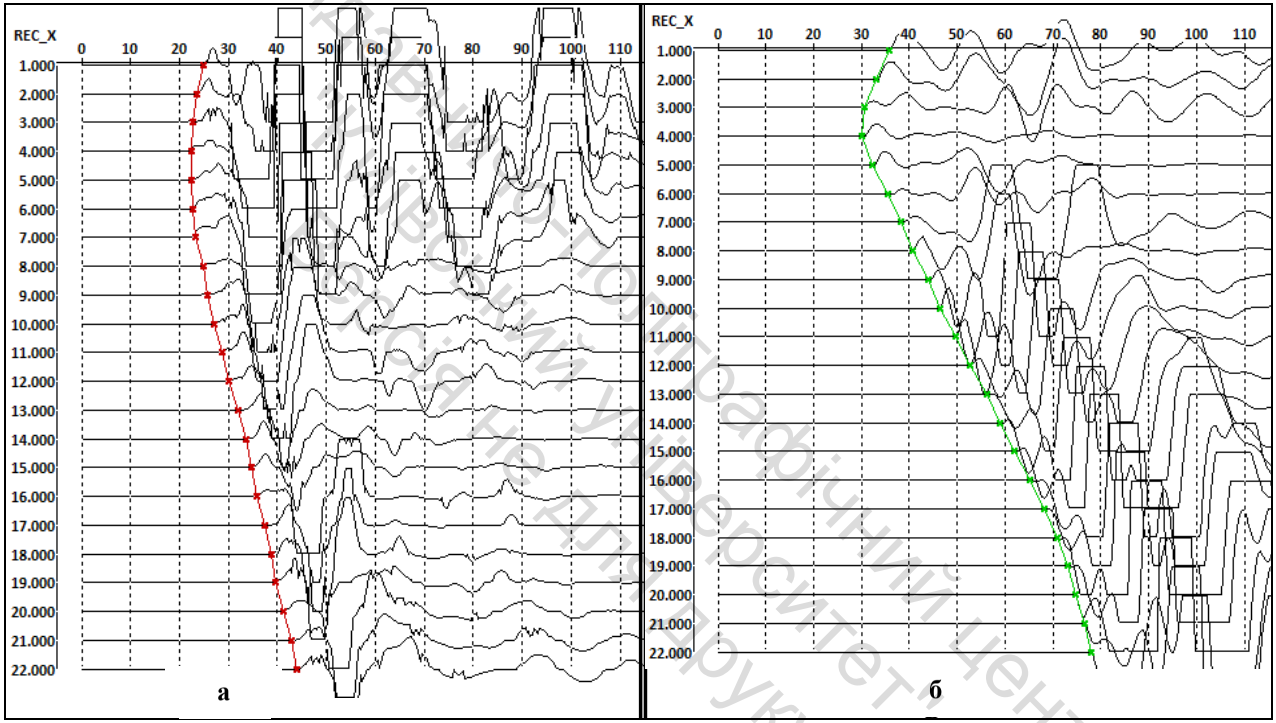


Рис. 5.24. Приклад хвильової картини:
а – *P*-хвиля; б – *S*-хвиля

Видавничий поліграфічний центр Волинського національного університету імені Лесі Українки

У результаті обробки та інтерпретації матеріалів ВСП отримують швидкісну характеристику ґрунтів досліджуваного розрізу. На рис. 5.25 наведено приклад результатів інтерпретації даних ВСП по одній із свердловин.

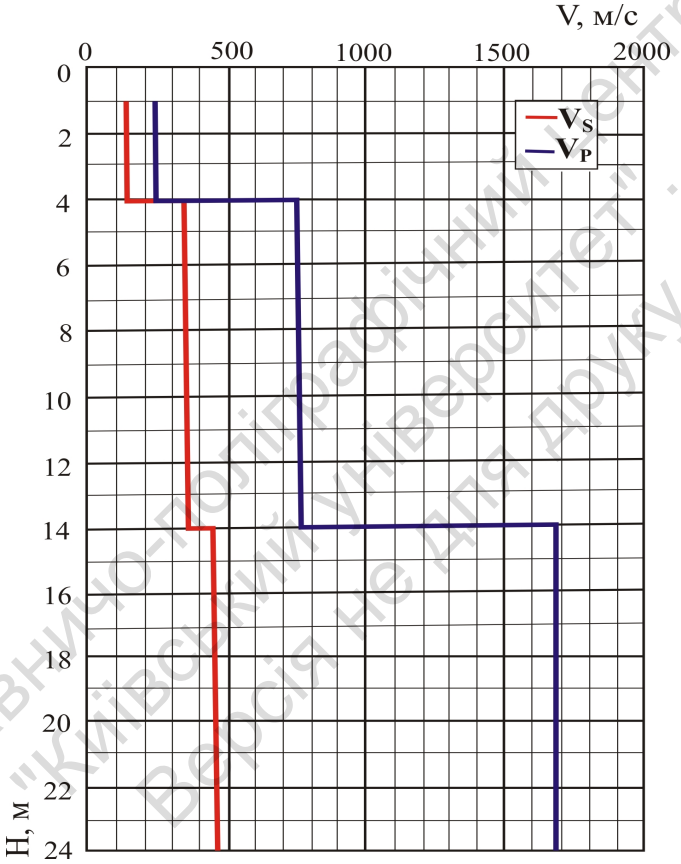


Рис. 5.25. Результати інтерпретації вертикального сейсмічного профілювання по св. № 1

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія не для друку

Радіоізотопний каротаж. До комплексу радіоізотопних методів вивчення фізичних властивостей ґрунтів входить: гамма-каротаж (ГК) – визначення природної гамма-активності ґрунтів, на основі якої здійснюється уточнення літології розрізу; гамма-гамма-каротаж (ГГК) – визначення густини ґрунтів; нейтрон-нейтронний каротаж (ННК) – визначення вологості ґрунтів.

Каротаж природної гамма-активності ґрунтів (гамма-каротаж) дозволяє врахувати ту частку виміряної інтенсивності гамма-випромінювання, яка зумовлена природною радіоактивністю ґрунтів.

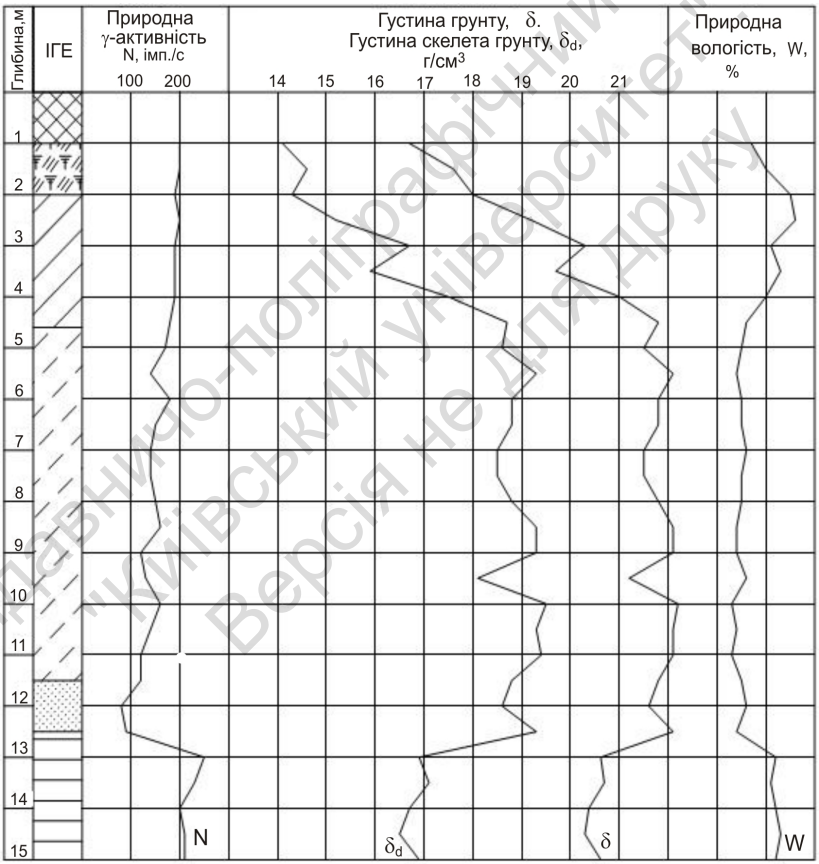


Рис. 5.26. Приклад результатів радіоізотопного каротажу

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

Метод ГГК базується на залежності між густиною контрольованого ґрунту й характеристиками розсіювання гамма-гамма-випромінювання, що пройшло через ґрунт. Інтенсивність розсіяного гамма-випромінювання тим менша, чим більша густина ґрунту.

Метод ННК базується на залежності між вмістом водню у ґрунті (вологістю) і щільністю потоку теплових нейтронів, що утворилися в процесі їхнього розсіювання на ядрах атомів водню.

Розрахунок густини ґрунту (δ) та об'ємної вологості ($W_{об.}$) виконується за даними польових ядерно-геофізичних досліджень з використанням тарувальних графіків приладів ГГК і ННК. Оскільки між характеристиками ґрунтів існують кореляційні зв'язки, то за цими параметрами визначають густину сухого ґрунту (δ_d) і вагову вологість (W). Похибка визначення густини ґрунтів не перевищує ±0,04 г/см^3, а визначення вологості – не більше ±2,5 %. Як приклад на рис. 5.26 представлені результати радіоізотопного каротажу.

На основі отриманих вихідних даних виконується розрахунок приросту сейсмічної бальності для території досліджень методом сейсмічних жорсткостей.

5.5.3. Метод реєстрації мікросейсм

Реєстрація мікросейсм – це неперервний запис мікроколивань земної поверхні в широкому діапазоні амплітуд і періодів. Вони використовуються при сейсмічному мікрорайонуванні як один із методів визначення приросту інтенсивності сейсмічного впливу та частотних характеристик ґрунтів.

У більшості практичних робіт по СМР використовується методика, яка заснована на припущенні про статистично рівномірний розподіл джерел мікросейсм, стабільності їхнього амплітудно-частотного складу в часі й просторі. Ґрунти розглядаються як деякий "фільтр", що виділяє із макросейсмічного поля коливання визначеного частотного діапазону з амплітудним рівнем, який залежить від інженерно-геологічних умов території.

При використанні методу мікросейсм значні спотворення в результат вимірів привносять фактори, що порушують стандар-

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

тність спостережень: постійно діючі джерела мікросейсм, наявність транспортних завад, різниця в метеорологічних умовах тощо. У зв'язку із цим для вибору оптимальних умов виконання робіт необхідно вивчити особливості макросейсмічного поля. На основі отриманих даних з урахуванням карти сейсмічного мікрорайонування за методом інженерно-геологічних аналогій обираються точки, у яких буде здійснюватися реєстрація мікросейсм, час проведення й термін реєстрації, кількість спостережень у кожному обраному пункті досліджень.

Під час проведення польових спостережень сейсмографи виставляються в трьох взаємно перпендикулярних напрямках: два горизонтальні – північ-південь, схід-захід та один вертикальний.

Приріст сейсмічної інтенсивності ΔI у балах визначається за максимальними амплітудами мікросейсм, записаних на досліджуваній точці ($A_{\text{i, max}}$) і точці із середніми ґрунтовими умовами ($A_{0, \max}$), згідно з формулою

$$\Delta I = 2 \cdot \lg\left(\frac{A_{i,\max}}{A_{0,\max}}\right).$$

Частотна характеристика ґрунтів оцінюється відносно спектрів записів мікросейсм на досліджуваній точці та точці із середніми ґрунтовими умовами.

5.5.4. Метод реєстрації коливань ґрунтів при вибухах

Для вивчення реакції ґрунтів на сейсмічні впливи в районах з низькою сейсмічною активністю, а також у випадках, коли терміни виконання СМР не дозволяють забезпечити необхідну тривалість спостережень за землетрусами, використовуються промислові або спеціально організовані для СМР вибухи. Метод ґрунтується на припущенні про подібність реакції середовища на сейсмічний вплив при слабких землетрусах та вибухах.

Коливання ґрунтів збуджуються спеціальними вибухами. Пункти реєстрації хвильової картини обираються з урахуванням даних методів інженерно-геологічних аналогій, сейсмічних жор-

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Вчора не для друку

сткостей та сейсмологічних даних. Вони розташовуються по дугових профілях, паралельних один одному відносно пункту вибуху. Для кожного вибуху намічається 2–3 дугові профілі залежно від особливостей інженерно-геологічних умов. При виборі профілів необхідно передбачити можливість порівняння результатів, одержаних на точках досліджень, з даними точки, розміщеної в середніх ґрунтових умовах.

Приріст інтенсивності сейсмічного впливу ΔI (у балах) методом вибухів визначають за середніми амплітудами коливань згідно з формулою

$$\Delta I = 3,3 \cdot \lg\left(\frac{\lg \overline{A}_t}{\overline{A}_{\text{е}}}\right)$$

де $\overline{A}_t$ – середня амплітуда коливань на ділянці дослідження; $\overline{A}_{\text{е}}$ – середня амплітуда коливань на ділянці із середніми ґрунтовими умовами (еталонна точка).

Розрахунок приросту можна виконувати також за відношенням спектральної щільності на досліджуваних точках і на точці, розташованій у середніх ґрунтових умовах.

За необхідності уточнення інтенсивності сейсмічного впливу на будівельні майданчики, що розташовані в межах мегаполісів, виникають проблеми з можливістю використання всього комплексу методів, передбачених нормативними документами.

У межах міста практично неможливо організувати реєстрацію вибухів, і досить проблематичною є реєстрація мікросейсм, оскільки в їхньому формуванні значну роль відіграють численні штучні джерела та випадкові місцеві процеси, стаціонарність яких досить низька. Використання даного методу зводиться до досить наближеної оцінки частотних характеристик ґрунту.

За останні десятиліття відбулося багато змін у вимогах нормативних документів для сейсмостійкого будівництва. Відповідно до чинних на сьогодні нормативних документів уточнення сейсмічності майданчика будівництва, нормативна бальність якого визначається за картами ЗСР-2004В та ЗСР-2004С, виконується обов'язково на основі спеціалізованих досліджень.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія по для друку

Контрольні запитання

1. Охарактеризуйте етапи досліджень і раціональний комплекс геофізичних методів для забезпечення будівництва атомних і теплових електростанцій.

2. Назвіть основні етапи й методи геофізичних досліджень при будівництві гідротехнічних споруд.

3. Охарактеризуйте особливості методики геофізичних досліджень для забезпечення будівництва гідротехнічних споруд.

4. Назвіть основні завдання та методи при неруйнівному контролі стану гідротехнічних споруд за допомогою геофізичних методів.

5. Охарактеризуйте особливості методики геофізичних досліджень трас залізниць і автомобільних доріг.

6. Назвіть основні етапи й методи геофізичних досліджень при проектуванні трас магістральних трубопроводів.

7. Охарактеризуйте особливості методики геофізичних досліджень трас діючих магістральних трубопроводів.

8. Які геофізичні методи застосовуються при проектуванні високовольтних ліній електропередачі? Їхні завдання та методика досліджень.

9. Назвіть завдання та охарактеризуйте основні методи геофізичних досліджень для забезпечення будівництва кар'єрів.

10. Охарактеризуйте особливості методики геофізичних досліджень у гірських виробках і тунелях.

11. Які методи геофізики застосовуються для вивчення сейсмічності площ будівництва.

12. Охарактеризуйте метод сейсмічних жорсткостей.

13. У чому суть методу реєстрації мікросейсм?

14. Охарактеризуйте метод реєстрації коливань ґрунтів при вибухах.

Література: [8, 9, 10, 11, 12, 13, 15, 17, 23, 27, 29, 30, 32, 41, 42, 44, 47, 57].

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія не для друку

Розділ 6

ГЕОЕКОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ

Екологічна геологія (екогеологія) – розділ геології, що вивчає взаємодію біосфери (оболонки Землі, де мешкає біота) з верхньою частиною літосфери (геологічним середовищем). Під геологічним середовищем розуміють поверхневу оболонку літосфери, що перебуває під впливом інженерно-господарської діяльності людини і визначає цю діяльність. Практичний глибинний вимір геологічного середовища визначається глибиною, на яку поширюється виробничо-технічна діяльність людей. За цей вимір можна взяти, наприклад, максимальну глибину нафтогазових свердловин, яка на сучасному етапі становить 6–7 км. Приповерхнева частина геологічного середовища товщиною в десятки метрів називається верхньою частиною розрізу (ВЧР). Вона включає ґрунти, гірські породи, поверхневі, ґрунтові й підземні води, приповерхневі фізико-геологічні явища (зсуви, карст тощо), об'єкти людської діяльності. ВЧР найбільшою мірою схильна до екзогенних і техногенних (фізико-хімічних і енергетичних) процесів, а також впливу ендогенних (внутрішньоземних) факторів. Вона також характеризується екстремальним проявом процесів, як природних (різкою геологічною, петрофізичною і фізичною неоднорідністю у просторі й у часі), так і техногенних (максимальним проявом штучних фізичних полів). ВЧР є специфічною частиною геопростору, об'єктом вивчення і основним джерелом інформації, одержуваної екогеофізикою про навколишнє середовище.

Екологічна геофізика (екогеофізика) – це науково-прикладний розділ геофізики, призначений для вирішення екологічних завдань з метою вивчення стану і динаміки взаємодії людини й біоти ("живої речовини") з ВЧР. Ці взаємодії встановлюються і контролюються на рівні навколоземних, земних (природних) і техногенних (штучних) фізичних полів.

Таким чином, в екогеології та екогеофізиці загальним об'єктом дослідження є геологічне середовище й перш за все ВЧР. Геологічне середовище змінюється у просторі й у часі, що вияв-

Видання підготовлено в Київському університеті ім. Бориса Грінченка

ляється у змінах природних і техногенних фізичних полів через кількісно вимірювані аномалії цих полів.

Геофізичне середовище як частина літосфери характеризується нелінійністю і мінливістю у часі параметрів. Нелінійність виявляється в тензочутливості, флюїдочутливості (залежності пружних, електромагнітних та інших параметрів не тільки від геохімічного складу твердої фази гірських порід, а й складу їхніх флюїдів) і нелінійною реакцією середовища на зовнішні впливи. Варіації космічних полів у часі призводять як до ритмічних (упорядкованих), так і хаотичних (випадкових) змін параметрів природних і штучних земних фізичних полів і процесів, що їх супроводжують. Отже, геологічне середовище залежить від фізичних і хімічних властивостей, геометричних параметрів твердої фази та флюїдів, а також від варіацій природних і все більш зростаючих за інтенсивністю техногенних фізичних полів.

Літосфера й геологічне середовище є предметом досліджень усіх методів прикладної геофізики: глибинної, регіональної, розвідувальної та інженерної. У зв'язку із цим екологічні завдання певною мірою давно геофізичними методами вирішуються. Однак зростаюча роль екології у житті людей і руху громадськості за збереження навколишнього середовища, як і складність поставлених проблем, призводять до необхідності створення окремих науково-прикладних дисциплін – екологічної геології та екологічної геофізики, так само тісно пов'язаних між собою, як і фундаментальні науки – геологія й геофізика.

Головна особливість екогеології та екогеофізики полягає в організації моніторингу, тобто відстеження зміни стану геологічного середовища з метою визначення місця і часу як швидких (катастрофічних), так і повільних (еволюційних) відхилень від нормального стійкого стану. Ці відхилення позначаються на функціонуванні природно-техногенних систем таких, наприклад, як великі електростанції, промислові комбінати, сховища ядерних відходів тощо. Потребують моніторингу також природно-техногенні процеси (ПТП) – природні й штучно викликані: землетруси, гірські удари, зсуви, селі, карст, вибухи тощо.

Головні завдання екологічного моніторингу – отримання об'єктивної, по можливості, кількісної інформації про зміну біо-

Видавничий центр Київський університет ім. Бориса Грінченка

логічних, геологічних, гідрогеологічних, ґрунтових, геохімічних, геофізичних параметрів природного середовища в глобальному, регіональному і локальному масштабах. Геофізичній інформації, що отримується у значній кількості за допомогою експрес-методів і дозволяє створювати прості системи моніторингу, належить провідна роль, оскільки її можна використовувати в усіх перелічених наукових дисциплінах. У результаті комплексного геосистемного моніторингу оцінюються території з позиції їхнього медико-санітарного стану та можливості нормального функціонування екосистем.

Екологічна геофізика (екогеофізика) як фундаментальний розділ геофізики, пов'язаний з вивченням екологічних проблем фізичними методами, перебуває у стадії формування. Глобальний характер космічних і земних фізичних полів (гравітаційних, магнітних, електромагнітних тощо), їхня просторово-часова диференціація дозволяють вважати, що вони відіграють одну з головних ролей у розвитку Землі, літосфери та біосфери.

Основними завданнями екогеофізики є:

1. Вивчення змін приповерхневих частин літосфери (ВЧР) під впливом природних і техногенних процесів і оцінка їхніх екологічних наслідків.

2. Створення методів оцінки екологічної стійкості літосфери і способів збереження її екологічних функцій.

3. Медико-біологічне і соціально-екологічне забезпечення діяльності людей, пов'язаної з геологічним середовищем.

Техногенне забруднення довкілля можна розділити на речовинне (хімічні речовини та мікроорганізми) та фізичне (геофізичні поля). На рис. 6.1 представлена загальна схема формування техногенного забруднення довкілля. Техногенні фізичні поля спричиняють на навколишнє середовище енергетичний вплив і разом з хімічними речовинами та мікроорганізмами сприяють формуванню техногенного сумарного забруднення, наслідки якого виявляються у вигляді зміни геологічного середовища, деструкції інженерних об'єктів і фізіологічних порушень у живих організмах.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

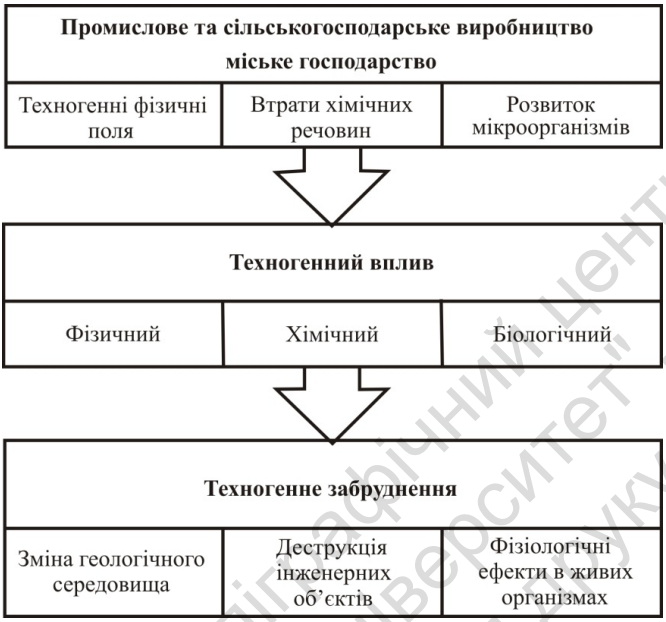


Рис. 6.1. Схема формування комплексного техногенного забруднення геологічного середовища

Проблема забруднення ґрунтів і порід ВЧР постає досить гостро: у зв'язку з інтенсивним розвитком промисловості відбувається забруднення довкілля різними хімічними елементами й сполуками, багато з яких є токсичними. За словами В. Вернадського: "… хімічний склад організмів найтіснішим чином пов'язаний з хімічним складом земної кори; організми пристосовуються до нього". Тобто техногенні геохімічні аномалії, пов'язані із забрудненням ґрунтів і порід ВЧР, впливають на природні екосистеми і живі організми.

6.1. Вивчення забруднення довкілля хімічними речовинами

Століття тому академік А. Е. Ферсман писав: "Там поставлено правильно виробництво, де не пропадає жодного грама здобутої гірської породи, де немає ні грама викидів, де ніщо не відлітає в повітря і не змивається водами". Усе це особливо актуально в наш час. Адже в нашій країні щорічно потрапляє у відвали понад 2 млрд $м^3$

всіляких "хвостів" збагачення руд, до 100 млн т металургійних шлаків, близько 100 млн т вугільної золи електростанцій. Це без урахування побутових відходів, точний обсяг яких важко уявити.

Антропогенне (техногенне) речовинне або геохімічне забруднення навколишнього середовища, що включає ВЧР з підземними водами і навколоземну частину атмосфери, на сьогодні охоплює понад 10 % земної суші. Воно утворюється за рахунок: відвалів гірських порід поблизу шахт і копалень, а також хвостосховищ, де складуються відходи після вилучення корисних елементів; відходів великих промислових і будівельних підприємств і міських агломерацій (звалища, відстійники); витоків нафтопродуктів на нафтогазових промислах і нафтоперегінних заводах, з магістральних трубопроводів, поблизу станцій перекачування нафти і газу, нафтосховищ, складів паливно-мастильних матеріалів, бензоколонок тощо; сільськогосподарської діяльності (розпушування і засолення ґрунтів, внесення добрив і отрутохімікатів) та інших джерел; захоронень радіоактивних відходів, а також продуктів аварій і катастроф на ядерних об'єктах.

Такі галузі промисловості, як чорна і кольорова металургія та теплоенергетика, є джерелами токсичного потоку хімічного забруднення в атмосферу, термічного й хімічного – у ґрунтові води, ґрунти та породи ВЧР.

За геометричними параметрами джерела техногенного речовинного забруднення геологічного середовища поділяються на точкові (скидання стічних вод у водоймища або свердловини та ін.), лінійні (витоки з нафтопроводів, забруднення вздовж доріг, каналів та ін.), площові (внесення добрив до ґрунту на певних площах сільгоспугідь, урбанізовані території міст, промислові підприємства та ін.). Характерно, що аномаліївірні об'єкти, які вивчаються екогеофізичними методами, мають субгоризонтальну будову, тобто їхня потужність менша за ширину і довжину.

За часовими параметрами виділяють постійні, періодичні різної частоти та імпульсні джерела техногенного забруднення.

За інтенсивністю техногенні забруднення поділяються на слабкі, середні та сильні, що створюють відповідно аномалії фізичних полів менші, порівнянні та значно вищі природних.

Техногенне забруднення може відбуватися з вилученням і переміщенням гірських порід і без видимих змін поверхневих

умов; зі зміною режиму або хімічного складу підземних вод і потраплянням у них техногенних хімічних елементів.

У результаті речовинного (механічного та хімічного) забруднення геологічного середовища змінюються фізичні властивості його верхньої частини. Ці процеси спотворюють існуючі або створюють нові геофізичні поля різної інтенсивності й частоти.

Аномалії геофізичних полів можуть не збігатися з місцями розташування джерел забруднення внаслідок міграції забруднювальних речовин з повітряними масами, підземними водами та переміщенням гірських порід.

Геохімічне забруднення ґрунтів і порід ВЧР і підземних вод може бути викликано як природним чинником, наприклад за рахунок природних геохімічних полів окисно-відновної природи на рудних родовищах, так і техногенним, наприклад, забруднення твердими відходами при розвідці покладів та експлуатації шахт і копалень, забруднення відходами сільськогосподарського виробництва, побутовими звалищами, промисловими та побутовими стоками, відходами від гірничопромислових підприємств, що зберігаються у відстійниках, шламосховищах, викидами хімічних виробництв.

До головних особливостей техногенного кругообігу речовин слід віднести значно вищу швидкість проходження цих процесів порівняно з природним кругообігом, а також наявність неврегульованості в більшості складових його ланок. Шкідливість забруднювальних речовин визначається їхньою стійкістю в природному середовищі, біологічною доступністю, здатністю викликати негативні ефекти навіть за досить незначних концентрацій.

Усі ці характеристики мають хімічні елементи, віднесені до групи важких металів. Їхня токсичність виявляється у здатності легко акумулюватися живими організмами, викликаючи навіть у малих кількостях порушення їхнього функціонування. У процесі переміщення в геохімічних циклах ці елементи завдяки своїм хімічним властивостям накопичуються в навколишньому середовищі. Нині найбільш інтенсивними та небезпечними забруднювачами із важких металів визнано: ртуть, свинець, кадмій, миш'як, мідь, ванадій, олово, цинк, сурма, молібден, кобальт, нікель. Особливо небезпечні органічні й леткі сполуки ртуті, селену, телуру, миш'яку, свинцю, паладію, що утворюються у вихлопних газах автомобілів і викидах промислових підприємств.

Вибірковий інформаційний центр
Версія для друку

Постійне техногенне забруднення атмосферного повітря характерно для великих міст із розвиненою мережею промислових підприємств і переобтяжених транспортними засобами. Викиди в атмосферу в промислових зонах є найбільш небезпечним видом забруднення з прямою екологічною дією. В атмосферне повітря (а потім у ґрунти) можуть потрапляти такі елементи: нікель, ванадій, ртуть – переважають у викидах енергетичних установок; хром, марганець, свинець – присутні у викидах багатьох машинобудівних виробництв; свинець і бром – характерні для складу повітря, забрудненого вихлопними газами автомобілів (результат використання етилованого бензину); цинк і мідь – зустрічаються в навколишньому середовищі будь-якого промислового міста.

Зрештою, сучасне виробництво, незалежно від його типу, супроводжується поліелементними викидами асоціацій елементів: Pb, Zn, Sn, Cu, Mo, Ni, Co, Cr, Hg, Ag та ін.

Спостереженням за станом забруднення атмосфери в містах України займаються організації системи Укргідромет. Проводиться аналіз вмісту основних забруднювальних речовин, до яких відносяться пил, двоокис сірки, оксид вуглецю, двоокис азоту, спеціальні речовини (оксид азоту, сірководень, фенол, фтористий водень, хлористий водень, аміак, формальдегіди, бензпірен, важкі метали).

Дані, що публікуються у вигляді "Національних доповідей про стан навколишнього середовища в Україні", дозволяють скласти загальне уявлення про ступінь забруднення навколишнього середовища. До найбільш забруднених міст України віднесені Горлівка, Донецьк, Дніпро, Запоріжжя, Луганськ, Макіївка, Маріуполь, Одеса, Харків, Черкаси.

Дослідження загального техногенного забруднення ґрунтів України виявили, наприклад для Києва та Харкова, підвищений вміст цинку, нікелю і свинцю, що пояснюється історично сформованою інфраструктурою промислового виробництва міст, пов'язаною з машинобудуванням і металургією, а також розвиненою мережею автомобільних доріг.

Промислові й комунальні стоки, що виникають у результаті атмосферних опадів, сприяють надходженню важких металів до природних вод.

Видання містить службову інформацію
Університету
Використання дозволяється

Основним резервуаром, де відкладаються важкі метали, є ґрунти. Ґрунт накопичує багаторічні надходження важких металів, що потрапляють з атмосфери у складі газоподібних виділень, димів і пилу; у вигляді відходів промисловості, стічних вод, побутового сміття, мінеральних добрив.

Завдання геоекологічних досліджень полягає в об'єктивній оцінці та прогнозі ступеня техногенного забруднення довкілля. У цьому процесі слід ураховувати, що: забруднення викидами в атмосферу і скиданнями у водоймища від підприємств є розсіяним, а розташування твердих відходів звичайно строго локалізовано; воду можна очищати перед використанням або підібрати інше джерело водопостачання, проте для вже забрудненого повітря або ґрунту зробити це практично неможливо. У повітрі забруднення (за винятком вуглекислого газу CO_2) не накопичується на відміну від водних систем (в основному донні відклади) і ґрунту, де воно концентрується на тривалий час.

6.1.1. Особливості геолого-геофізичних моделей при вивченні техногенного забруднення довкілля

Під геолого-геофізичними моделями при вивченні забруднень довкілля розуміють абстрактне тіло простої геометричної форми, яким можна апроксимувати джерела екоаномалій та розповсюдження забруднення від них. Джерела екоаномалій виділяються із вмісного середовища одним або декількома петрофізичними властивостями, а також створенням (випромінюванням) фізичних полів.

Геолого-геофізичні моделі при вивченні забруднень довкілля, можуть бути:

1) статичними (постійними в часі, напр., створюваними радіоактивним джерелом або зоною порушення) і динамічними (змінними в часі, наприклад, які спостерігаються над плівкою нафтопродуктів);

2) двоальтернативними, коли геопростір ділиться на об'єкт, який створює аномалію, і вмісне середовище (напр., у випадку радіоактивного джерела) і багатоальтернативними, що складаються з декількох збурювальних джерел (напр., комбінація зони тектонічних порушень і плівки нафтопродуктів);

3) детермінованими (закономірно зумовленими і розраховуваними), наприклад радіоактивне тіло, зона порушень та імовірнісно-статистичними, наприклад плівка нафтопродуктів;

4) апріорними, що використовуються при проектуванні робіт і розв'язанні прямих задач, і апостеріорними, які отримують у результаті інтерпретації і розв'язання обернених задач.

Крім того, ГГМ можуть бути локальними, регіональними, планетарними, підповерхневими і глибинними, постійними, змінними, імпульсними тощо. Кожний екологічний об'єкт, що досліджується за допомогою геофізики, може бути представлений декількома ГГМ, поступово змінюватися в процесі отримання нової додаткової інформації шляхом комплексних геолого-геофізичних досліджень.

Екогеофізична інформація відрізняється високою експресністю, точністю і відтворюваністю геофізичних зйомок, отриманням значної кількості параметрів, можливістю проведення дистанційних і повторних вимірів, розробленістю комп'ютерних технологій отримання фізичних параметрів як за даними окремих методів, так і комплексних геофізичних досліджень. Кінцевою метою геоекологічної інтерпретації є використання геофізичних параметрів для отримання тих чи інших екогеологічних, екогеохімічних, екогеодинамічних та інших параметрів на основі встановлення кореляційних зв'язків між ними.

6.1.2. Вивчення забруднення геологічного середовища геофізичними методами

У результаті вивчення геологічного середовища за допомогою геофізичних методів виявляються статичні й динамічні (мінливі у часі) геофізичні аномалії над джерелами забруднення. Основними видами речовинного забруднення геологічного середовища є геохімічне й радіоактивне.

Геохімічне забруднення ґрунтів, гірських порід ВЧР і підземних вод призводять до зміни їхніх фізичних властивостей.

Еколого-геохімічне картування площ імовірного забруднення геологічного середовища різними хімічними елементами, а також детальні дослідження виявлених техногенних аномалій проводять насамперед шляхом геохімічних зйомок – літогеохімічних, атмохімічних (газових), гідрогеохімічних, біогеохімічних. Під час їхнього виконання відбираються проби ґрунтів і гірських порід з поверхні або з гірничих виробок, проб повітря і води.

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

У лабораторіях проводяться хімічні аналізи з визначенням якісного і кількісного складу елементів-забруднювачів. Густоту точок відбору проб можна різко скоротити, обмежившись лише їхніми точковими відборами для хімічних аналізів, якщо провести відповідні екогеофізичні зйомки. Для цього використовують теоретичні або емпіричні зв'язки між фізико-хімічними властивостями досліджуваного геологічного середовища і відповідними геофізичними параметрами. До геофізичних методів еколого-геохімічних досліджень належать: радіометричні та ядерно-геофізичні методи (гамма-спектрометричні, нейтронно-активаційні, радіоізотопні тощо), лазерна спектрометрія, дослідження методом ядерно-магнітного резонансу та ін. Більшість із цих методів застосовуються в лабораторному варіанті. Вони забезпечують картування забруднення за концентрацією хімічних елементів, що визначається дистанційними (безконтактними) способами досить точно та економічно ефективно.

Слід зазначити, що польові геофізичні методи не фіксують геохімічне забруднення мікрокомпонентами (важкими металами тощо). Але вони успішно фіксують техногенне забруднення макрокомпонентами, що призводить до техногенних змін ґрунтів і порід зони аерації та водонасичених горизонтів через їхнє засолення та підвищення мінералізації підземних вод.

Загалом комплекс екогеофізичних досліджень у разі вивчення геохімічного (речовинного) забруднення включає: мікроелектрозондування, мікроелектропрофілювання різних модифікацій, методи природного електричного поля й викликаної поляризації, резистивіметрію ґрунтових вод, георадарне зондування (ГРЗ), сейсморозвідку КМЗХ, термометрію та інфрачервоні зйомки, а також буріння неглибоких свердловин, відбір проб ґрунтів, порід і води з їхніми лабораторними аналізами. Залежно від технічного завдання й умов робіт у кожному конкретному випадку визначається раціональний комплекс екогеофізичних досліджень.

Забруднення ґрунтів і підземних вод нафтопродуктами відбувається досить часто. При проникненні нафтопродуктів у гірські породи, в результаті безперервних або залпових витоків під час їхнього добування, транспортування, зберігання й перероблення, вони накопичуються у природних колекторах – пісках, супісках, суглинках, тріщинуватих вапняках. Питомий електричний опір

(ρ) нафтопродуктів досить високий. Заповнюючи сухі породи або витісняючи з них застійні води, нафтопродукти підвищують ρ порід і зменшують їх діелектричну проникність ε (діелектрична проникність води в чотири рази більша, ніж у нафти).

У деяких випадках присутність нафтопродуктів у породах призводить до зниження їх питомого опору. Це пояснюється тим, що у разі тривалого перебування нафтопродуктів у заповнених природних колекторах відбувається їх хімічне й біологічне окислення. У результаті виникають продукти окислення – сульфіди, зокрема пірит та інші. Останні утворюють електроліт, для якого характерні знижені значення ρ, підвищені значення природної (α) і викликаної (η) поляризовності за незмінної величини ε гірських порід.

Відповідно до зазначених змін електричних властивостей основними екоелектророзвідувальними методами вивчення забруднення нафтопродуктами є такі: методи природного електричного поля (ПЕП) і викликаної поляризації (ВП), засновані на зміні α і η; методи опорів – електропрофілювання і мікроелектрозондування; георадарне зондування, що засновано на диференціації порід за ρ і ε; термометрія та інфрачервоні зйомки, призначені для розчленування порід за відмінностями їхніх температур.

Вибір одного-двох з названих методів залежить від геолого-геофізичних умов об'єктів досліджень. Періодично повторюючи профільні або площові зйомки цими методами, можна робити висновки про зміну забруднення і здійснювати її прогноз (моніторинг).

Проведення електророзвідки на нафтопромислах, нафтогазосховищах і заводах пов'язано з великими труднощами через неможливість забезпечити рівномірну площову зйомку. У таких умовах пристосовують профілі до доріг, ділянок, де можна виконувати вимірювання. Значні завади, особливо на низьких частотах, створюють металеві конструкції, лінії електропередачі, трубопроводи, які самі часто є об'єктами дослідження.

У межах шельфу морів, на озерах і річках забруднення нафтопродуктами вивчається за допомогою сейсмоакустичних, електромагнітних і термічних методів.

Видавництво Національного технічного університету нафти і газу. Електронна версія не для продажу

Радіометричні дослідження застосовуються для виявлення і вивчення радіоактивних аномалій природного і техногенного походження. Найбільшу небезпеку становлять радіоактивні забруднення різними радіонуклідами після радіаційних аварій і катастроф. Для вивчення розподілу природних і штучних радіонуклідів використовуються радіометричні методи, за допомогою яких вирішуються різні радіоекологічні завдання та здійснюється радіаційний моніторинг.

Основними методами екорадіометрії є аеро- і автогаммаспектрометричні та пішохідні радіометричні зйомки, призначені для визначення сумарного гамма-випромінювання та його складових: урану-радію, торію і калію-40 (при геологічних пошуках) і цезію-137 та інших радіонуклідів (при радіаційному техногенному забрудненні територій). Це підвищує надійність виявлення і моніторингу техногенних радіоактивних аномалій. Важливим екорадіометричним методом є еманаційна зйомка, яка зводиться до оцінки концентрації радону як у ґрунтовому повітрі, так і в повітрі гірничих виробок, виробничих і житлових приміщень.

Аерогаммаспектрометричні зйомки виконуються в масштабі 1 : 25 000 з відстанями між профілями близько 200–300 м при висоті польоту 100–300 м і швидкості близько 100 км/год із супутниковою прив'язкою профілів і періодичним (до 2–4 разів на рік) повторенням.

Автогамма-спектрометричні зйомки проводяться також у масштабі 1 : 25 000 з нерівномірно розподіленими по площі маршрутами, що проходять уздовж магістралей, вулиць зі швидкістю руху до 15 км/год.

Для деталізації виявлених аномалій виконуються пішохідні гамма-зйомки й гамма-спектрометричні та еманаційні зйомки. Цими ж методами обстежуються приміщення підприємств, будинків у житлових масивах, зонах відпочинку, а також будівельні матеріали, вироби тощо.

6.1.3. Комплексування геофізичних методів для вивчення забруднень геологічного середовища

Вивчення техногенного забруднення довкілля є досить складною проблемою. Тому для вирішення завдань геоекології застосовуються геофізичні комплекси з декількох методів: електромагнітних, сейсмоакустичних, магнітометричних, геотермічних та

Вибірковий електронний ресурс
Версія 1.0 для ПЕОМ

ядерно-геофізичних. При цьому використовується весь набір методів геофізичних досліджень: аерокосмічних, наземних, свердловинних (підземних). Вибору раціонального комплексу методів для вирішення геоекологічних завдань у певних геолого-геофізичних умовах має передувати складання апріорних геолого-геофізичних моделей екосистем (ГГМЕ). Як зазначалося вище, під ГГМЕ розуміють теоретично очікуване джерело забруднення геологічного середовища, яке можна апроксимувати об'єктом простої геометричної форми (точковим або сферичним, лінійним або витягнутим циліндром, поверхневим, напр., горизонтальна або вертикально-шарувата товща тощо) із заданими відмінностями петрофізичних властивостей від вмісного середовища та інтервалом їхньої зміни в часі. Будь-яка ГГМЕ може бути представлена трьома складовими: вихідної петрофізичної моделі вмісного середовища, стійкої (квазістійної) моделі забруднювального об'єкта (джерела) і змінної (імпульсно-періодичної) моделі, що характеризує зміну забруднення і фізичних властивостей джерела в часі. Отже, ГГМЕ є чотиривимірною (4Д) (три виміри – просторові координати, четвертий – час).

Геолого-геофізична модель екосистеми має дозволяти для кожного застосованого методу геофізики оперативне розв'язання прямої задачі за різних її параметрів за допомогою ЕОМ. Це необхідно як під час проектування робіт та оцінки можливостей тих чи інших геофізичних методів, так і в процесі комплексної інтерпретації, коли обернена задача вирішується методом порівняння спостережених аномалій з розрахунковими.

До складу комплексу геофізичних методів для вивчення речовинного забруднення геологічного середовища, вводяться, за змоги, аерокосмічні, наземні, акваторіальні, свердловинні, підземні методи різної фізичної природи. Одні з них застосовуються на стадії картування території для оцінки їхньої чутливості до забруднень і з метою знаходження джерел забруднення (аерокосмічні та наземні), інші – для визначення просторового положення виявлених джерел і їх зміни в часі (моніторингу) зі складанням можливих прогнозів впливу на біосферу (наземно-акваторіальні й свердловинно-підземні методи).

Під час геоекологічної інтерпретації геофізичних матеріалів проводиться:

– зіставлення результатів екогеофізики з даними екогеології, екогідрогеології та інших екологічних дисциплін, для яких екогеофізика є джерелом експресної, як правило, дистанційної, легко повторюваної й оброблюваної цифрової інформації;

– установлення одновимірних або багатовимірних зв'язків між геофізичними й геоекологічними параметрами і властивостями об'єктів дослідження на основі параметричних спільних спостережень на ключових ділянках і отриманням емпіричних, логічних та евристичних кількісних співвідношень для визначення через фізичні параметри статичних і динамічних характеристик геологічного середовища. Дані екогеофізики разом з даними екологічної геології та геохімії можуть використовуватися для оцінки й прогнозу антропогенно-техногенного забруднення, відповідності його гранично допустимим концентраціям (ГДК) за тими чи іншими інгредієнтами. ГДК – це максимально допустимі концентрації тих чи інших речовин, небезпечних для здоров'я людей і шкідливих для біосфери, що встановлюються законодавчими органами. Отримані екогеофізикою та екогеологією дані можуть служити матеріалом для контролю і регулювання забруднення, зберігатися в банках даних для використання в майбутньому.

6.2. Приклади практичного застосування комплексу геофізичних методів при геоекологічних дослідженнях

6.2.1. Дослідження техногенного забруднення від сільськогосподарських об'єктів

Розглядаються геоекологічні дослідження на Аркадіївській ділянці. Ділянка розташована в Яготинському районі Київської області в межах надзаплавної моренно-лесової тераси Дніпра.

На ділянці виконано комплекс геоекологічних досліджень, що включав мікроелектрозондування, мікроелектропрофілювання, резистивіметрію ґрунтових вод, сейсморозвідку КМЗХ,

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

буріння неглибоких свердловин, відбір проб ґрунтів і води з їхніми лабораторними аналізами.

Верхня частина розрізу ділянки робіт має мікрошарувату структуру й об'єднує малопотужні горизонти: ґрунтові шари, лесоподібні та моренні суглинки, підморенні суглинки та підстильні відклади.

Для ділянки характерно високе залягання рівня ґрунтових вод. У долинах річок глибина до рівня ґрунтових вод місцями є близькою до 0,5 м, на підняттях вона досягає 4 м і більше (рис. 6.3).

Ділянка робіт включає території сіл Середівка та Аркадіївка з усіма ландшафтно-функціональними комплексами та площами, що прилягають до сіл. В основному це сільськогосподарські угіддя. Головними джерелами забруднення є: три молочно-товарні ферми (МТФ), склад мінеральних добрив (хімсклад) і машинно-тракторна станція. Високе положення РГВ, відсутність каналізації, незахищеність від багаторічної інфільтрації та міграції розмитих добрив і продуктів господарської діяльності – усі ці фактори обумовлюють техногенне забруднення та зміни геологічного середовища. Із попередніх досліджень відомо, що на ділянці встановлено також підтоплення земель, їхнє заболочення, оглеєння та техногенне забруднення (засолення).

На ділянці виявлено ряд областей (полів) техногенного забруднення, які розташовані на територіях сільської забудови, МТФ, хімскладу. Найбільш повно вивчені й розглядаються нижче три об'єкти техногенного забруднення:

1. Більша частина території с. Середівка – велика за розміром досить інтенсивна Середівська аномальна зона, що об'єднує ряд локальних аномалій.

2. Переважно південна та північно-східна частина с. Аркадіївка – значна за розмірами Аркадіївська аномальна зона, що об'єднує ряд локальних аномалій.

3. Інтенсивне локальне забруднення природного середовища та аномалія високої електричної провідності на північно-західній околиці с. Аркадіївка, де розташований необладнаний склад мінеральних добрив – аномалія "хімсклад".

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Вогульне для друку

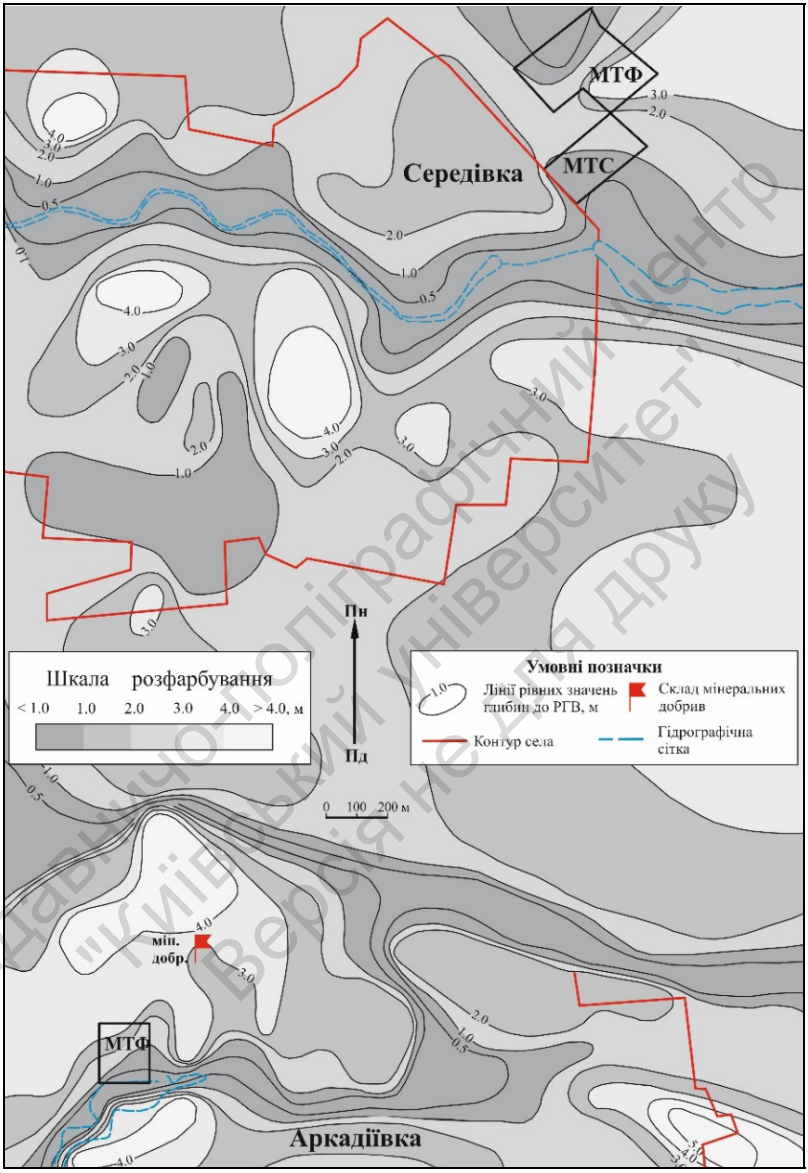


Рис. 6.3. Карта глибини залягання ґрунтових вод на території Аркадіївської ділянки

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

Техногенне забруднення (засолення) ґрунтів і порід зони аерації. Аналіз даних лабораторних геохімічних досліджень дозволяє зробити висновок, що основними забруднювачами ґрунтів є розчинні азотовмісні сполуки (нітрати, амоній), сульфати, хлориди, а також сполуки хімічних елементів (калій, фтор, фосфор і важкі метали). Концентрація їх перевищує середньофоновий вміст у межах ділянки у 2–3 рази. Сумарний вміст у ґрунтах інгредієнтів техногенного забруднення (сумарний показник забруднення – СПЗ), який перевищує фоновий, становить від 0,5 до 5 одиниць, що відповідає мінімально-аномальному рівню забруднення.

Найбільш інтенсивне поле забруднення ґрунтів розташоване в межах Аркадіївської аномальної зони. У центральній її частині СПЗ є вищим граничного рівня і досягає 16 одиниць, причому переважають сульфати, амоній, хлориди та деякі інші водорозчинні солі. Такий же склад забруднювальних речовин характерний для полів слабких забруднень ґрунтів, які виявлені в південно-східній частині с. Аркадіївка, на заході с. Середівка та на площах, зайнятих сільськогосподарськими угіддями.

Фоновий вміст метану і вуглекислого газу в ґрунтовому повітрі становить 0,1–0,2 об. % і спостерігається на більшій частині ділянки досліджень. Виявлені газовою зйомкою аномалії з концентрацією метану й вуглекислого газу 0,5–2,0 об. % розташовані в межах сіл і приурочені до областей техногенного забруднення підземних вод. Ця обставина, з урахуванням відсутності водотривів, дозволяє зробити висновок про зв'язок зазначених аномалій із забрудненням як ґрунтів, так і більш глибоких горизонтів.

Геохімічна інформація про забруднення порід зони аерації забезпечувалась аналізами проб з поверхневого шару та з неглибоких свердловин. Згідно із цими даними основними інгредієнтами забруднення порід зони аерації є водорозчинні солі азоту (нітрати, амоній), рідше хлориди, сульфати, водорозчинні солі деяких хімічних елементів (цинк, свинець, фтор) і важких металів. Причому аномальний вміст амонію і нітратів перевищує фонові від 2 до 10 разів, а сульфатів, хлоридів і солей хімічних елементів – у 2–5 разів.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія для друку

Як і очікувалось, максимально забрудненою виявилась територія складу мінеральних добрив, де виявлена аномалія високої електричної провідності. У контурі аномалії "Хімсклад" сумарний показник забруднення перевищує 30 одиниць, а сума водорозчинних солей становить 3100 мг/кг. Для прикладу в пробах із св. № 29 установлено такі інгредієнти забруднення (вміст у мг/кг): хлориди (1420), нітрати (250), амоній (49), фтор розчинний (6,2), сульфати (571), фосфати (2,7). Моренні суглинки, які залягають нижче, менш забруднені. Узагалі поля техногенного забруднення ґрунтів, порід зони аерації та водоносного горизонту є неоднорідними як у плані, так і в розрізі, з переважанням забруднення водонасичених порід.

Для вивчення техногенного забруднення геологічного середовища застосовувалися результати електрометричних досліджень у модифікації мікроелектрозондувань (МЕЗ, МЕЗ-ВП) і резистивіметрія ґрунтових вод. При цьому дані лабораторних геохімічних досліджень використовувались як параметричні.

Приповерхневі шари на дослідженій ділянці представлені ґрунтами чорноземними, лугово-чорноземними, у різному ступені зміненими, а також ґрунтами техногенними, переважно насипними в межах населених пунктів.

Забруднені (засолені) й змінені ґрунти виділяються на картах питомих електричних опорів, що використовуються для оперативного аналізу геоекологічної обстановки, зонами мінімумів. Питомий електричний опір ρ у цих зонах становить 10–20 Ом·м на фоні значень 35–40 Ом·м. Локальне розповсюдження мають ґрунти змінені й унаслідок розмиву складу хімдобрив сильно забруднені (засолені). Їхній питомий електричний опір становить 0,4–2,2 Ом·м.

За матеріалами аналізу питомого електричного опору та лабораторних визначень засолення ґрунтів складена узагальнена емпірична залежність їхнього питомого електричного опору від забруднення (засолення): $C = 4{,}983\ \rho^{-1{,}068}$, при $R^2 = 0{,}738$ (рис. 6.4). Ця залежність сумісно з даними лабораторних визначень застосовувалася для побудови карти забруднення (засолення) ґрунтів і порід зони аерації (рис. 6.5).

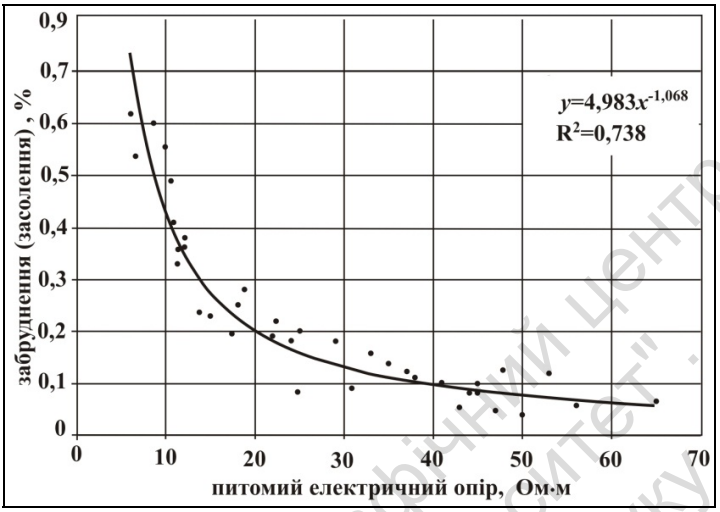


Рис. 6.4. Кореляційна залежність питомого електричного опору ρ від забруднення (засолення) *C* грунтів і порід зони аерації (*n* = 37)

За даними буріння та геоелектричних досліджень установлено, що в межах ділянки досліджень в інтервалі глибин 1,5–4,0 м залягають різною мірою водонасичені легкі лесоподібні суглинки, рідше техногенні грунти. Згідно з узагальненими параметричними даними електричний опір суглинків становить 12–100 Ом·м за середнього значення 30,7 Ом·м, а відсотковий вміст солей *C* у розчинах – 0,04–0,35 %. Виділено три різновиди цих порід:

– слабозволожені, незасолені, з питомим електричним опором 40–100 Ом·м та його середнім значенням 75 Ом·м, $C < 0{,}1$ %;

– зволожені, частково змінені, незасолені, із значеннями електричного опору 27–40 Ом·м, за середнього 34,5 Ом·м, $C = 0{,}1 \div 0{,}15$ %;

– зволожені, змінені й різною мірою забруднені (засолені), зі значеннями електричного опору 12–27 Ом·м, за середнього 22,2 Ом·м, $C = 0{,}15 \div 0{,}35$ %.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Безоплатне тиражування

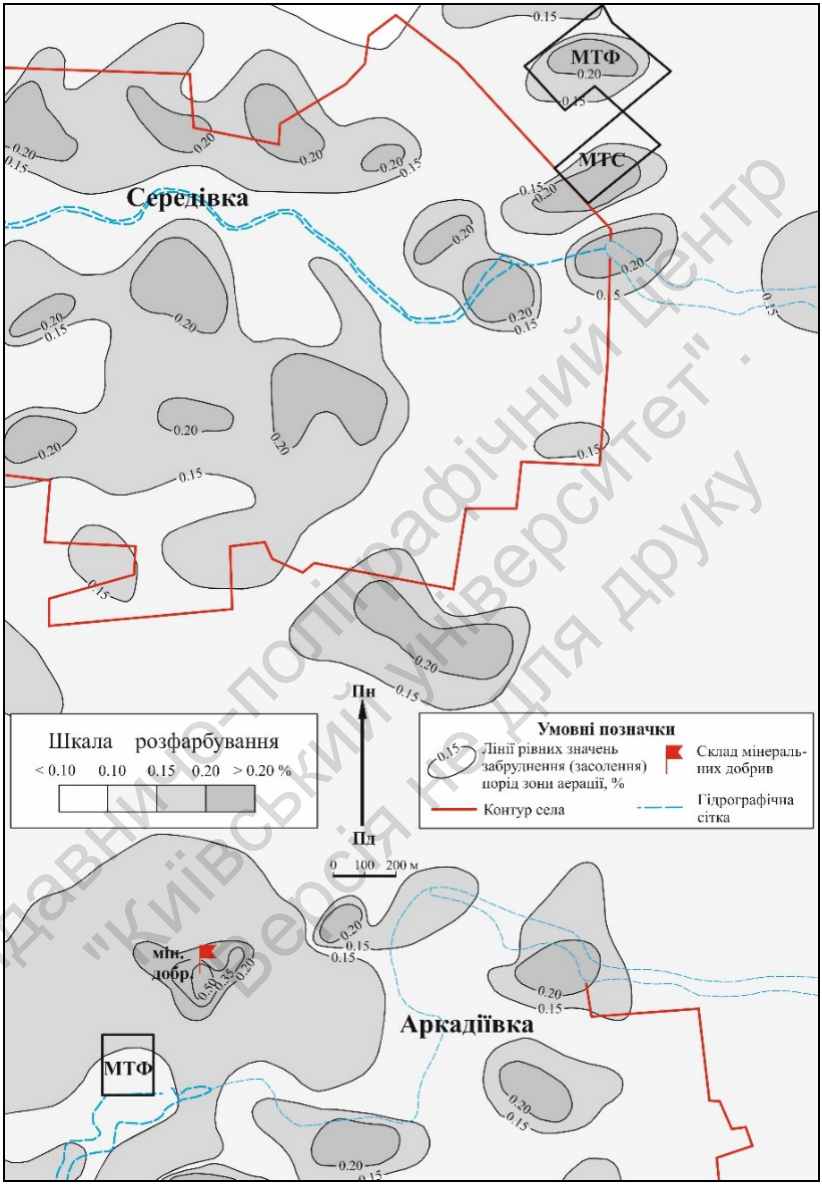


Рис. 6.5. Карта техногенного забруднення (засолення) ґрунтів і порід зони аерації Аркадіївської ділянки

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

Значно рідше зустрічаються різновиди сильно забруднених (засолених) неводонасичених лесоподібних суглинків із значеннями електричного опору – 8–12 Ом·м, у яких $C = 0{,}35 \div 0{,}54$ %.

На карті забруднення (засолення) ґрунтів і порід зони аерації (рис. 6.5) оконтурено різноманітні за розмірами й конфігурацією аномалії. Фоновий вміст солей, що відповідає практично незабрудненим породам, становить до 0,1–0,15 %.

Техногенне забруднення горизонту підземних вод. Водонасичені моренні суглинки – водоносний горизонт на глибині 4,0–10,0 м – вивчались геоелектричними й геохімічними методами. Аналіз результатів обробки параметричної геофізичної інформації дозволяє зробити висновок, що водонасичені лесоподібні суглинки, переважно легкі, розповсюджені в інтервалі глибин 4,0–10,0 м, є різною мірою змінені й техногенно забруднені. За величиною електричного опору вони мало відрізняються від лесоподібних суглинків, неповністю водонасичених, але змінених і різною мірою забруднених. Геохімічні дослідження по опорних профілях свідчать, що ті або інші різновиди суглинків мало відрізняються за особливостями забруднення.

Результати хімічних аналізів водних проб, відібраних із численних криниць і свердловин на забудованих сільських територіях, дозволяють зробити висновок, що ґрунтові води відрізняються тут підвищеною і високою мінералізацією (1–2,5 г/л і більше), що перевищує фонову в декілька разів, підвищеною жорсткістю (7–20 мг·екв/л), підвищеним вмістом кальцію і натрію та інших хімічних речовин. У водних пробах установлені також органічні сполуки (у мг/л), вміст яких вище фонових:

– хлорорганічних пестицидів (сума дихлордифенілтрихлоретану (ДДТ) та його метаболітів) 0,0020–0,0027 у чотирьох криницях і 0,083 в одній криниці (№ 164) при ГДК 0,002;

– фенолів 0,0018–0,0088 при ГДК 0,001;

– нафтопродуктів 0,6–5,0 у чотирьох криницях при ГДК 0,3.

У контурах полів забруднення значення сумарного показника забруднення (СПЗ) в основному становить 3–26 одиниць. Причому в с. Середівка поля забруднення із СПЗ ≥ 10 од. займають 80 %, а у с. Аркадіївка – 50 % площі. Найбільш інтенсивні

поля забруднення встановлені в північно-східній частині с. Середівка й просторово приурочені до МТФ.

Кореляційний аналіз матеріалів резистивіметричних спостережень і даних хімічних аналізів води дозволив установити усереднену емпіричну кореляційну залежність мінералізації ґрунтових вод M від їхнього питомого електричного опору $\rho_в$ (рис. 6.6), що визначається рівнянням: $M = 11{,}43 \cdot \rho_в^{-0{,}9948}$ при $R^2 = 0{,}914$.

У результаті комплексного аналізу геохімічних і геоелектричних даних виділено такі різновиди водонасичених моренних суглинків:

– незмінені, переважно незабруднені, для яких характерні значення мінералізації ґрунтових вод менші 0,53 г/л, а питомий електричний опір становить більше 30 Ом·м;

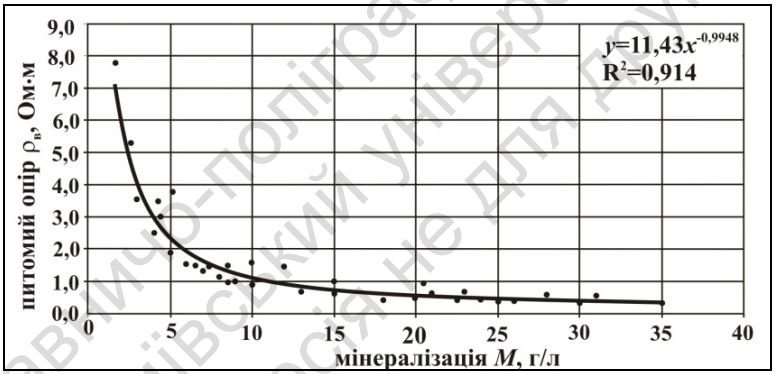


Рис. 6.6. Кореляційна залежність питомого електричного опору води $\rho_в$ від мінералізації ґрунтових вод, M

– переважно незмінені, незабруднені, місцями слабо забруднені, для яких характерна мінералізація ґрунтових вод в інтервалі від 0,72 до 0,53 г/л, а питомий електричний опір становить 25–30 Ом·м за середнього значення 27,5 Ом·м;

– слабо забруднені й забруднені, для яких характерна мінералізація ґрунтових вод в інтервалі 1,05–0,72 г/л, а електричний опір – 20–25 Ом·м, за середнього значення 21,9 Ом·м;

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

– змінені, забруднені й сильно забруднені, для яких характерна мінералізація ґрунтових вод в інтервалі від 1,7 до 1,05 г/л, а електричний опір 15–20 Ом·м;

– сильно змінені, сильно забруднені, для яких характерна мінералізація ґрунтових вод в інтервалі від 2,5 до 1,7 г/л, а електричний опір 12–15 Ом·м, а також мінералізація > 2,5 г/л і питомий електричний опір $\rho < 12$ Ом·м.

На складеній з використанням комплексних даних табл. 6.3 наведена характеристика ступеня забруднення ґрунтових вод у водонасичених суглинках та їхній питомий опір, а на карті питомого опору (рис. 6.7) виділені відповідні їм геоелектричні поля, що характеризують забрудненість суглинків у межах території досліджень.

Незабруднені моренні суглинки ($M < 0{,}53$ г/л), які виділяються на карті як локальні аномалії підвищених опорів із значеннями питомого електричного опору більше 30 Ом·м, мають досить обмежене розповсюдження на ділянці досліджень.

Областями розповсюдження моренних суглинків незабруднених і слабо забруднених (*M* становить 0,72–0,53 г/л) відповідають геоелектричні поля із значеннями питомих електричних опорів 25–30 Ом·м. Ці поля розташовані в основному поза територією сільської забудови.

Області розповсюдження моренних суглинків слабо забруднених (*M* становить 1,05–0,72 г/л) і відповідні їм ділянки з електричним опором 20–25 Ом·м приурочені до забудованих територій і досить часто облямовують області з більш інтенсивним техногенним забрудненням. Заслуговує на увагу той факт, що в окремих пробах зафіксовано вміст нітратів значно вищий граничнодопустимого.

У межах території досліджень досить поширені водонасичені моренні суглинки забруднені (*M* насичувальних ґрунтових вод 1,7–1,05 г/л) і сильно забруднені (*M* становить 2,5–1,7 г/л, місцями і більше). У геоелектричних полях вони фіксуються мінімумами питомих електричних опорів з $\rho_{min} = 15$–20 Ом·м і $\rho_{min} < 15$ Ом·м відповідно. Ці різновиди порід і геоелектричні поля, що з ними зіставляються, на місцевості розташовуються окремими ділянками, але частіше сумісно, утворюючи великі (напр., Середівсь-

Видання містить графічний матеріал, який є власністю університету. Вибірковане для друку

ку та Аркадіївську) аномальні зони із значеннями СПЗ 10–15 одиниць. Неводонасичені лесоподібні суглинки, які залягають вище, мають зазвичай менше забруднення.

Таблиця 6.3. **Характеристика грунтових вод у водонасичених суглинках за геоелектричними та гідрохімічними даними (глибина до 10 м)**

№ з/п	Межі зміни		Ступінь забруднення	Середній коефіцієнт концентрації та межі його зміни		Відсотковий вміст іонів		
	питомого електричного опору (ρ), Ом·м	загальної мінералізації (М), г/л		нітрат-іонів (NO_3^-) – відношення їхнього вмісту до ГДК 45 мг/л	амоній-іонів(NH_4^+) – відношення їхнього вмісту до ГДК (мг/л)	$\frac{(Na^+ + Cl^-)}{M}$	$\frac{NO_3^-}{M}$	$\frac{(Na^+ + Cl^- + NO_3^-)}{M}$
1.	більше 30	менше 0,53	незабруднені	–	–	–	–	–
2.	30–25	0,53–0,72	незабруднені	–	–	–	–	–
3.	25–20	0,72–1,05	слабо забруднений забруднені	1,0 (0,49–2,0)	4,2 (1,82–6,6)	27,6	5,8	33,4
4.	20–17,5	1,05–1,30	забруднені	2,4 (1,05–4,0)	4,5 (1,3–7,1)	20,6	16,3	37,0
5.	17,5–15	1,30–1,70	забруднений сильно забруднені	4,9 (1,38–8,67)	5,0 (2,1–10,0)	27,1	12,2	39,2
6.	15–12	1,70–2,50	сильно забруднені	5,4 (3,0–10,0)	5,6 (2,16–11,5)	23,1	12,9	36,0
7.	12–10	2,5–3,34	сильно забруднені	12,5 (6,8–8,3)	4,75 (4,3–5,2)	31,5	18,1	49,6

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

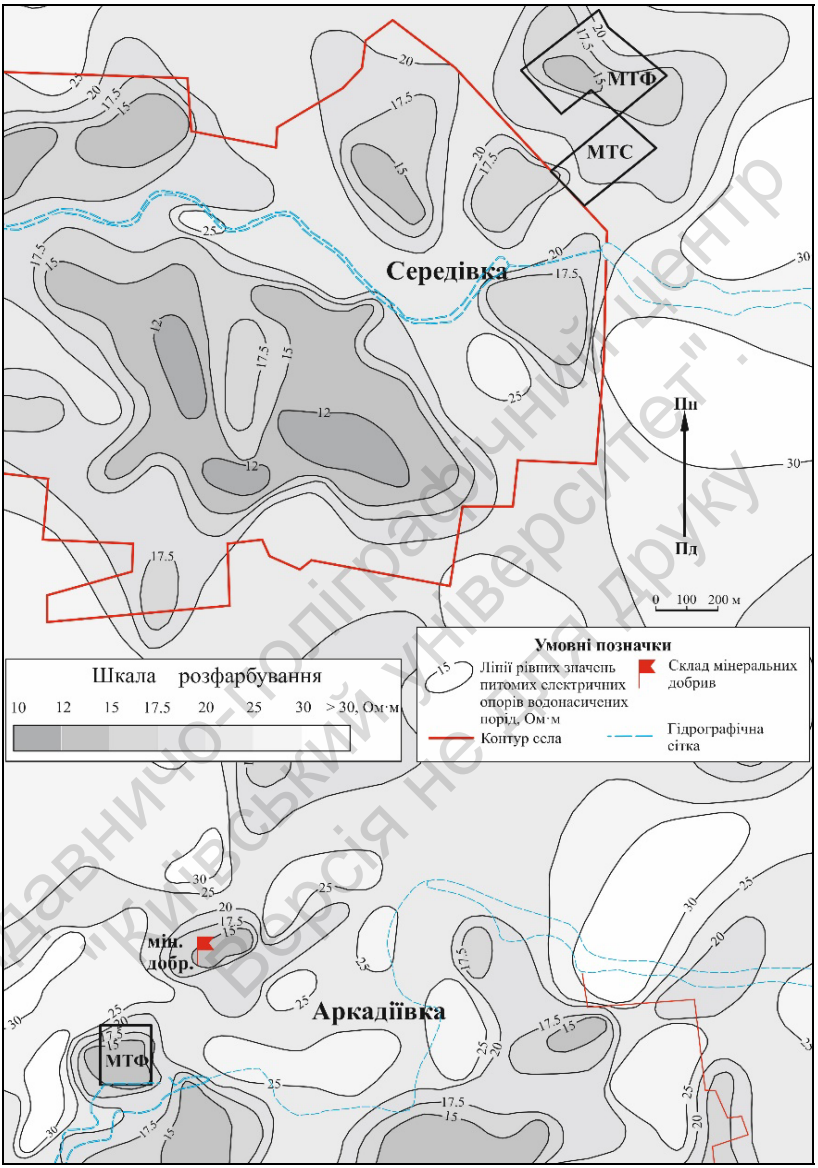


Рис. 6.7. Карта питомого опору водоносного горизонту (глибина до 10 м) на території Аркадіївської ділянки
(характеристику ґрунтових вод наведено в табл. 6.3)

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія не для друку

Специфічною є аномалія "хімсклад". Як уже відмічалося, для неї характерні надвисока електропровідність ґрунтів і порід зони аерації й дуже висока техногенна забрудненість порід ВЧР. Водонасичені моренні суглинки, які залягають нижче, забруднені до глибини 20–30 м, де значення СПЗ збільшуються до 30 од., а загальний вміст розчинних солей – до 8 г/л і більше.

Вивчення забруднення водоносного горизонту в інтервалі глибин 10–20 м (табл. 6.4, рис. 6.8), який представлений водонасиченими підморенними і підстильними відкладами, виконується з використанням встановленої кореляційної залежності між електричним опором і мінералізацією ґрунтових вод. Згідно з наявними параметричними даними підморенні відклади є різною мірою забрудненими, їхня мінералізація переважно становить від 3,0 до 0,36 г/л, а питомий електричний опір змінюється від 15 до 45 Ом·м за середнього значення 28,5 Ом·м.

Таблиця 6.4. **Характеристика грунтових вод у водонасичених супісках і пісках за геоелектричними та гідрохімічними даними (глибина 10–20 м)**

	Межі зміни		Ступінь забруднення	Кількість визначень
	питомих електричних опорів (ρ), Ом·м	загальної мінералізації (М), г/л		
1.	> 35	< 0,58	незабруднені	14
2.	35–25	0,58–1,07	слабко забруднені	13
3.	25–20	1,07–1,7	слабко забруднені й забруднені	14
4.	20–18	1,7–2,1	забруднені й сильно забруднені	17
5.	18–15	2,1–2,8	сильно забруднені	15
6.	< 15	> 2,8	сильно забруднені	10

У межах ділянки досліджень виділено такі різновиди підморенних водонасичених відкладів:

– переважно незабруднені, з мінералізацією від 0,36 до 0,58 г/л, електричний опір становить 45–35 Ом·м за середнього значення 41,4 Ом·м;

– слабо забруднені, з мінералізацією 0,58–1,07 г/л та електричним опором 35–25 Ом·м, середнє значення 29,9 Ом·м;

– змінені, забруднені, з мінералізацією 1,07–1,7 г/л та електричним опором 25–20 Ом·м, середнє значення 24,5 Ом·м;

Вивезнично-Торгівельний центр
Київський університет ситуації
Версія не для друку

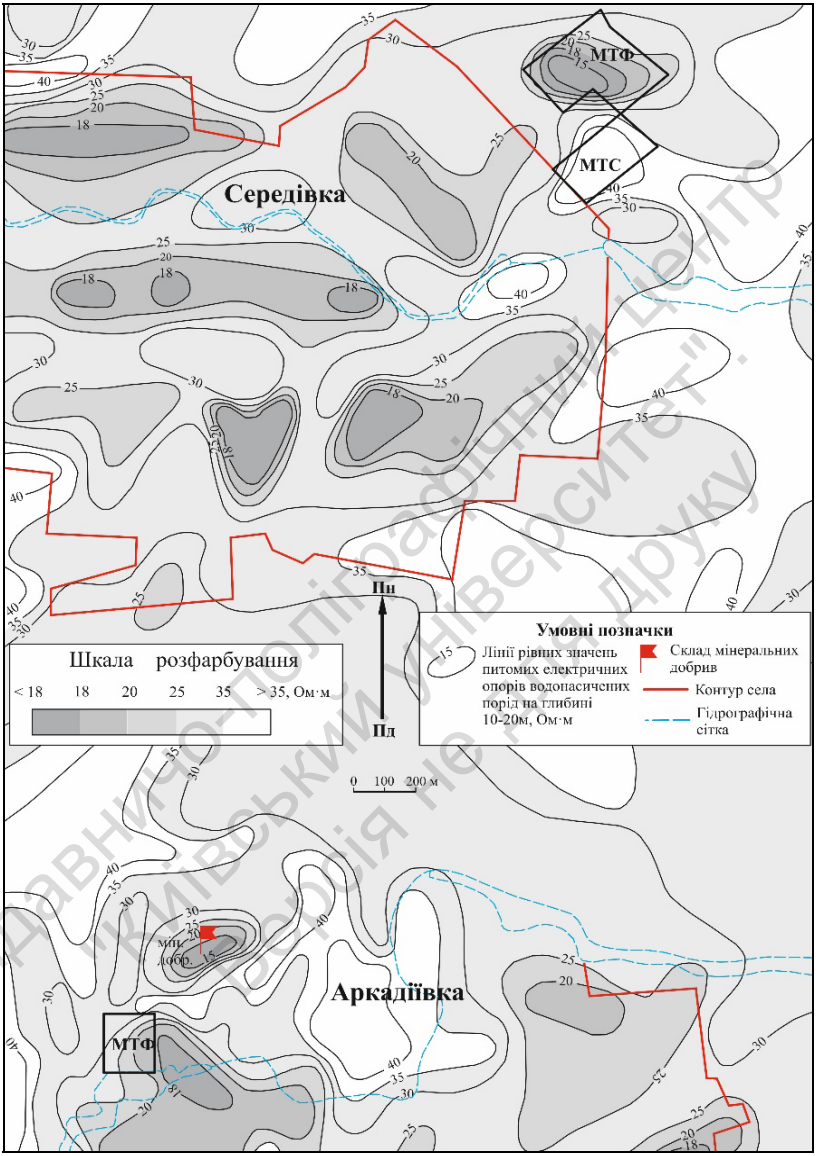


Рис. 6.8. Карта питомого опору водоносного горизонту в інтервалі глибин 10–20 м. Аркадіївська ділянка
(характеристику горизонту ґрунтових вод наведено в табл. 6.4)

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Реєстрація № від друку

– змінені, забруднені, з мінералізацією 1,7–2,8 г/л, електричним опором 20–15 Ом·м;

– сильно забруднені, з мінералізацією більше 2,8 г/л та електричним опором менше 15 Ом·м.

На карті питомого опору водоносного горизонту в інтервалі глибин 10–20 м (рис. 6.8) оконтурено геоелектричні поля (аномалії) у водонасичених супісках і пісках. За межами територій сіл водоносний горизонт переважно незабруднений, рідше слабо забруднений. На карті питомого опору області його слабкої забрудненості виділяються у вигляді аномалій підвищеного питомого опору – 35–45 Ом·м і більше. Відповідна мінералізація підземних вод тут близька до фонової – 0,36–0,58 г/л. Області ймовірного розповсюдження слабо забруднених підморенних суглинків (M = 1,07–0,58 г/л) фіксуються на карті як геоелектричні поля із значеннями опорів 25–35 Ом·м.

Зони розповсюдження забруднених і сильно забруднених підморенних відкладів (M > 1,07 г/л) виділяються на карті у вигляді аномалій зниженого питомого опору водоносного горизонту і наближено збігаються із аномально забрудненими водонасиченими моренними суглинками, які залягають вище.

Карта геолого-геофізичних моделей ВЧР (рис. 6.9), яка складена на основі комплексного аналізу даних усіх методів екогеофізичних досліджень, служить основою геофізичного картування техногенних забруднень.

Для позначення ГГМ використовуються своєрідні коди – сполучення цифр і літер. Арабська цифра, що стоїть першою, відповідає породам геоелектричного горизонту IV (глибина більше 10 м). Літера відповідає групі порід, які залягають в інтервалі глибин від 4 до 10 м (горизонт III). Римська цифра в середній частині позначення відповідає групі порід, розташованих в інтервалі глибин від 1,5 до 4 м (горизонт II). Арабська цифра у правій частині позначення відповідає групі ґрунтів в інтервалі глибин від 0 до 1,5 м (горизонт I). ЇЇ відсутність в позначенні ГГМ означає, що питомий електричний опір порід I горизонту збігається з опором горизонту II.

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія не для друку

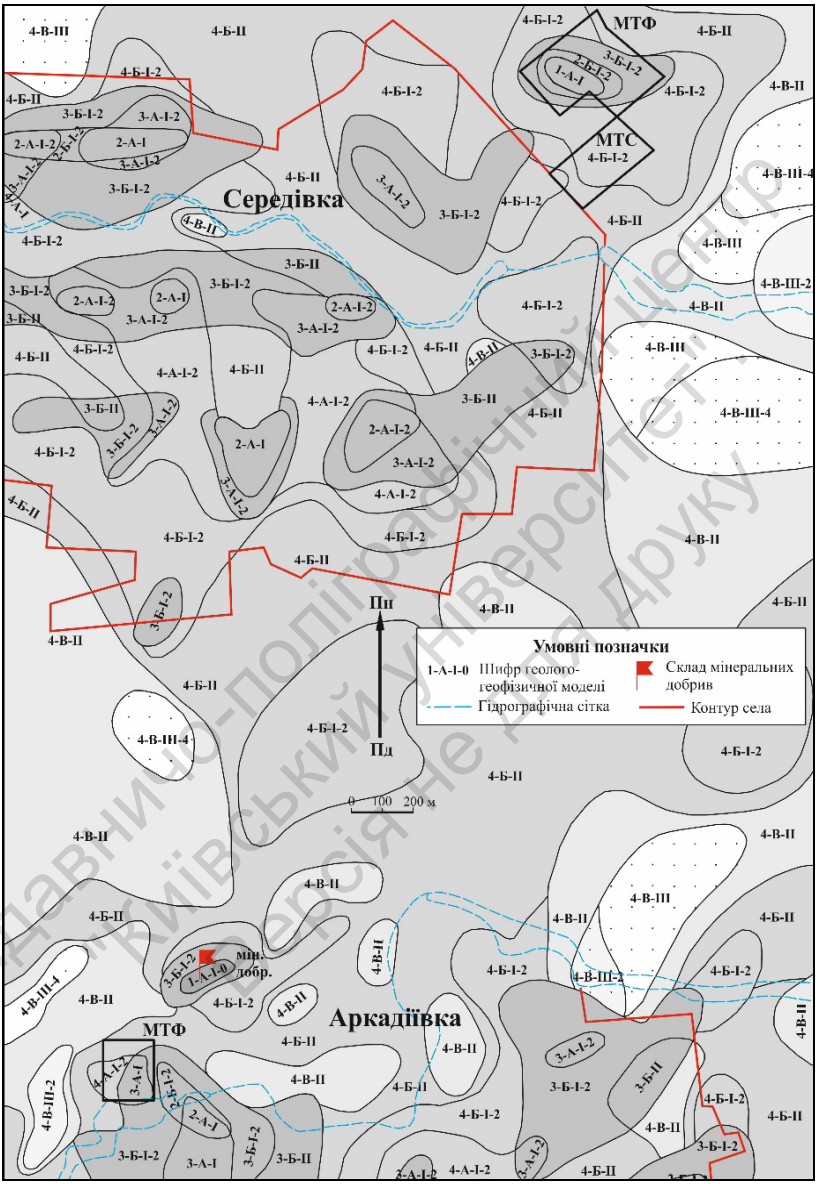


Рис. 6.9. Карта геолого-геофізичних моделей Аркадіївської ділянки
(характеристику геолого-геофізичних моделей наведено в табл. 6.5)

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія не для друку

Таблиця 6.5. **Геолого-геофізичні моделі верхньої частини розрізу.**

Аркадіївська ділянка

№	Модель верхньої частини розрізу	Геоелектричний горизонт I, інтервал глибин 0–1,5 м (шифр – арабська цифра справа)	Геоелектричний горизонт II, інтервал глибин 1,5–4,0 м (шифр – римська цифра)	Геоелектричний горизонт III, інтервал глибин 4,0–10 м (шифр – буква)	Геоелектричний горизонт IV, інтервал глибин 10–20 м (шифр – арабська цифра зліва)
1	2	3	4	5	6
1.	1-А-І-0 (хімсклад)	техногенно сильно забруднені ґрунти, з опором до 0,5 Ом·м	лесоподібні суглинки легкі, оглеєні, техногенно сильно забруднені, слабкопроникні, з опором до 0,7 Ом·м,	моренні суглинки, техногенно сильно забруднені слабкопроникні, з опором не більше 4 Ом·м	моренні суглинки, техногенно сильно забруднені, слабкопроникні, з опором до 6–8 Ом·м
2.	1-А-І	ґрунти торф'яно-болотні а також техногенно забруднені, оглеєні, слабкопроникні, з опором 10–15 Ом·м	лесоподібні суглинки легкі, оглеєні, слабкопроникні техногенно забруднені, з опором до 20 Ом·м	моренні суглинки важкі, слабкопроникні, техногенно забруднені з опором до 15 Ом·м	суглинки, слабкопроникні, техногенно забруднені, з опором до 15 Ом·м
3.	2-А-І	ґрунти торф'яно-болотні, а також техногенно забруднені, оглеєні, слабкопроникні, з опором 10–15 Ом·м	лесоподібні суглинки легкі, оглеєні, слабкопроникні, техногенно забруднені, з опором до 20 Ом·м	моренні суглинки важкі, слабкопроникні, техногенно забруднені з опором до 15 Ом·м	суліски і суглинки, слабкопроникні, техногенно забруднені, з опором 15–18 Ом·м

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Вербовий О.І. 2007

Продовження табл. 6.5.

№	Модель верхньої частини розрізу	Геоелектричний горизонт I, інтервал глибин 0–1,5 м (шифр – арабська цифра справа)	Геоелектричний горизонт II, інтервал глибин 1,5–4,0 м (шифр – римська цифра)	Геоелектричний горизонт III, інтервал глибин 4,0–10 м (шифр – буква)	Геоелектричний горизонт IV, інтервал глибин 10–20 м (шифр – арабська цифра зліва)
4.	2-А-І-2	ґрунти чорноземні й лугові, напівгідроморфні, частково забруднені, слабкопроникні з опором 15–30 Ом·м	лесоподібні суглинки легкі, оглеєні, слабкопроникні, техногенно забруднені, з опором до 20 Ом·м	моренні суглинки важкі, слабкопроникні, техногенно забруднені з опором до 15 Ом·м	супіски і суглинки, слабкопроникні, техногенно забруднені, з опором 15–18 Ом·м
5.	3-А-І	ґрунти торф'яно-болотні, а також техногенно забруднені, оглеєні, слабкопроникні, з опором 10–15 Ом·м	лесоподібні суглинки легкі, оглеєні, слабкопроникні, техногенно забруднені, з опором до 20 Ом·м	моренні суглинки важкі, слабкопроникні, місцями техногенно забруднені, з опором до 15 Ом·м	супіски і суглинки, слабкопроникні, місцями техногенно забруднені, з опором 18–25 Ом·м
6.	3-А-І-2	ґрунти чорноземні й лугові, напівгідроморфні, частково забруднені, слабкопроникні з опором 15–30 Ом·м	лесоподібні суглинки легкі, оглеєні, слабкопроникні техногенно забруднені, з опором до 20 Ом·м	моренні суглинки важкі, слабкопроникні, техногенно забруднені з опором до 15 Ом·м	супіски і суглинки, слабкопроникні, місцями техногенно забруднені, опором 18–25 Ом·м
7.	2-Б-І-2	ґрунти чорноземні й лугові, напівгідроморфні, частково забруднені, слабкопроникні з опором 15–30 Ом·м	лесоподібні суглинки легкі, оглеєні, слабкопроникні, техногенно забруднені, з опором до 20 Ом·м	моренні суглинки середні місцями важкі, слабкопроникні, з опором 15–25 Ом·м	супіски і суглинки, слабкопроникні, техногенно забруднені, з опором 15–18 Ом·м

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Не для продажу

Продовження табл. 6.5.

№	Модель верхньої частини розрізу	Геоелектричний горизонт I, інтервал глибин 0–1,5 м (шифр – арабська цифра справа)	Геоелектричний горизонт II, інтервал глибин 1,5–4,0 м (шифр – римська цифра)	Геоелектричний горизонт III, інтервал глибин 4,0–10 м (шифр – буква)	Геоелектричний горизонт IV, інтервал глибин 10–20 м (шифр – арабська цифра зліва)
8.	3-Б-І-2	ґрунти чорноземні й лугові, напівгідроморфні, частково забруднені, слабкопроникні з опором 15–30 Ом·м	лесоподібні суглинки легкі, оглеєні, слабкопроникні, техногенно забруднені, з опором до 20 Ом·м	моренні суглинки середні місцями важкі, слабкопроникні, з опором 15–25 Ом·м	супіски та суглинки, слабкопроникні, місцями техногенно забруднені, з опором 18–25 Ом·м
9.	3-Б-ІІ	ґрунти чорноземні й лугові, напівгідроморфні, частково забруднені, слабкопроникні з опором 15–30 Ом·м	суглинки лесоподібні, легкі, слабкооглеєні, місцями середні, слабкозмінені, слабкопроникні, з опором 20–30 Ом·м	моренні суглинки середні місцями важкі, слабкопроникні, з опором 15–25 Ом·м	супіски та суглинки, слабкопроникні, місцями техногенно забруднені, з опором 18–25 Ом·м
10.	4-А-І	ґрунти торф'яно-болотні, а також техногенно забруднені, оглеєні, слабкопроникні, з опором 10–15 Ом·м	лесоподібні суглинки легкі, оглеєні, слабкопроникні, техногенно забруднені, з опором до 20 Ом·м	моренні суглинки важкі, слабкопроникні, техногенно забруднені з опором до 15 Ом·м	супіски та суглинки, слабкопроникні, незабруднені, з опором > 25 Ом·м
11.	4-А-І-2	ґрунти чорноземні й лугові, напівгідроморфні, частково забруднені, слабкопроникні з опором 15–30 Ом·м	лесоподібні суглинки легкі, оглеєні, слабкопроникні, техногенно забруднені, з опором до 20 Ом·м	моренні суглинки важкі, слабкопроникні, техногенно забруднені з опором до 15 Ом·м	супіски та суглинки, слабкопроникні, незабруднені, з опором > 25 Ом·м

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Волинське відділення

Продовження табл. 6.5.

№	Модель верхньої частини розрізу	Геоелектричний горизонт I, інтервал глибин 0–1,5 м (шифр – арабська цифра справа)	Геоелектричний горизонт II, інтервал глибин 1,5–4,0 м (шифр – римська цифра)	Геоелектричний горизонт III, інтервал глибин 4,0–10 м (шифр – буква)	Геоелектричний горизонт IV, інтервал глибин 10–20 м (шифр – арабська цифра зліва)
12.	4-Б-I-2	ґрунти чорноземні й лугові, напівгідроморфні, частково забруднені, слабкопроникні з опором 15–30 Ом·м	лесоподібні суглинки легкі, слабкопроникні техногенно забруднені, з опором до 20 Ом·м	моренні суглинки середні місцями важкі, слабкопроникні, з опором 15–25 Ом·м	супіски та суглинки, слабкопроникні, незабруднені, з опором > 25 Ом·м
13.	4-Б-II	ґрунти чорноземні й лугові напівгідроморфні, частково забруднені, слабкопроникні з опором 15–30 Ом·м	суглинки лесоподібні легкі, слабкооглеєні, місцями середні, слабкозмінені, слабкопроникні, з опором 20–30 Ом·м	моренні суглинки середні місцями важкі, слабкопроникні, з опором 15–25 Ом·м	супіски та суглинки, слабкопроникні, незабруднені, з опором > 25 Ом·м
14.	4-В-II	ґрунти чорноземні й лугові напівгідроморфні, частково забруднені, слабкопроникні з опором 15–30 Ом·м	суглинки лесоподібні легкі, слабкооглеєні, місцями середні, слабкозмінені, слабкопроникні, з опором 20–30 Ом·м	моренні суглинки легкі, проникні, з опором 25–40 Ом·м	супіски та суглинки, слабкопроникні, незабруднені, з опором > 25 Ом·м
15.	4-В-III	ґрунти чорноземні й лугові, нормально зволожені, автоморфні, проникні, з опором 30–50 Ом·м	суглинки лесоподібні легкі, місцями середні, незмінені, проникні, з опором 30–50 Ом·м	моренні суглинки легкі, проникні, з опором 25–40 Ом·м	супіски та суглинки, слабкопроникні, незабруднені, з опором > 25 Ом·м

Видавничий поліграфічний центр "Київський університет" Верхнє Печерське

Закінчення табл. 6.5.

№	Модель верхньої частини розрізу	Геоелектричний горизонт I, інтервал глибин 0–1,5 м (шифр – арабська цифра справа)	Геоелектричний горизонт II, інтервал глибин 1,5–4,0 м (шифр – римська цифра)	Геоелектричний горизонт III, інтервал глибин 4,0–10 м (шифр – буква)	Геоелектричний горизонт IV, інтервал глибин 10–20 м (шифр – арабська цифра зліва)
16.	4-В-III-2	ґрунти чорноземні й лугові напівгідроморфні, частково забруднені, слабкопроникні з опором 15–30 Ом·м	суглинки лесоподібні легкі, місцями середні, незмінені, проникні, з опором 30–50 Ом·м	моренні суглинки легкі, проникні, з опором 25–40 Ом·м	супіски та суглинки слабкопроникні, незабруднені, з опором > 25 Ом·м
17.	4-В-III-4	ґрунти чорноземні й лугові малозволожені до сухих, добре проникні, з опором > 50 Ом·м	суглинки лесоподібні легкі, місцями середні, незмінені, проникні, з опором 30–50 Ом·м	моренні суглинки легкі, проникні, з опором 25–40 Ом·м	супіски та суглинки слабкопроникні, незабруднені, з опором > 25 Ом·м

На карті ГГМ виділено такі природно-техногенні обстановки.

1. Ділянки з глибоким забрудненням геологічного середовища (до 20 м, іноді більше). Спостерігається підвищена мінералізація підземних вод ($M > 1{,}7$ г/л). Вони характеризуються ГГМ типу 1-А-I, 2-А-I, 2-А-I-2, 3-А-I, 3-А-I-2, 3-Б-I-2, 3-Б-II.

Територія з аномально високим забрудненням (засоленням) порід зони аерації й високою мінералізацією підземних вод зафіксована в районі складу мінеральних добрив на околиці с. Аркадіївка. Тут у результаті тривалого розмиву хімікатів та їхньої інфільтрації в ґрунт сформувалося середовище

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету. Версія не для друку

з високим вмістом солей. За даними інтерпретації МЕЗ величина питомого електричного опору становить (в Ом·м): для горизонту I відповідно до 0,5; для горизонту II – до 0,7; для горизонту III – до 4; для горизонту IV – до 8. У породах ВЧР *M* ґрунтових вод – більше 8 г/л. Тут виділена специфічна геолого-геофізична модель забруднення ВЧР – 1-А-І-0.

2. Ділянки із забрудненням горизонту ґрунтових вод (глибина до 10 м) характеризуються ГГМ типу 4-А-І-2, 4-Б-І-2, 4-Б-ІІ та моделі, зазначені в п. 1.

3. Ділянки із забрудненням материнських порід (глибина до 4 м) мають у складі коду римські цифри I і II, ГГМ типу 4-В-ІІ та моделі, зазначені в п. 1, 2.

4. Ділянки із забрудненням ґрунтового профілю (глибина до 1,5 м) мають у правій частині коду арабські цифри 0, 1, 2. Це ГГМ типу 4-В-ІІІ-2 та моделі, зазначені в п. 1, 2, 3.

5. Незабруднені ділянки характеризуються ГГМ типу 4-В-ІІІ, 4-Г-ІІІ, 4-Г-ІІІ-4, 4-Г-IV, 4-Г-IV-3.

Ділянки із забрудненими материнськими породами та водоносним горизонтом з відносно невисокою мінералізацією (*M* до 2 г/л) переважають у південно-західній і північній частинах с. Середівка та в південній і південно-східній частинах с. Аркадіївка, а також у районі МТФ. При цьому на територіях з глибоким забрудненням геологічного середовища спостерігається підвищена мінералізація підземних вод (*M* становить 2–8 г/л і більше).

На дослідженій ділянці техногенне забруднення достатньо глибоке та інтенсивне. Причому інфільтрація й міграція забруднених розчинів простежується на глибинах до 20 м (місцями і більше), загальна мінералізація часто становить більше 2 г/л. Найбільш складною є екологічна обстановка в селах Аркадіївка і Середівка, оскільки забруднені води використовуються населенням як питні.

Результати гідрохімічних досліджень свідчать про високий вміст у ґрунтових водах нітратів. Це підтверджує раніше зроблений висновок про те, що найголовнішу роль у форму-

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Вірсія не для друку

ванні техногенного забруднення середовища на ділянці досліджень відіграють біохімічні процеси, які називаються амоніфікацією. У результаті розкладу азотовмісних органічних речовин, які здебільшого виділяються з мінеральних добрив і відходів життєдіяльності сільськогосподарських тварин, утворюється аміак та його сполуки (амоній-іони), після чого в результаті обмінних реакцій відбувається техногенне забруднення ґрунтових вод нітратами. Забруднення ґрунтових вод переважно нітратами, іонами натрію і хлору досить характерно для сільських населених пунктів, де відсутні промислові підприємства. При цьому породи зони аерації й ґрунти найчастіше слабо забруднені.

Зустрічається також інший тип забруднення, характерний для району складу мінеральних добрив у с. Аркадіївка. Тут зафіксована дуже висока електрична провідність ґрунтів і порід, що становлять ВЧР, і надвисокий вміст у них сульфат-іона, хлор-іона, підвищений вміст нітратів і солей важких металів. Глибокі техногенні зміни навколишнього середовища і формування сильно забруднених підземних вод зумовлено значною мірою сприятливими для техногенного забруднення геолого-гідрогеологічними умовами – високим положенням рівня ґрунтових вод і розвитком лесово-суглинкових порід. Останні відзначаються фільтраційною анізотропією – високою проникністю у вертикальному напрямку та незначною в горизонтальному. Складаються, відповідно, передумови для інфільтрації й міграції забруднювальних речовин у більш глибокі горизонти.

Зміни складу та властивостей порід зони аерації й горизонту ґрунтових вод, зумовлені впливом техногенних факторів, призводять до значної зміни фізичних параметрів порід. Унаслідок цього електричний опір порід і ґрунтів, що становлять ВЧР, залежить не стільки від їхнього первинного складу, скільки від зволоженості (водонасичення), ступеня їхнього перетворення та мінералізації підземних вод, викликаних техногенним забрудненням.

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія не для друку

6.2.2. Дослідження техногенного забруднення територій міських агломерацій

Нижче наводяться результати геоекологічних досліджень території звалища твердих побутових відходів. Ділянка розташована в Дніпровському районі м. Києва, включає частково масиви Березняки та Позняки. До ландшафтно-функціональних комплексів ділянки належать також промислові підприємства (заводи "Буревісник", "Вулкан"), природні ландшафти з лугово-кущовою рослинністю. Територія досліджень належить до заплави та нижньої надзаплавної тераси Дніпра, а також долини його невеличкої притоки – стр. Пляховий. У межах ділянки розташовані оз. Тельбін і Нижній Тельбін, а також дрібніші водойми.

На ділянці виконано комплекс геоекологічних досліджень, що включав мікроелектрозондування, мікроелектропрофілювання, резистивіметрію ґрунтових вод, сейсморозвідку КМЗХ, буріння неглибоких свердловин, відбір проб ґрунтів і води з їхніми лабораторними аналізами.

Розповсюджені на ділянці осадочні відклади представлені переважно різновіковими пісками. Київські мергелі й глини розмиті, тому на ділянці досліджень відсутні локальні та регіональний водотриви. У заплаві ріки ґрунтові води залягають на глибині до 1 м, на терасах і підняттях вона зростає до 3 м, а місцями до 5–7 м (рис. 6.10). У ВЧР поряд з підзолистими й дерновими ґрунтами та їхніми різновидами широко розповсюджені техногенні утворення.

Джерелами техногенного забруднення на ділянці досліджень є продукти діяльності промислових підприємств (заводи "Буревісник", "Вулкан") і необладнане звалище відходів на березі стр. Пляховий. До джерел забруднення належать великі підприємства, розташовані в районі досліджень, залізниця, а також житлові комплекси масиву Позняки.

Видавничий поліграфічний центр Київського університету Вся ця інформація для другу

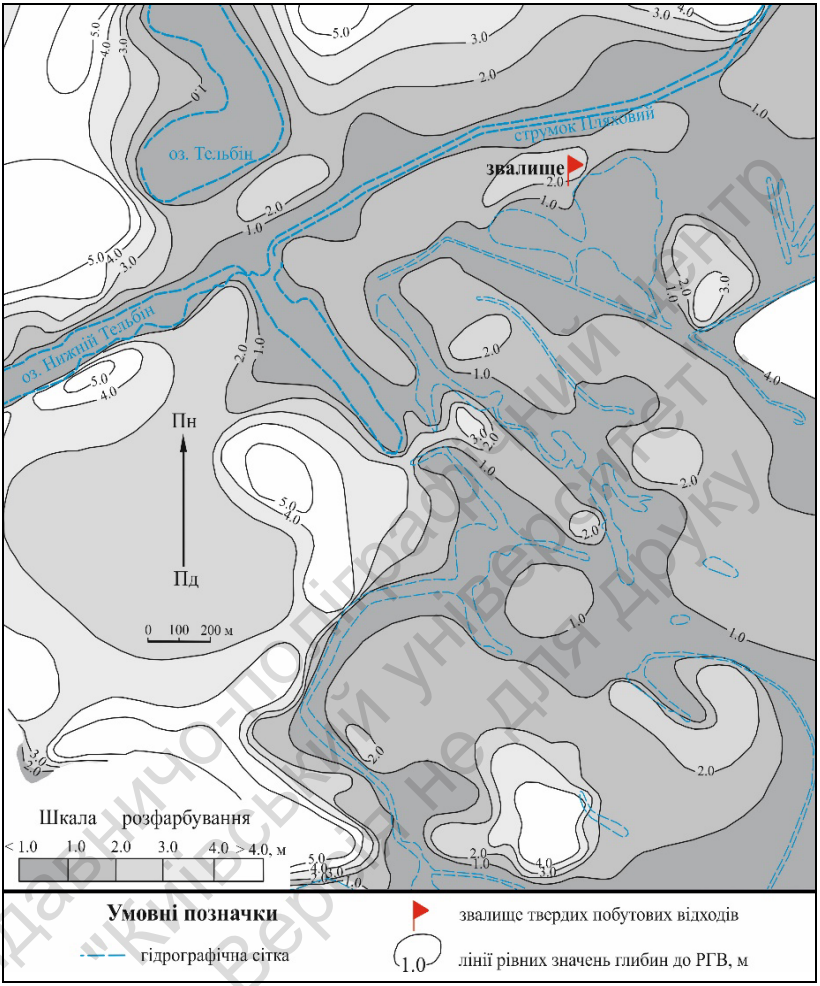


Рис. 6.10. Карта глибин залягання ґрунтових вод у межах Позняківської ділянки

На ділянці виявлені й розглядаються такі об'єкти техногенного забруднення:

1. Заплава і призаплавна частина стр. Пляховий у крайній північно-східній частині ділянки – Пляхівська аномальна зона (ПАЗ).

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Верстка не для друку

2. Оз. Нижній Тельбін і лінійна екогеофізична аномалія, що прилягає зі сходу, які розташовані в північно-західній частині ділянки, – Нижньотельбінська аномальна зона (НТАЗ).

3. Західна частина ділянки, зайнята будівлями і підприємствами, – Заводська аномальна зона (ЗАЗ), витягнута вздовж вулиці, прилеглої до заводу "Буревісник".

4. Рівнинна заплавна частина ділянки з багатьма озерами і старицями, розташована південніше ПАЗ, – Приозерна аномальна зона (ПОАЗ).

Крім того, незначне забруднення середовища встановлено в південній частині ділянки масиву Позняки.

Забруднення (засолення) ґрунтів і порід зони аерації. Максимально високі ступені забруднення характерні для водних систем – оз. Нижній Тельбін і стр. Пляховий (відповідно – однойменні аномальні зони), які фактично перетворені в накопичувачі-відстійники побутових і промислових відходів Дніпровської промзони. У донних відкладах установлено досить значний вміст важких металів (у мг/кг): ртуті 50–60 (перевищення фону в 500–600 разів), срібла 10–20, міді 600–1200, цинку 1500–4000, свинцю 200–300, нікелю 150–250. Згідно з даними хімічних аналізів, а також багатьох резистивіметричних вимірювань мінералізація вод в оз. Нижній Тельбін і стр. Пляховий в основному становить 1–1,1 г/л, що приблизно в три рази вище за фонову. У них встановлено високий вміст (мг/л) різних інгредієнтів забруднення: ртуті 0,013 (у 25 разів вище ГДК), нафтопродуктів 1,7, фенолів 0,18, хлорорганічних пестицидів (ДДТ та його метаболіти) 0,0008, а також хлору 470 і деяких інших компонентів. Інші водойми слабо забруднені, але в них виявлені іони амонію, заліза, сульфатів.

Результати літохімічної й газової зйомок свідчать про відсутність забруднення, або дуже слабке забруднення ґрунтів і неводонасичених порід на більшій частині Позняківської ділянки. Поля забруднення зони аерації незначні, відрізняються дещо підвищеним вмістом водорозчинних солей, а значення СПЗ становлять 1–3 од., в окремих випадках 3–5 од. Вміст метану та вуглекислого газу переважно 0,5 об. %, при фоні 0,1–0,5 об. %.

Видавничий інформаційний центр Київського університету будівництва та архітектури

Висока забрудненість ґрунтів і порід зони аерації встановлена на флангах ПАЗ, слабка – у межах ПОАЗ. Матеріали геохімічних досліджень розглядаються нижче сумісно з отриманими геоелектричним даними.

Згідно з аналізом параметричних матеріалів межі зміни питомого електричного опору ґрунтів становлять 100–2000 Ом·м, а середнє значення – 420 Ом·м.

Серед ґрунтів ділянки досліджень – техногенних, дерново-підзолистих, дернових, піщано-супіщаних – виділено такі три різновиди:

– слабозволожені й сухі, незмінені, приурочені до підняттів рельєфу, значення електричного опору 600–4000 Ом·м, середнє значення – 1050 Ом·м;

– слабозволожені, незмінені, питомий електричний опір – 200–600 Ом·м, середнє значення – 350 Ом·м;

– нормально зволожені, в основному незмінені, місцями слабозасолені, значення електричного опору 100–200 Ом·м, середнє значення – 125 Ом·м.

Крім зазначених вище різновидів, зустрічаються змінені ґрунти, різною мірою забруднені (засолені), що характеризуються електричним опором 9–50 Ом·м, а в районі звалища побутових відходів – сильно забруднені з опором 2,3 Ом·м.

Згідно з параметричними дослідженнями материнські породи зони аерації представлені неводонасиченими пісками, які відрізняються переважно підвищеним питомим електричним опором, що становить 120–1500 Ом·м за середнього значення 323 Ом·м. При цьому виділяються такі різновиди неводонасичених пісків:

– дуже слабозволожені й сухі, які приурочені до підняттів рельєфу місцевості, їх питомий електричний опір становить 600–1500 Ом·м, середнє значення – 925 Ом·м;

– слабозволожені, незмінені, з питомим електричним опором 200–500 Ом·м за середнього значення 300 Ом·м;

– зволожені, незмінені, питомий електричний опір становить 120–200 Ом·м, середнє значення – 150 Ом·м.

Зустрічаються також піски зволожені й змінені, що мають питомий електричний опір 30–80 Ом·м із середнім значенням 47 Ом·м,

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія 10 для друку

місцями слабо забруднені (засолені) – C = 0,136–0,045 %. У районі звалища піски сильно змінені, забруднені з електричним опором 9–25 Ом·м, характеризуються значенням параметра засолення C – 0,49–0,16 %.

Для характеристики приповерхневих шарів за електрометричними даними (МЕЗ, МЕЗ-ВП, мікроелектропрофілювання і резистивіметрії) та матеріалами лабораторних аналізів складено карту забруднення (засолення) порід зони аерації (рис. 6.11), для побудови якої використано усереднену кореляційну залежність засолення ґрунтів і порід зони аерації та їхнього питомого електричного опору.

Із розгляду карти випливає, що на ділянці суттєво переважають неводонасичені породи з досить низьким вмістом солей (до 0,1 %). Являє собою інтерес велика за розміром область підвищеного забруднення (засолення) порід зони аерації, розташована в долині стр. Пляховий (заплава Дніпра), яка об'єднує дві менші ділянки. Одна з них приблизно збігається з ПАЗ і розташована вздовж струмка, охоплюючи також район звалища. Забруднення ґрунтів і порід зони аерації в основному становить до 0,15 %, а на звалищі, в епіцентрі аномалії – більше 0,5 %.

Друга область підвищеного забруднення (засолення) порід зони аерації із значеннями C до 0,19 % приурочена до ПОАЗ.

Найбільш інтенсивне забруднення ґрунтів і порід зафіксовано в районі звалища твердих побутових відходів. У контурі поля забруднення значення СПЗ у межах від 3 до 32 од. Установлено такий вміст основних інгредієнтів забруднення (у мг/кг): свинець до 80, молібден до 4, цинк до 300, хром до 200, мідь до 80, олово до 10, літій до 30, а також амоній 65, хлор 100, нітрати до 70, сульфати до 450. У породах зони аерації зростає концентрація хлор-іонів і особливо сульфат-іонів, різко збільшується вміст важких металів. Область техногенного забруднення, яка описується, досить контрастно виявляється в геоелектричному полі. Причому досить висока електрична провідність характерна для тонкого ґрунтового шару (опір 2,3 Ом·м), низький опір (9–12 Ом·м) мають породи зони аерації, понижений опір (< 20 Ом·м) – горизонту ґрунтових вод. Аномальний ефект майже такий самий, як і в

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету

районі хімскладу в с. Аркадіївка. Забруднення геологічного середовища в районі звалища зумовлено регулярним скидом сміття та промислових відходів.

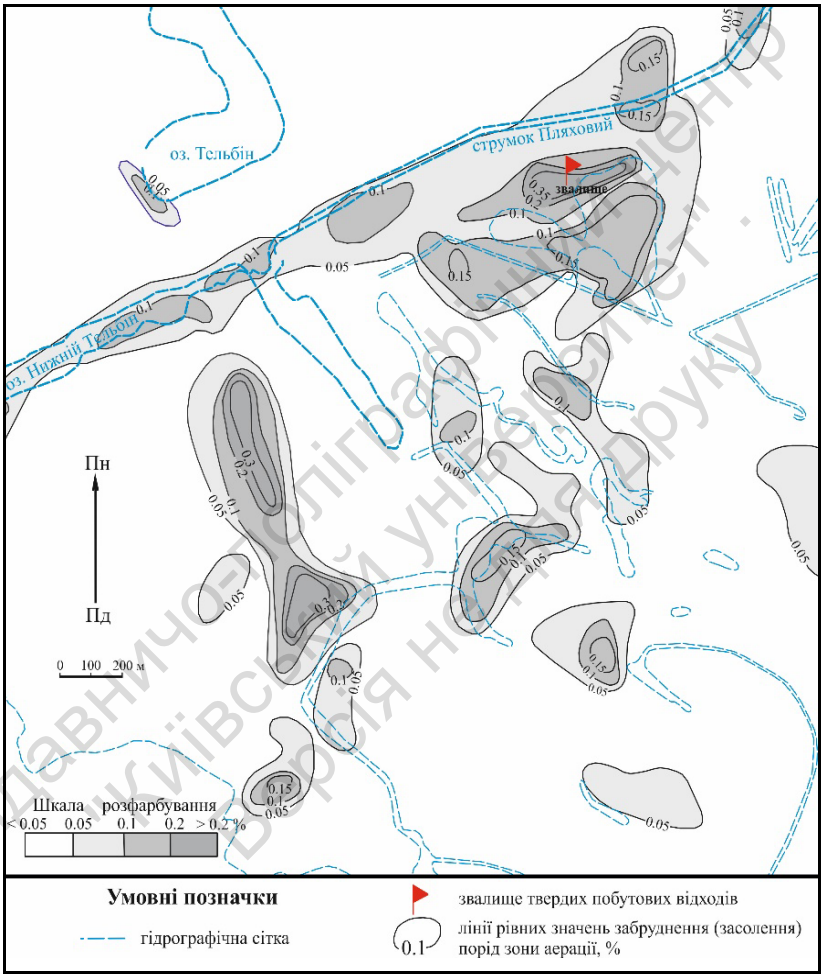


Рис. 6.11. Карта техногенного забруднення (засолення) ґрунтів і порід зони аерації Позняківської ділянки

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

Техногенне забруднення середовища на правому фланзі ПАЗ спостерігається в крайній північно-східній частині ділянки. Забруднення тут значно менше порівняно з районом звалища. У ґрунтах установлено підвищений вміст цинку, свинцю, олова (відповідно до 200, 80, 10 мг/кг) та інших хімічних елементів. У породах зони аерації переважає підвищений вміст іонів азотної, соляної й сірчаної кислот. Причина забруднення – скид промислових вод у долину стр. Пляховий.

Отримані геоелектричні дані вказують на підвищену провідність верхніх шарів у межах ПОАЗ. За даними хіманалізів у ґрунтах і породах зони аерації спостерігається підвищена концентрація водорозчинних солей – сульфатів і нітратів.

Забруднення горизонту ґрунтових вод. Геолого-гідрогеологічною особливістю Позняківської ділянки є відсутність у ВЧР водотривів, а отже, водонасичені піски виявилися незахищеними від забруднення. У зв'язку із цим горизонт ґрунтових вод зазнав значних змін, завдяки дії техногенних факторів, що призвели до інтенсивного забруднення самих підземних (ґрунтових) вод.

Для вивчення забруднення підземних вод залучалися дані геохімічних і геоелектричних досліджень. Відповідно до узагальнених результатів, отриманих на основі встановленої кореляційної залежності $M = 384{,}6 \cdot \rho^{-1{,}736}$ при $R^2 = 0{,}827$, мінералізація ґрунтових вод M становить здебільшого 1,4–0,24 г/л (питомий електричний опір – 25–70 Ом·м, середнє значення – 48 Ом·м). При цьому виділено такі різновиди водонасичених пісків:

– незмінені, незабруднені, з низькою мінералізацією – М < 0,43 г/л, і, відповідно, значеннями питомого електричного опору 50–200 Ом·м і середнім значенням 67 Ом·м;

– незмінені, незабруднені й слабо забруднені, характеризуються питомим електричним опором 40–50 Ом·м, мінералізація вод є дещо вищою середньої (фонової) і змінюється від 0,64 до 0,43 г/л.

– незмінені, слабо забруднені й забруднені, мають питомий електричний опір 30–40 Ом·м і мінералізацію 1,05–0,64 г/л;

– змінені, забруднені й сильно забруднені, мають питомий електричний опір 25–30 Ом·м і мінералізацію 1,44–1,05 г/л.

Видавничий інформаційний центр
Київський університет
Розмножено для друку

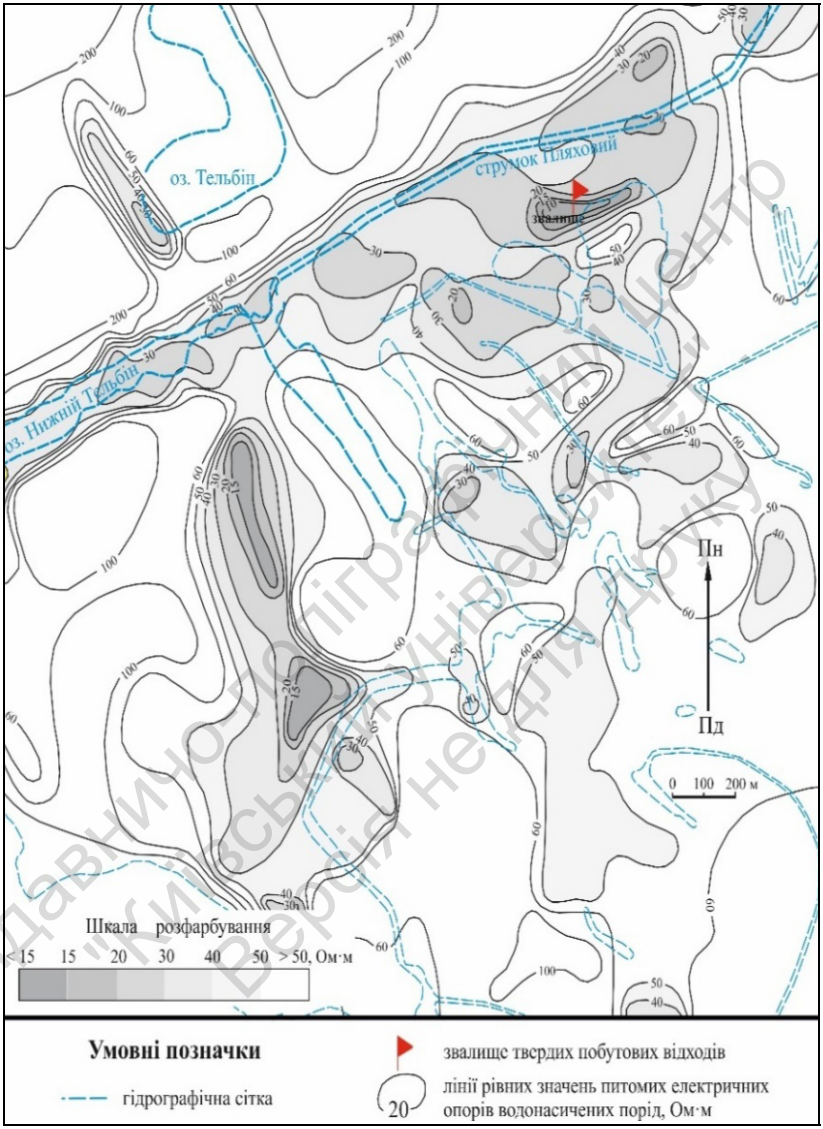


Рис. 6.12. Карта питомого опору горизонту ґрунтових вод у межах Позняківської ділянки
(характеристику горизонту ґрунтових вод наведено в табл. 6.6)

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету
Версія незрячим

Таблиця 6.6. **Характеристика ґрунтових вод у водонасичених супісках і пісках Позняківської ділянки за геохімічними та геофізичними даними**

	Межі зміни		Ступінь загального забруднення
	питомого електричного опору (ρ), Ом·м	загальної мінералізації (*М*), г/л	
1.	більше 50	менше 0,43	незабруднені
2.	50–40	0,43–0,64	незабруднені
3.	40–30	0,64–1,05	забруднені
4.	30–20	1,05–2,1	забруднені та сильно забруднені
5.	20–15	2,1–3,5	сильно забруднені
6.	менше 15	більше 3,5	дуже сильно забруднені

Крім відмічених вище різновидів, локально зустрічаються також піски водонасичені, змінені, сильно і дуже сильно забруднені з мінералізацією підземних вод 2,1–1,44 г/л, що характеризуються питомим електричним опором 20–25 Ом·м, а також з мінералізацією > 2,1 г/л та електричним опором < 20 Ом м.

Уявлення про контури розповсюдження різною мірою забруднених водонасичених пісків, згідно з табл. 6.6, дають відповідні геоелектричні аномалії, показані на карті питомого опору горизонту ґрунтових вод (рис. 6.12). Аналіз карти показує, що суттєво переважають тут поля із значенням опорів 50–200 Ом·м, а також 40–50 Ом·м, що відповідає мінералізації ґрунтових вод відповідно до 0,43 г/л і 0,64–0,43 г/л. В останньому випадку мінералізація підземних вод хоч і незначна, але вища фонової і, відповідно, не виключається слабке техногенне забруднення підземних вод.

Нижче розглядаються чотири аномальні зони, які контрастно проявилися на карті й відрізняються за характером, причинами та ступенем техногенного забруднення.

Пляхівська аномальна зона (ПАЗ) має дугоподібну форму й значну протяжність. Переважають значення електричних опорів, що становлять тут 40–25 Ом·м, мінералізація ґрунтових вод змінюється від 0,64 до 1,44 г/л. Дві локальні аномалії, які

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет

розташовані на флангах зони в заплаві струмка, відрізняються більш низьким електричним опором (20 Ом·м і менше), а також високою мінералізацією ґрунтових вод, місцями більше 2,1 г/л. У контурі західної локальної аномалії розташовано звалище твердих побутових відходів, що призвело до інтенсивного забруднення всього розрізу до глибини 25–30 м. У контурі другої локальної аномалії розташовано місце скидів і зливів промислових відходів у струмок, що зумовило забруднення ВЧР до глибини 20–25 м.

Нижньотельбінська аномальна зона (НТАЗ) міститься західніше ПАЗ і може розглядатися, як її безпосереднє продовження. Вона об'єднує дві лінійні аномалії. Одна охоплює оз. Нижній Тельбін та його прибережні частини, друга – прилягає до неї зі сходу. Переважні значення електричних опорів становлять тут 30–40 Ом·м, а мінералізація ґрунтових вод – 1,05–0,64 г/л, місцями і більше.

З аналізу матеріалів еколого-геохімічних досліджень випливає, що оз. Нижній Тельбін, стр. Пляховий та їхні прибережні зони досить сильно забруднені важкими металами, а також розчинними солями, пестицидами, фенолами, нафтопродуктами.

Результати лабораторних досліджень, дозволяють вважати, що в межах ПАЗ і НАЗ ґрунтові води забруднені переважно розчинними солями – іонами азотної, соляної й меншою мірою сірчаної кислоти та солями важких металів.

Приозерна аномальна зона (ПОАЗ) розташована на південь від ПАЗ у північній частині масиву Позняки, де зустрічаються також невеликі водойми. Як відмічалося, породи зони аерації й ґрунти тут змінені та слабо забруднені. За даними інтерпретації питомі електричні опори водонасичених порід переважно становлять 40–20 Ом·м, а мінералізація ґрунтових вод – 0,64–2,1 г/л. У водах установлено високий вміст амоній-іона (коефіцієнт концентрації 3,6–6,3), нітрит-іона (6,2), а також іонів натрію і хлору.

Заводська аномальна зона (ЗАЗ) виявлена в західній частині ділянки і простежена вздовж вулиці, що прилягає до за-

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія тільки для друку

воду "Буревісник". Решта площі недоступна для виконання польових робіт. У межах аномальної зони переважні значення електричних опорів становлять 40–25 Ом·м, а мінералізація ґрунтових вод – 0,64–1,44 г/л. Зафіксовано також два локальні мінімуми з опором 15–20 Ом·м і мінералізацією ґрунтових вод більше 2,1 г/л. Глибина техногенного забруднення досягає 25–30 м.

Не викликає сумніву, що ЗАЗ зумовлена сильним забрудненням водоносного горизонту промисловими водами. Наявність тут піщаних ґрунтів і товщі добре промитих неводонасичених пісків зони аерації, сумарна потужність яких доходить до 5–7 м і які мають високу проникність, фактично виключає можливість накопичення в них значного забруднення внаслідок їхньої підвищеної фільтраційної здатності. Отже, у цих умовах вивчення техногенного забруднення геологічного середовища має здійснюватися або за допомогою геофізичних методів, або шляхом буріння свердловин з наступним їхнім опробуванням і аналізами відібраних проб. Наземні еколого-геохімічні методи в даному випадку малоефективні.

Зважаючи на наведені вище дані, для Позняківської ділянки характерним є не тільки різноманітність геоекологічних ситуацій – типів забруднення території, але й складність проведення польових геофізичних робіт в умовах міської агломерації.

Порівняно з Аркадіївською для Позняківської ділянки характерні менші масштаби техногенного забруднення по латералі та більші по глибині, але за меншої його інтенсивності. Це пояснюється іншою геологічною обстановкою: суписки і піски ВЧР Позняківської ділянки унаслідок більш високої проникності, порівняно з лесоподібними суглинками Аркадіївської ділянки, є менш сприятливими до накопичення та формування техногенних забруднень. Цей фактор сприяє швидшому розповсюдженню та розсіюванню забруднювальних речовин на більші об'єми порід і, відповідно, меншій їхній питомій концентрації. Отже в умовах Полісся переважно відбувається процес розсіювання забруднювальних речовин у ВЧР, а в Лісостеповій зоні процес розсіювання має значно повільніші темпи.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія для НБУВ

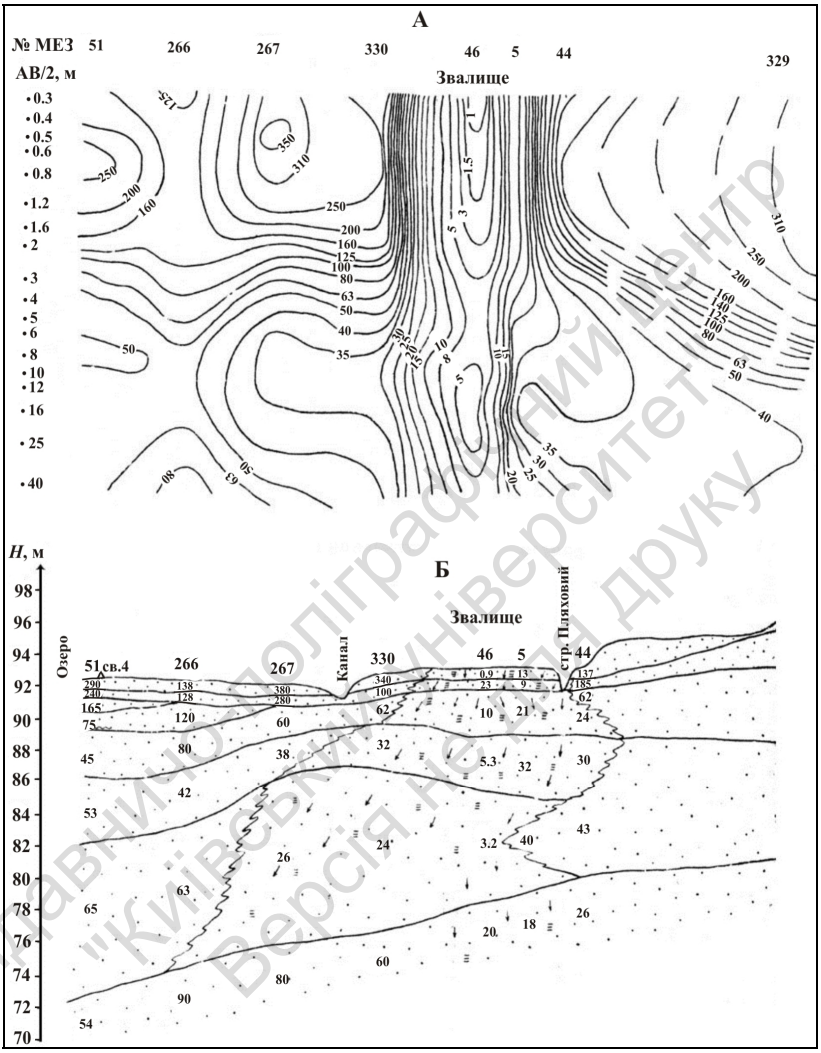


Рис. 6.13. Геолого-геофізична модель
у районі звалища твердих побутових відходів:
А – вертикальний розріз уявного електричного опору ρ_y;
Б – геоелектричний розріз

Видавничо-поліграфічний центр
"Київський університет"
Версія на друку

Крім погоризонтних геофізичних карт, цінну інформацію надають геолого-геофізичні моделі, побудовані за характерними для території досліджень профілями, особливо в ситуації, коли за умовами місцевості неможливо виконати площові геофізичні дослідження. Приклад такої моделі наведено на рис. 6.13, А та 6.13, Б.

За даними інтерпретації МЕЗ, виконаними на звалищі, опір усіх геоелектричних горизонтів до глибини 16 м змінюється від 0,9 до 5,3 Ом·м, і лише в інтервалі глибин від 1,5 до 4,5 м він становить 10 Ом·м. Подібний геоелектричний розріз характерний, звичайно, для рудних тіл з підвищеною провідністю (графітові тіла, рудопрояви поліметалічних руд). Але в даному випадку підвищена провідність викликана інтенсивним техногенним забрудненням середовища. Упродовж тривалого періоду здійснювалось додаткове фільтраційне живлення поверхневих і підземних вод за рахунок промислових стоків, хлорованих вод та інших техногенних рідин. Не виключені й хімічні реакції в тілі звалища з утворенням солей різного складу. У результаті на сміттєзвалищі сформувалося своєрідне техногенно змінене середовище, яке характеризується високою й підвищеною електричною провідністю.

Породи, які залягають в інтервалі глибин від 1–1,5 м до 3–4 м, і від 3–4 до 7–9 м, в окремих місцях, переважно на периферії ділянки, характеризуються електричним опором 200 Ом·м і більше. Локальні максимуми збігаються просторово з відносними піднятями рельєфу денної поверхні. Приуроченість цих максимумів до неводонасичних пісків не викликає сумніву. Установлені фонові, понижені й низькі електричні опори відповідають областям розповсюдження різнозернистих алювіальних пісків.

Карта геолого-геофізичних моделей ВЧР (рис. 6.14) включає в себе синтезовані дані всіх методів екогеофізичних досліджень, а отже, служить основою геофізичного картування техногенних забруднень у межах Позняківської ділянки.

На карті геолого-геофізичних моделей виділено такі природно-техногенні обстановки.

1. Ділянки з глибоким забрудненням геологічного середовища (до 20 м, іноді більше) – спостерігається підвищена мінералізація підземних вод (*М* більше 2 г/л). Вони належать до ГГМ типів 1-А-І, 2-Б-І, 2-Б-І-2, 3-Б-ІІ.

Видавництво Державного університету «Львівська політехніка» Електронний архів. Не для продажу

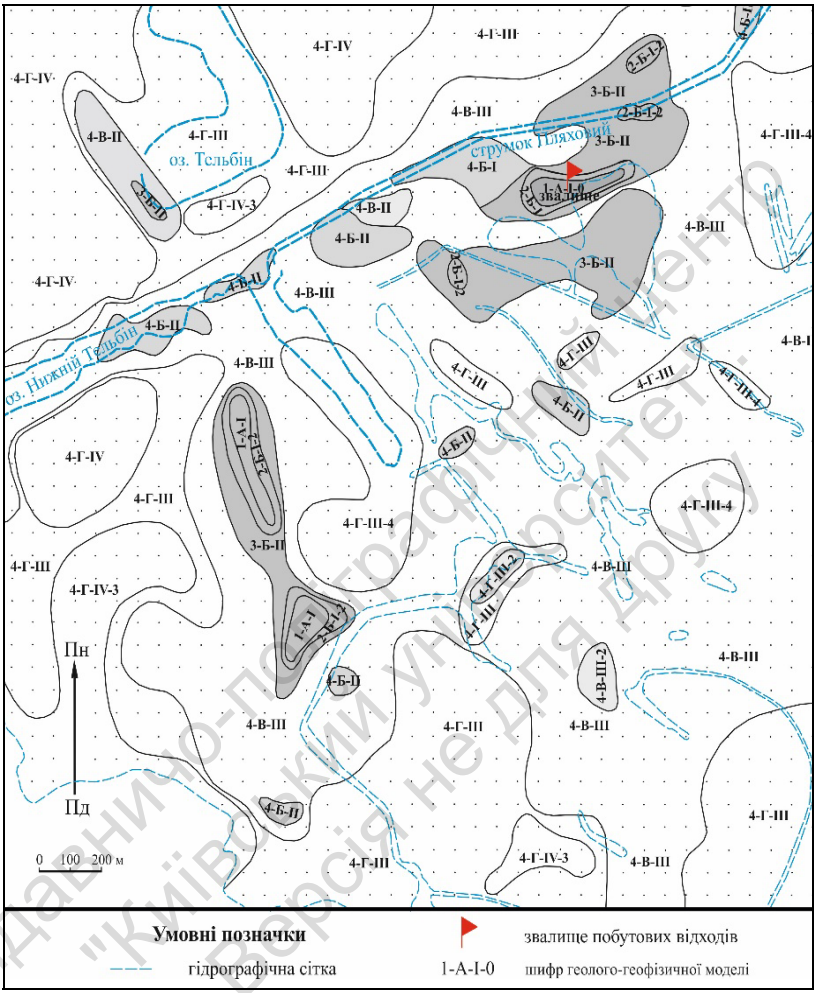


Рис. 6.14. Карта геолого-геофізичних моделей Позняківської ділянки
(характеристику геолого-геофізичних моделей наведено в табл. 6.7)

Територія з аномально високим забрудненням (засоленням) порід зони аерації й високою мінералізацією підземних вод зафіксована в районі звалища побутових відходів.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

Таблиця 6.7. **Геолого-геофізичні моделі верхньої частини розрізу.**

Позняківська ділянка

№	Модель верхньої частини розрізу	Геоелектричний горизонт I, інтервал глибин 0–1,5 м (шифр – арабська Цифра праворуч)	Геоелектричний горизонт II, інтервал глибин 1,5–4,0 м (шифр – римська цифра)	Геоелектричний горизонт III, інтервал глибин 4,0–10 м (шифр – буква)	Геоелектричний горизонт IV, інтервал глибин 10–20 (шифр – арабська цифра зліва)
1	2	3	4	5	6
1.	1-А-I-0 звалище	територія звалища з техногенним забрудненням ґрунтів і порід зони аерації, з опором < 10 Ом·м	супіски, місцями суглинки, техногенно забруднені, з опором < 20 Ом·м	водонасичені супіски та піски, техногенно забруднені, з опором < 15 Ом·м	водонасичені піски та супіски, техногенно забруднені, з опором < 15 Ом·м
2.	1-А-I	ґрунти торф'яно-болотні, болотні, техногенно забруднені, гідроморфні, з опором 10–15 Ом·м	супіски, місцями суглинки, техногенно забруднені, з опором < 20 Ом·м	водонасичені супіски та піски, техногенно забруднені, з опором < 15 Ом·м	водонасичені піски та супіски, техногенно забруднені, з опором < 15 Ом·м
3.	2-Б-I	ґрунти торф'яно-болотні, болотні, техногенно забруднені, гідроморфні, з опором 10–15 Ом·м	супіски, місцями суглинки, техногенно забруднені, з опором < 20 Ом·м	супіски, частково піски дрібнозернисті, частково техногенно забруднені, з опором 15–25 Ом·м	водонасичені піски та супіски, техногенно забруднені, з опором 15–18 Ом·м

Видавничий центр "Київський університет" Зображення для огляду

Продовження табл. 6.7.

№	Модель верхньої частини розрізу	Геоелектричний горизонт I, інтервал глибин 0–1,5 м (шифр – арабська Цифра праворуч)	Геоелектричний горизонт II, інтервал глибин 1,5–4,0 м (шифр – римська цифра)	Геоелектричний горизонт III, інтервал глибин 4,0–10 м (шифр – буква)	Геоелектричний горизонт IV, інтервал глибин 10–20 (шифр – арабська цифра зліва)
4.	2-Б-І-2	ґрунти лугові дерново-підзо листі, частково забруднені, напівгідроморфні, з опором 15–30 Ом·м	супіски, місцями суглинки, техногенно забруднені, з опором < 20 Ом·м	супіски, частково піски дрібнозернисті, частково техногенно забруднені, з опором 15–25 Ом·м	водонасичені піски та супіски, техногенно забруднені, з опором 15–18 Ом·м
5.	3-Б-ІІ	ґрунти лугові дерново-підзолисті, частково забруднені, напівгідроморфні, з опором 15–30 Ом·м	супіски, частково змінені, переважно слабкопроникні, з опором 20–30 Ом·м	супіски, частково піски дрібнозернисті, частково техногенно забруднені, з опором 15–25 Ом·м	водонасичені піски та супіски, місцями слабо забруднені, з опором 18–35 Ом·м
6.	4-Б-І	ґрунти торф'яно-болотні, болотні, техногенно забруднені, гідроморфні, з опором 10–15 Ом·м	супіски, місцями суглинки, техногенно забруднені, з опором < 20 Ом·м	супіски, частково піски дрібнозернисті, частково техногенно забруднені, з опором 15–25 Ом·м	піски та супіски, водонасичені, з опором > 35 Ом·м

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку.

Продовження табл. 6.7.

№	Модель верхньої частини розрізу	Геоелектричний горизонт I, інтервал глибин 0–1,5 м (шифр – арабська Цифра праворуч)	Геоелектричний горизонт II, інтервал глибин 1,5–4,0 м (шифр – римська цифра)	Геоелектричний горизонт III, інтервал глибин 4,0–10 м (шифр – буква)	Геоелектричний горизонт IV, інтервал глибин 10–20 (шифр – арабська цифра зліва)
7.	4-Б-II	ґрунти лугові дерново-підзолисті, частково забруднені, напівгідроморфні, з опором 15–30 Ом·м	супіски, частково змінені, переважно слабкопроникні, з опором 20–30 Ом·м	супіски, частково піски дрібнозернисті, частково техногенно забруднені, з опором 15–25 Ом·м	піски і супіски, водонасичені, з опором > 35 Ом·м
8.	4-В-II	ґрунти лугові дерново-підзолисті, частково забруднені, напівгідроморфні, з опором 15–30 Ом·м	супіски, частково змінені, переважно слабкопроникні, з опором 20–30 Ом·м	супіски та піски дрібнозернисті глинисті, проникні, з опором 25–60 Ом·м	піски та супіски, водонасичені, з опором > 35 Ом·м
9.	4-В-III	ґрунти лугові дерново-підзолисті автоморфні, а також техногенні насипні, проникні, з опором 30–80 Ом·м	супіски, рідше піски різнозернисті, незмінені, проникні, з опором 30–80 Ом·м	супіски та піски дрібнозернисті глинисті, проникні, з опором 25–60 Ом·м	піски та супіски, водонасичені, з опором > 35 Ом·м

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія для друку

Продовження табл. 6.7.

№	Модель верхньої частини розрізу	Геоелектричний горизонт I, інтервал глибин 0–1,5 м (шифр – арабська Цифра праворуч)	Геоелектричний горизонт II, інтервал глибин 1,5–4,0 м (шифр – римська цифра)	Геоелектричний горизонт III, інтервал глибин 4,0–10 м (шифр – буква)	Геоелектричний горизонт IV, інтервал глибин 10–20 (шифр – арабська цифра зліва)
10.	4-В-III-2	ґрунти лугові дерново-підзолисті, частково забруднені, напівгідроморфні, з опором 15–30 Ом·м	супіски, рідше піски різнозернисті, незмінені, проникні з опором 30–80 Ом·м	супіски та піски дрібнозернисті глинисті, проникні, з опором 25–60 Ом·м	піски та супіски, водонасичені, з опором > 35 Ом·м
11.	4-Г-III	ґрунти лугові дерново-підзолисті автоморфні, проникні, з опором 30–80 Ом·м	супіски, рідше піски різнозернисті, проникні, з опором 30–80 Ом·м	піски та супіски, породи переважно проникні, з опором > 60 Ом·м	піски та супіски, водонасичені, з опором > 35 Ом·м
12.	4-Г-III-2	ґрунти лугові підзолисті, частково забруднені, напівгідроморфні, з опором 15–30 Ом·м	супіски, рідше піски різнозернисті, проникні, з опором 30–80 Ом·м	піски та супіски, породи переважно проникні, з опором > 60 Ом·м	піски та супіски, водонасичені, з опором > 35 Ом·м

Видавничий поліграфічний центр "Київський університет" Росія 16 для друку

Закінчення табл. 6.7.

№	Модель верхньої частини розрізу	Геоелектричний горизонт I, інтервал глибин 0–1,5 м (шифр – арабська Цифра праворуч)	Геоелектричний горизонт II, інтервал глибин 1,5–4,0 м (шифр – римська цифра)	Геоелектричний горизонт III, інтервал глибин 4,0–10 м (шифр – буква)	Геоелектричний горизонт IV, інтервал глибин 10–20 (шифр – арабська цифра зліва)
13.	4-Г-III-4	дерново-підзолисті автоморфні, слабозволожені, проникні, з опором > 80 Ом·м	супіски, рідше піски різнозернисті, проникні, з опором 30–80 Ом·м	піски та супіски, породи переважно проникні, з опором > 60 Ом·м	піски та супіски, водонасичені, з опором > 35 Ом·м
14.	4-Г-IV	дерново-підзолисті автоморфні, слабозволожені, проникні, з опором > 80 Ом·м	піски різнозернисті, проникні, з опором > 80 Ом·м	піски та супіски, породи переважно проникні, з опором > 60 Ом·м	піски та супіски, водонасичені, з опором > 35 Ом·м
15.	4-Г-IV-3	ґрунти лугові дерново-підзолисті автоморфні, проникні, з опором 30–80 Ом·м	піски різнозернисті, проникні, з опором > 80 Ом·м	піски та супіски, породи переважно проникні, з опором > 60 Ом·м	піски та супіски, водонасичені, з опором > 35 Ом·м

За даними інтерпретації величина питомого електричного опору становить (в Ом·м): для горизонту I відповідно 0,55–2,3; для горизонту II – до 10; для горизонту III – 3–5, а горизонту IV – 5–15. У породах ВЧР мінералізація ґрунтових вод стано-

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія не для друку

вить десятки грамів на літр. Тут виділена специфічна геолого-геофізична модель забруднення ВЧР – 1-А-І-0.

2. Ділянки із забрудненням горизонту ґрунтових вод (глибина до 10 м) характеризуються ГГМ типу 4-Б-І, 4-Б-ІІ і моделі, указані в п. 1.

3. Ділянки із забрудненням материнських порід (глибина до 4 м) мають у складі коду римські цифри І і ІІ, ГГМ типу 4-В-ІІ та моделі, указані в п. 1, 2.

4. Ділянки із забрудненням ґрунтового профілю (глибина до 1,5 м) мають у правій частині коду арабські цифри 0, 1, 2. Це ГГМ типу 4-В-ІІІ-2 та моделі, указані в п. 1, 2, 3.

5. Незабруднені ділянки характеризуються ГГМ типу 4-В-ІІІ, 4-Г-ІІІ, 4-Г-ІІІ-4, 4-Г-ІV, Г-ІV-3.

Наведені раніше міркування про причини і процеси забруднення території Аркадіївської ділянки справедливі й відносно Позняківської ділянки. Високий вміст у ґрунтових водах іонів натрію, хлору, нітратів і важких металів дає підстави стверджувати, що вони утворились головним чином у результаті розкладу продуктів відходів життєдіяльності. Високий вміст амонію (аміаку), що спостерігається майже всюди, а також характерна для Позняківської ділянки локалізація техногенно забруднених ґрунтових вод говорять про наявність постійно діючих джерел забруднення.

Вміст макро- і мікрокомпонентів у ґрунтових водах високий – у декілька разів вищий гранично допустимого. Вода з першого від поверхні водоносного горизонту в межах аномалій непридатна для питного водозабезпечення. Слід відмітити, що відомості про аномальну мінералізацію ґрунтових вод у криницях і свердловинах, отримані шляхом лабораторних хімічних аналізів, використовуються як замірювальні та параметричні для інтерпретації електрометричних даних.

Висока ефективність електророзвідки очевидна. При цьому методами МЕЗ та резистивіметрії виявлені забруднення геологічного середовища, які слабко виявляються у верхніх шарах.

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету
Версія не для друку

6.2.3. Дослідження забруднення ґрунтів і порід нафтопродуктами

Широке використання нафтопродуктів у господарській діяльності, недоліки в технології їхнього видобування, переробки, зберігання та транспортування, а також аварії на об'єктах паливно-енергетичного комплексу призводять до забруднення ними геологічного середовища. Залежно від кількості нафтопродуктів, які потрапили в довкілля, та особливостей геолого-гідрогеологічної будови ВЧР вони можуть забруднювати ґрунти, породи, підземні та поверхневі води, або навіть утворювати "вторинні родовища". Типовим прикладом такого родовища є нафтове забруднення в районі заводу "Ферганнафтаоргсинтез" в Узбекистані, де на поверхні ґрунтових вод "плаває" більше мільйона тонн нафтопродуктів. Площа забруднення становить 10 км^2, а товщина шару нафтопродуктів – до 2 м і більше. Подібна ситуація спостерігається в довкіллі деяких техногенних об'єктів України (нафтопереробні заводи, військові аеродроми, великі нафтобази).

Як показує досвід геоекологічних досліджень, вирішальний вплив на формування і розповсюдження нафтового забруднення мають особливості геолого-гідрогеологічної будови ВЧР. Для виявлення таких особливостей ВЧР необхідно виконувати досить детальні геофізичні дослідження, які суттєво підвищують геологічну ефективність робіт при мінімальних матеріальних витратах.

Останнім часом відзначається інтенсифікація геоекологічних досліджень, пов'язаних із забрудненням геологічного середовища нафтою та продуктами її переробки. Обумовлено це досить широким розповсюдженням даного типу забруднення, значною його мобільністю, особливою стійкістю та токсичністю окремих його компонентів.

Особливості забруднення нафтопродуктами та зміни геологічного середовища. Під час вивчення нафтового забруднення об'єктом дослідження є верхня частина розрізу

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Взято не для продажу

довкілля нафтопромислів, нафтопереробних заводів, нафтосховищ, нафтотерміналів, нафто- та продуктопроводів, аеродромів, автозаправних станцій.

Однією з основних особливостей нафтового забруднення є той фактор, що нафтопродукти мають меншу густину ніж ґрунтові води. Тому під час аварійних викидів нафтопродуктів деяка частина їх сорбується ґрунтами та породами ВЧР, а інша частина досягає рівня ґрунтових вод і утримується на їхній поверхні. Отже, за значних об'ємів втрат на поверхні ґрунтових вод поступово утворюється техногенна лінза нафтопродуктів. Геометричні параметри цієї лінзи визначаються особливостями геолого-гідрогеологічної будови ВЧР, фільтраційними властивостями ґрунтів і порід ВЧР, наявністю у ВЧР локальних і місцевих водотривів, а також зон, складених породами з підвищеною проникністю. Останні можуть служити каналами для розповсюдження забруднення, а також "пастками", які локалізують забруднення, і за відповідного інженерно-технічного забезпечення дозволяють значно знизити інтенсивність нафтового забруднення шляхом відкачування значної частини нафтопродуктів.

Апріорна геолого-геофізична модель нафтового забруднення за сучасним уявленням має такий вигляд. Форма області забруднення в зоні аерації близька до конусоподібної й залежить від анізотропії фільтраційних властивостей ґрунтів і порід ВЧР. У вершині конусоподібної фігури розташоване джерело забруднення, а в основі (поверхня ґрунтових вод) – лінза нафтопродуктів. Взаємодія з ґрунтовими розчинами та окислення нафтопродуктів зумовлює виникнення газових ореолів, основними компонентами яких є метан і діоксид вуглецю. Таким чином, геолого-геофізична модель нафтового забруднення геометрично являє собою конусоподібне тіло складної будови з різним фазовим станом його компонентів, якими є ґрунти і породи зони аерації, вода зони капілярного підняття, нафтопродукти, газоподібні продукти й верхня частина горизонту ґрунтових вод.

Видавництво Національного технічного університету України "Київський політехнічний інститут"

Специфічність розглядуваних ГГМ визначає особливості розподілу геофізичних параметрів як по латералі, так і по вертикалі. Розкладання та окислення нафтопродуктів у зоні аерації призводить до утворення розчинних солей, підвищує мінералізацію ґрунтових вод, що зумовлює зниження питомого електричного опору ґрунтів та порід зони аерації й горизонту ґрунтових вод. Водночас, нафтопродукти, які не зазнали процесів розкладання, мають досить значний питомий електричний опір. Тому ґрунти та породи, насичені такими нафтопродуктами, також сама лінза мають досить високий електричний опір. Звідси випливає, що довготривалі ореоли забруднення нафтопродуктами можуть супроводжуватись зниженими значеннями електричного опору, а "свіжі" забруднення – підвищеними значеннями електричного опору.

Лінзи рідких нафтопродуктів, які формуються на поверхні ґрунтових вод під час інтенсивного забруднення (при значних втратах нафтопродуктів з технологічних систем), відрізняються досить високим електричним опором (десятки тисяч – перші сотні тисяч Ом·м). Їхня потужність – від декількох міліметрів до одного-двох метрів. Незначна вертикальна потужність лінзи відносно глибини залягання є основною перепоною її визначення наземними геофізичними методами.

Комплексування геофізичних методів при вивченні забруднень геологічного середовища нафтопродуктами. У геоекології, як і у всіх інших галузях застосування геофізики, ефективні геофізичні комплекси включають певний набір методів. Вибір раціонального комплексу геофізичних методів для вивчення нафтового забруднення у певних геолого-геофізичних умовах виконується на базі апріорних геолого-геофізичних моделей. При цьому найважливішими завданнями геофізичних досліджень є: пошуки джерел нафтового забруднення, визначення меж розповсюдження та шляхів його міграції; районування території за інтенсивністю забруднення нафтопродуктами; отримання кількісних показників, які характеризують ступінь дії забруднення на довкілля; оцінка тен-

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Версія не для друку

денцій розвитку забруднення нафтопродуктами з плином часу; спостереження за ефективністю захисних інженерно-технічних заходів з локалізації та ліквідації наслідків забруднення нафтопродуктами.

Залежно від конкретних природних і техногенних умов і поставлених завдань раціональний комплекс екогеофізичних методів при вивченні забруднення геологічного середовища нафтопродуктами включає: мікроелектрозондування, мікроелектропрофілювання (симетричне, комбіноване, серединного градієнта), метод природного електричного поля, сейсморозвідку КМЗХ, георадарну, окисно-відновних потенціалів, газометричну, термометричну та інфрачервону зйомки, які можуть доповнюватись мікрокаротажними дослідженнями. Основу комплексу геофізичних методів, як правило, становлять мікроелектрозондування.

Періодично повторюючи профільні або площові зйомки цими методами, можна моніторити динаміку зміни нафтового забруднення, здійснювати прогноз і видавати конкретні рекомендації для прийняття інженерно-технічних рішень з локалізації та (по можливості) ліквідації забруднення.

У процесі інтерпретації геофізичних матеріалів проводиться:

– зіставлення результатів геофізичних методів з даними інших геологічних досліджень, для яких екогеофізика є джерелом експресної, як правило, дистанційної, легко повторюваної та оброблюваної за допомогою ЕОМ інформації;

– установлення одновимірних або багатовимірних зв'язків між геофізичними параметрами і властивостями об'єктів дослідження на основі параметричних спостережень на ключових ділянках та одержання логічних, емпіричних, кількісних співвідношень для визначення через геофізичні параметри статичних і динамічних характеристик середовища. Отримані екогеофізикою та екогеологією дані можуть служити матеріалом для контролю та локалізації забруднення, зберігатися в банках даних для використання в майбутньому.

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Версія не для друку

Прикладом успішного застосування комплексних наземних геофізичних досліджень для вивчення забруднення геологічного середовища можуть служити результати робіт, виконаних у районі дендропарку "Олександрія" та аеродрому "Узин".

Дендропарк "Олександрія" розташований в північно-східній частині правобережного Лісостепу України, на північно-східній околиці м. Біла Церква, на лівому березі р. Рось. Поруч розміщений авіаремонтний завод, із паливного складу якого були допущені втрати авіаційного гасу через корозійні пошкодження резервуарів. Геохімічне забруднення важкими металами спричинив гальванічний цех цього ж заводу. Техногенне забруднення поліхлорбіфінілами (ПХБ) утворилося за рахунок міграції цих речовин з промзони м. Біла Церква.

Верхня частина розрізу в цьому районі складена породами з різним ступенем проникності (суглинки, супіски, піски). Розвантаження ґрунтових вод відбувається в р. Рось.

Для вивчення екологічного стану території дендропарку та його околиць застосовано комплекс екогеофізичних досліджень, який включав мікроелектрозондування, симетричне електропрофілювання, газометричну зйомку (CH_4, CO_2), пішохідну γ-зйомку та лабораторні дослідження: вимірювання β-активності, γ-спектрометрію, напівкількісний спектрометричний аналіз.

З метою вивчення особливостей геоелектричного розрізу (геолого-гідрогеологічних умов ВЧР) і встановлення їхнього зв'язку з техногенним забрудненням, зокрема умов локалізації забруднення нафтопродуктами, виконано електрометричні дослідження методами МЕЗ та СЕП. Для кількісної інтерпретації мікроелектрозондувань використовувались параметричні спостереження на пошуково-розвідувальних свердловинах. Проведена статистична обробка матеріалів електрометричних досліджень, установлені кореляційні зв'язки між геоелектричними властивостями та параметрами верхньої частини розрізу. На рис. 6.15 наведено схематичну карту результатів геофізичних досліджень.

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету
Версія не для друку

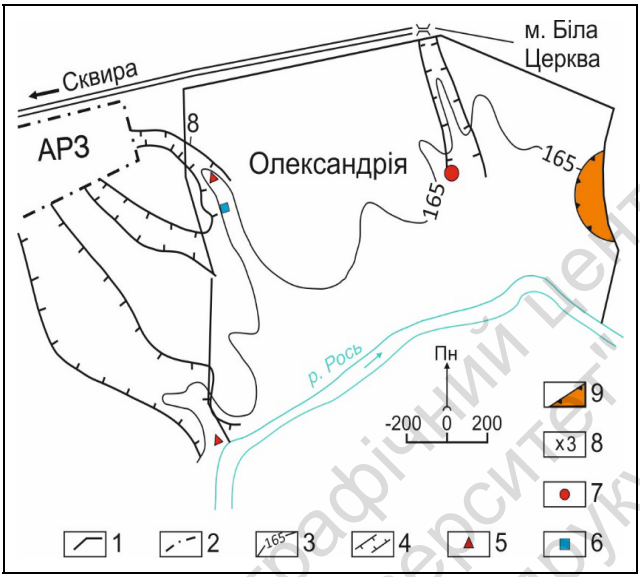


Рис. 6.15. Схематична карта результатів геофізичнихдосліджень:
1 – контури дендропарку "Олександрія"; 2 – контури авіаремонтного заводу; 3 – ізолінія рельєфу денної поверхні; 4 – зони підвищеної проникності порід верхньої частини розрізу за даними вертикального електрозондування і симетричного електричного профілювання; 5 – місце виходу нафтопродуктів на поверхню; 6 – місце виходу на поверхню підземних вод, забруднених хромом; 7 – місце виходу на поверхню підземних вод, забруднених поліхлорбіфінілом; 8 – точки мікроелектрозондування та їхні номери; 9 – ділянка забруднення радіонуклідами (активність > 3000 Бк/кг).

За результатами виконаних електрометричних досліджень з урахуванням гідрогеологічних матеріалів пошуково-розвідувальних свердловин розроблено геолого-геофізичні моделі ВЧР, на яких виділено геоелектричні горизонти та їхній питомий електричний опір, літологія порід, рівень ґрунтових вод, забруднення порід нафтопродуктами, поверхня кристалічних порід і зона тектонічного порушення.

Геолого-геофізична модель ВЧР у районі дендропарку має таку будову: перший від поверхні геоелектричний горизонт (горизонт 1) потужністю 0,3–0,5 м з електричним опором

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Електронне видання

65–210 Ом·м відповідає верхній частині ґрунтового профілю. Горизонт 2 потужністю 0,5–0,8 м з електричним опором 48–155 Ом·м зіставляється з нижньою частиною ґрунтового профілю. Горизонт 3 потужністю 2–4 м і опором 40–52 Ом м (легкі та середні суглинки), 70–85 Ом·м (супіски), 110–160 Ом·м (піски різнозернисті) відповідає середньочетвертинним відкладам. Горизонт 4 потужністю 4–9 м і опором 20–30 Ом·м (середні суглинки) відповідає нижньочетвертинним відкладам. Горизонт 5 потужністю 17–30 м і опором 20–30 Ом·м зіставляється з товщею пісків і суглинків нижньочетвертинного віку, мергелями київської світи та каоліновою корою вивітрювання.

В основі розрізу залягають кристалічні породи (граніти, мігматити), які є опорним високоомним геоелектричним горизонтом.

У результаті аналізу матеріалів геоелектричних досліджень у верхній частині розрізу виявлено чотири зони з підвищеним питомим електричним опором ($\rho > 60$ Ом·м), які зіставляються з проникними і добре проникними породами, представленими супісками та пісками. Ці зони відмічаються також газовими ореолами (CH_4, CO_2). Нафтопродуктове забруднення розповсюджується від нафтобази авіаремонтного заводу вздовж незначних понижень рельєфу денної поверхні (давні долини, зони розломів), які біля р. Рось закінчуються балками з крутими схилами. На рис. 6.16 представлена будова однієї з таких зон. Характерною особливістю тут є чітко виражені неоднорідності у структурі ВЧР.

Так, правий борт балки складений високопроникними породами (супіски, піски), які характеризуються підвищеними значеннями питомого електричного опору ($\rho = 110 \div 170$ Ом·м). Це підтверджено свердловиною 35, у якій виявлено забруднення нафтопродуктами. Балка дренує підземні води. Разом з потоком ґрунтових вод у правому борту балки розвантажуються також нафтопродукти (авіаційний гас), які рухаються разом з водним потоком, залишаючись на його поверхні, що спостерігається візуально.

Видавничо-поліграфічний центр
Київський університет
Версія для друку

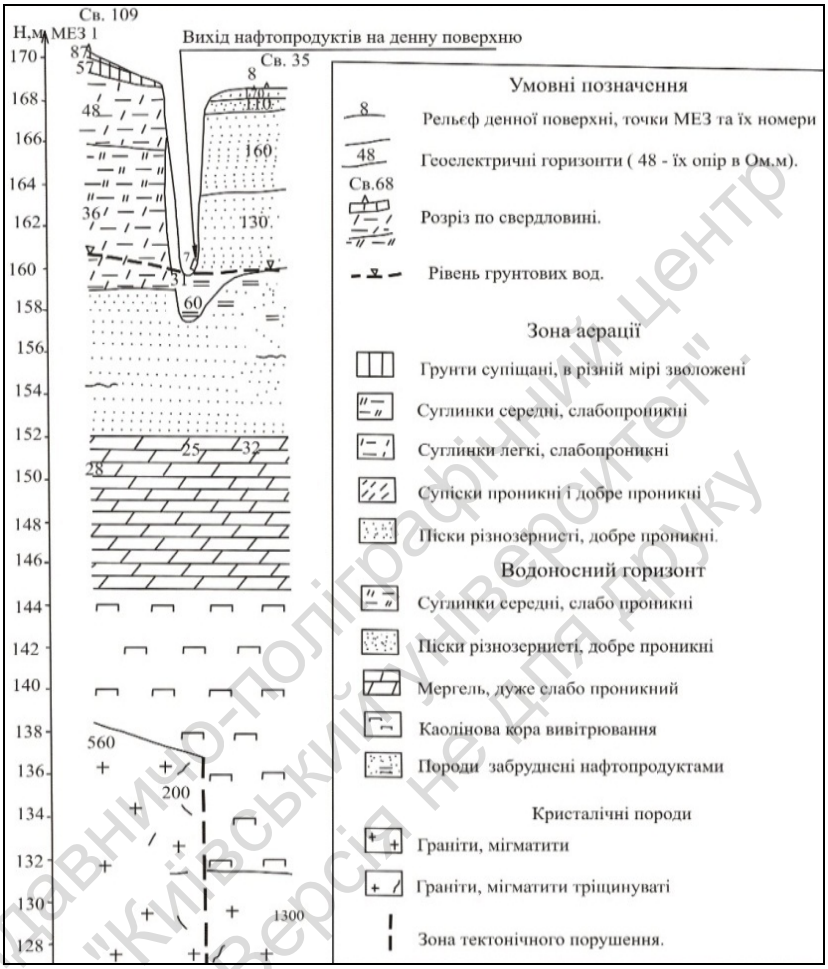


Рис. 6.16. Фрагмент геолого-геофізичної моделі верхньої частини розрізу ділянки "Олександрія"

Інша обстановка властива лівому борту балки, де залягають слабкопроникні породи (суглинки), які характеризуються пониженими значеннями питомого електричного опору ($\rho = 31 \div 57$ Ом·м). У св. № 109 (рис. 6.16) не виявлено забруднення нафтопродуктами, її розріз підтверджує дані інтерпретації електророзвідувальних робіт.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

У районі дендропарку та авіаремонтного заводу не виявлено лінз нафтопродуктів значної потужності. Це пояснюється як порівняно незначним об'ємом їхніх втрат, так і особливостями будови ВЧР – значними градієнтами рівня ґрунтових вод, наявністю зон підвищеної проникності, що служать каналами міграції нафтопродуктів від джерела забруднення в бік р. Рось.

Значним забрудненням авіаційним гасом характеризується район складу паливно-мастильних матеріалів № 3 військового аеродрому "Узин", де за десятки років унаслідок витоків палива із пошкоджених корозією сховищ і трубопроводів на поверхні ґрунтових вод утворилася лінза нафтопродуктів площею до 1 км^2 з максимальною потужністю до 2,3 м. Її підраховані запаси становлять до 40 тис. т. На рис. 6.17 наведено фрагмент ГГМ ВЧР району досліджень.

Верхня частина розрізу в цьому районі складена переважно слабкопроникними породами: чорноземними ґрунтами, суглинками: верхньоплейстоценовими еолово-делювіальними (бузькими), елювіальними (вітачівськими), а також середньоплейстоценовими озерно-льодовиковими (дніпровськими). Нижче залягають суглинки карбонатні з гравієм та галькою кристалічних порід – моренні відклади: середньоплейстоценові, дніпровські, які служать місцевим водотривом.

Під льодовиковими відкладами залягають бучацькі грубозернисті сірі піски слабкоглинисті, вуглисті та алеврити темно- й буро-сірі до чорних, слюдяні, сильно вуглисті. В основі розрізу на глибині 50–60 м залягають мігматити тонкосмугасті, біотит-роговообманкові та граніти рожево-сірі, середньозернисті, біотитові, катаклізовані.

Рівень ґрунтових вод установлений на глибині від 7 до 8 м. Рівень гасу визначений у свердловинах на глибині від 5,3 до 7,2 м, а потужність його шару змінюється від 0 до 2,3 м (св. № 4).

Для вивчення особливостей будови ВЧР були виконані параметричні мікроелектрозондування вздовж лінії свердловин, які розкрили породи, забруднені нафтопродуктами. Геолого-геофізична модель має шестишарову будову.

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Електронний архів бібліотеки

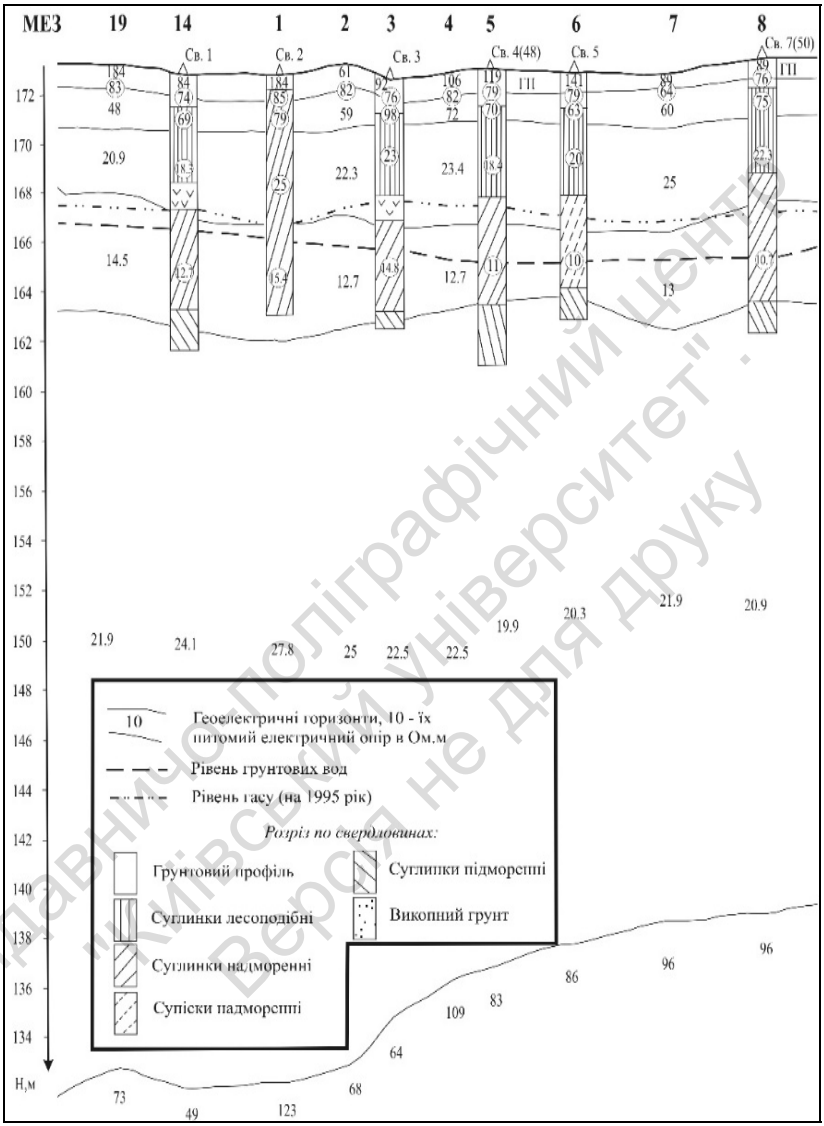


Рис. 6.17. Фрагмент геолого-геофізичної моделі верхньої частини розрізу ділянки "Узин"

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

Перший від поверхні геоелектричний горизонт (горизонт 1) потужністю 0,5–1 м з електричним опором 64–184 Ом·м відповідає верхній частині ґрунтового профілю і представлений чорноземним ґрунтом. Горизонт 2 потужністю 1–1,7 м з електричним опором 48–98 Ом·м зіставляється з нижньою частиною ґрунтового профілю та верхньою частиною материнських порід і відповідає лесоподібним суглинкам слабозволоженим. Горизонт 3 потужністю 2,7–4,5 м і опором 18–25 Ом·м відповідає лесоподібним суглинкам, викопним ґрунтам, частково надморенним середнім суглинкам. Горизонт 4 потужністю 3–5 м і опором 10–15 Ом·м відповідає надморенним відкладам. Породи цього горизонту вміщують гас, який утримується на поверхні ґрунтових вод. Горизонт 5 потужністю 26–32 м і опором 20–28 Ом·м зіставляється з товщею підморенних суглинків. Нижче залягають бучацькі піски слабкоглинисті, алеврити та кора вивітрювання з електричним опором 49–123 Ом·м.

Слід відмітити, що дані інтерпретації електрометричних матеріалів указують на відсутність у ВЧР порід з підвищеною проникністю, що підтверджується розрізами пробурених тут свердловин. Тому відсутні канали для швидкої міграції (розповсюдження) нафтопродуктів на значні відстані, і в даному районі спостерігається досить компактне розташування нафтового забруднення з утворенням лінзи на поверхні ґрунтових вод. Із цієї ж причини (низькі фільтраційні властивості суглинків, що становлять ВЧР) відкачка нафтопродуктів, яка проведена із спеціальних свердловин, пробурених і обладнаних у цьому районі, була досить трудомісткою і низькоефективною.

6.2.4. Геофізичні дослідження при вивченні радіоактивного забруднення довкілля

Одну з найбільших небезпек для життєдіяльності людини являє собою радіоактивне забруднення довкілля техногенними (після аварій і катастроф на об'єктах ядерного циклу) і природними (під час видобутку деяких корисних копалин) радіонуклідами. Наприклад, після аварії на Чорнобильській АЕС у 1986 р. площа заражених територій становила близько 10 тис. км^2.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія для друку

У зоні відчуження ЧАЕС у 1986–1988 рр. проводились захоронення радіоактивно забруднених матеріалів, відходів дезактиваційних робіт, радіоактивно забруднених конструкцій та техніки на тимчасових умовах і без належної інженерної підготовки спеціальних могильників. У зв'язку з аварійною ситуацією роботи виконувались у терміновому порядку, при цьому практично в більшості випадків не була забезпечена належна топографічна прив'язка пунктів захоронення радіоактивно забруднених матеріалів (ПЗРЗМ). Тому на сьогодні місце знаходження багатьох із них невідоме. Між тим ці захоронення є джерелами радіоактивного забруднення підземних вод, які живлять р. Прип'ять і, відповідно, р. Дніпро. У наш час виникає проблема їхніх пошуків і перепоховання в спеціалізовані стаціонарні могильники.

Важливим завданням є також радіометричне обстеження територій, що зазнали радіоактивного забруднення, яке можна вирішити лише за допомогою детальних комплексних геофізичних досліджень.

Розглянемо комплекс геофізичних досліджень радіоактивного забруднення на прикладі ПЗРЗМ. Аналізуючи досвід застосування геофізичних методів для вирішення інженерних завдань, визначено, що пошуки ПЗРЗМ практично аналогічні завданням, які ставляться перед геофізичними методами під час археологічних досліджень. Застосування геофізичних досліджень у даному разі базується на помітній відмінності електромагнітних і радіометричних параметрів археологічних і техногенних об'єктів порівняно з оточуючими їх непорушеними породами. При цьому за допомогою геофізичних методів вирішуються такі основні завдання:

– картування траншей, гірських виробок, дамб, котлованів;

– пошуки і розвідка могильників, некрополів, підземних споруд, складів озброєнь, пунктів захоронення радіоактивно забруднених матеріалів.

Специфікою пошуків ПЗРЗМ є визначення радіометричних параметрів радіоактивно забруднених матеріалів і ґрунтів і порід, що їх вміщують.

На основі набутого досвіду та аналізу літературних даних визначено, що вирішення зазначених вище завдань є досить

Видавництво-поліграфічний центр
Київський університет
Версія для друку

складною проблемою і вимагає застосування детальних комплексних геофізичних досліджень, а також виконання дослідно-методичних робіт для вдосконалення комплексу геофізичних досліджень.

Комплекс геофізичних методів при пошуках і розвідці ПЗРЗМ має включати: мікроелектропрофілювання способом електричного опору в різних модифікаціях, метод природного електричного поля, мікроелектрозондування для деталізації виявлених аномальних ділянок, метод викликаної поляризації способом серединного градієнта, мікромагнітні дослідження, поверхневу та шпурову гамма-зйомки, польову гамма-спектрометрію, а також лабораторні радіометричні дослідження. Перспективними є георадіолокаційні дослідження. При цьому раціональний комплекс спеціалізованих геофізичних досліджень у кожному конкретному випадку визначається поставленими завданнями та економічними чинниками.

Геофізичні дослідження виконуються в профільно-площовому варіанті й повинні бути досить детальними. Крок спостережень становить від десятка до кількох метрів, а при деталізації аномалій – навіть десятки сантиметрів. Параметричні вимірювання виконуються на відомих об'єктах і служать еталонними моделями під час інтерпретації спостережень на рядових профілях.

Обробка отриманих матеріалів полягає в їхній комплексній інтерпретації та аналізі всієї сукупності даних. У результаті виділяються аномальні зони, що можуть бути зв'язані:

– з порушенням цілісності гірських порід (за матеріалами мікроелектропрофілювання, мікроелектрозондування та георадарних досліджень);

– з наявністю залізних і залізобетонних фрагментів (за матеріалами мікромагнітної зйомки);

– з електрохімічними процесами (окислення металевих фрагментів), що відбуваються в тілі захоронення (за матеріалами методів природного електричного поля та викликаної поляризації);

– з наявністю інтенсивно забруднених ґрунтів і матеріалів радіоактивними речовинами – продуктами ядерних аварій та відходами радіохімічного виробництва (за матеріалами поверхневої та шпурової гамма-зйомки).

Видання підготовлено Науковим центром Київського університету імені Бориса Грінченка. Версія не для друку

За результатами виконаних геофізичних досліджень будується комплект геофізичних карт і розрізів, які дозволяють зробити висновок про наявність захоронення радіоактивно забруднених матеріалів на досліджуваній площі, а також визначити точки розкриття тіла захоронення свердловинами та шурфами.

Як приклад подібних робіт наведемо деякі матеріали радіометричних досліджень у межах ділянки "Піщане плато". Ділянка розташована на південно-східній околиці м. Прип'ять. До аварії на ЧАЕС ця територія була намита річковим піском товщиною 2 м з метою забудови на ній нового масиву м. Прип'ять. На рис. 6.18 наведено фрагмент карти поверхневого забруднення ^{137}Cs зони відчуження Чорнобильської АЕС, де показана ділянка досліджень.

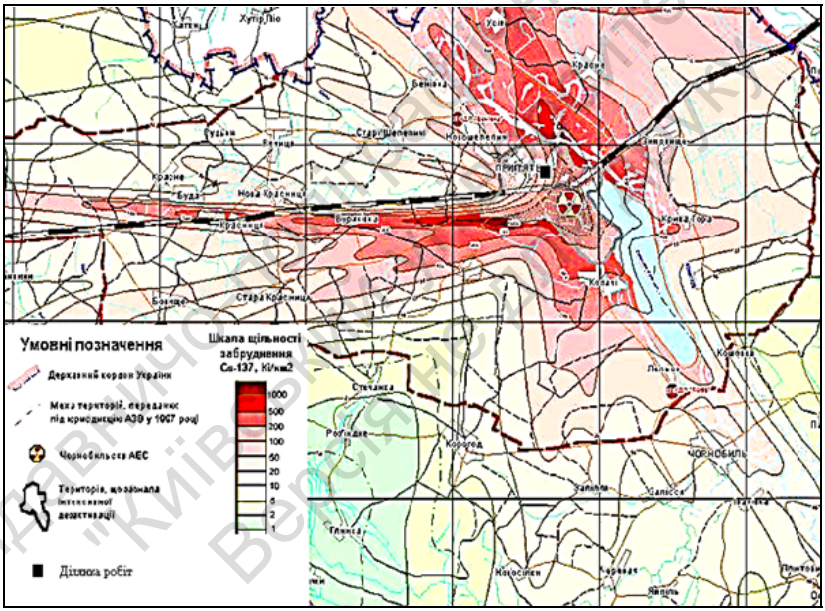


Рис. 6.18. Фрагмент карти поверхневого забруднення ^{137}Cs
(масштаб 1:200 000)

У 1988 р. на ділянці досліджень виконано експериментальні дезактиваційні роботи шляхом зняття верхнього шару ґрунту товщиною 10 см. За технічним завданням високоактивний ґрунт мав бути похований на цій же ділянці, але відомості про захоро-

нення виявились утраченими. Згодом виникло завдання пошуку тимчасових захоронень радіоактивно забрудненого ґрунту, знятого під час дезактиваційних робіт. Для цього на ділянці були виконані площові дослідження способом біолокації та радіохвильового профілювання по мережі 20 × 10 м. За матеріалами виконаних робіт виділено ряд витягнутих аномалій, які на першому етапі зіставлялися із траншеями з радіоактивно забрудненим ґрунтом. Однак вибіркове шурфування окремих виділених аномалій не дало позитивних результатів.

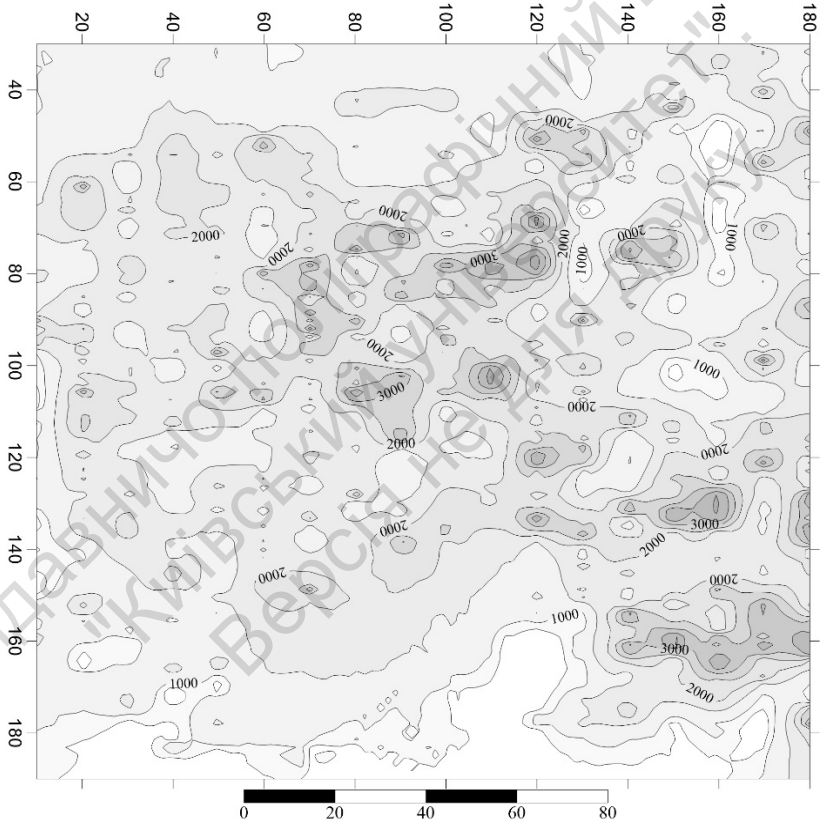


Рис. 6.19. Карта потужності експозиційної дози гамма-випромінювання (*P*) на території ділянки "Піщане плато"
(масштаб 1 : 2 000, ізолінії проведено через 500 мкР/год)

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія для друку

Для перевірки виявлених біолокацією та радіохвильовим профілюванням аномалій була виконана поверхнева гамма-зйомка, результати якої наведено на рис. 6.19. Зйомка виконана радіометром СРП-68-01 по мережі 20 × 5 м. На точках, де потужність експозиційної дози гамма-випромінювання (*P*) перевищувала 3000 мкР/год, вимірювання повторювались за допомогою шпурового радіометра СРП-68-03.

Потужність експозиційної дози гамма-випромінювання на ділянці досліджень змінюється від 350 мкР/год до 4250 мкР/год. Зони з підвищеними значеннями потужності експозиційної дози гамма-випромінювання (2000–4000 мкР/год) локалізовані в центральній та південно-східній частинах ділянки досліджень, зони із зниженими значеннями *P* (350–1500 мкР/год) розташовані в північній, північно-східній, південній та західній частинах ділянки. Середні значення потужності експозиційної дози гамма-випромінювання на ділянці досліджень становлять 1800 мкР/год. За матеріалами КП "Кіровгеологія" фонові значення потужності експозиційної дози гамма-випромінювання територій, складених річковими пісками в районі досліджень, становили від 4 мкР/год до 8 мкР/год до аварії на ЧАЕС.

Отримане гамма-поле (рис. 6.19) має мозаїчний, іноді кулісоподібний характер, що може бути результатом нерівномірного зняття верхнього високоактивного шару землерийними машинами під час дезактивації. При цьому негативні форми мікрорельєфу були частково "підсипані" високоактивним ґрунтом, а позитивні – навпаки, зрізані на більшу глибину.

Для оцінки ступеня радіоактивного забруднення була розрахована питома активність ^{137}Cs (A_{Cs}) за формулою:

$$A_{Cs} = \frac{P \cdot \mu_{еф}}{2 \cdot \pi \cdot K_{\gamma Cs} \cdot \delta},$$

де *P* – потужність експозиційної дози, мкР/год, $\mu_{еф}$ – ефективний коефіцієнт ослаблення гамма-випромінювання, $K_{\gamma Cs}$ – гамма-еквівалент ^{137}Cs, δ – густина порід, г/см^3. Фрагмент карти оцінки забруднення території ділянки ^{137}Cs наведено на рис. 6.20.

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Вводиться в дію у 2011 році

Для ділянки досліджень питома активність ґрунтів, викликана ^{137}Cs в інтервалі глибин 0–50 см, змінюється від 24 кБк/кг до 291 кБк/кг за середнього значення 121 кБк/кг.

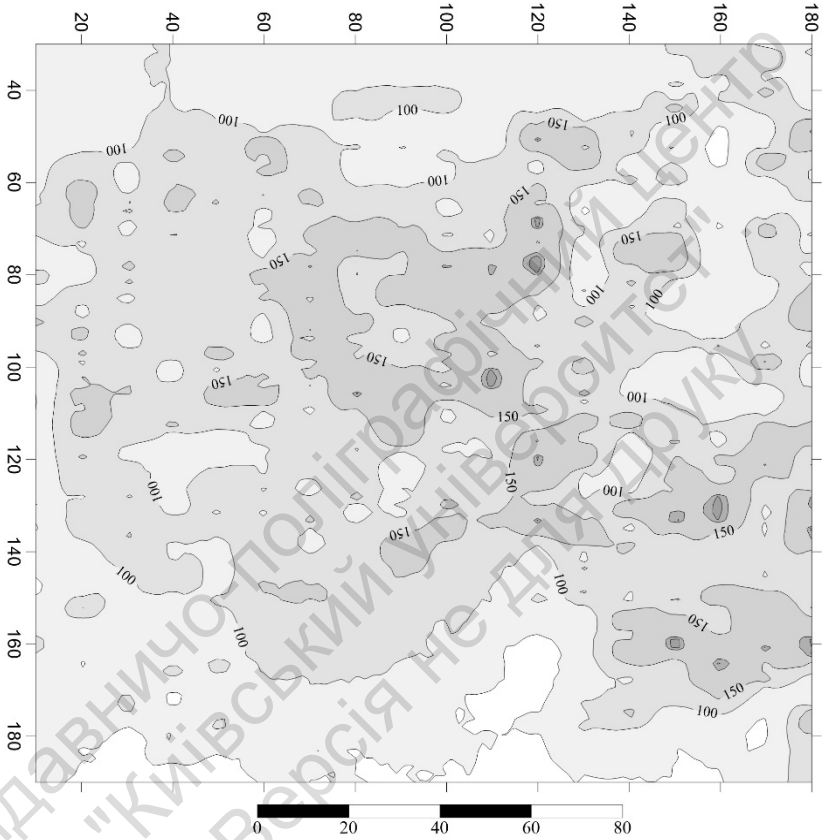


Рис. 6.20. Карта питомої активності ^{137}Cs (A_{Cs}) верхнього шару ґрунту на території ділянки "Піщане плато"
(масштаб 1 : 2 000. Ізолінії проведено через 50 кБк/кг)

Для оперативного аналізу матеріалів гамма-зйомки були побудовані графіки потужності експозиційної дози та питомої активності ^{137}Cs по профілях, що мали простягання з півдня на північ. На рис. 6.21 наведено матеріали поверхневої гам-

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку

ма-зйомки по профілю 8 (графік потужності експозиційної дози та питомої активності ^{137}Cs), характерні для ділянки досліджень.

Комплексний аналіз карти потужності експозиційної дози гамма-випромінювання та схеми біолокаційних і радіохвильових досліджень виявив, що їхня кореляція з поверхневими гамма-аномаліями практично відсутня.

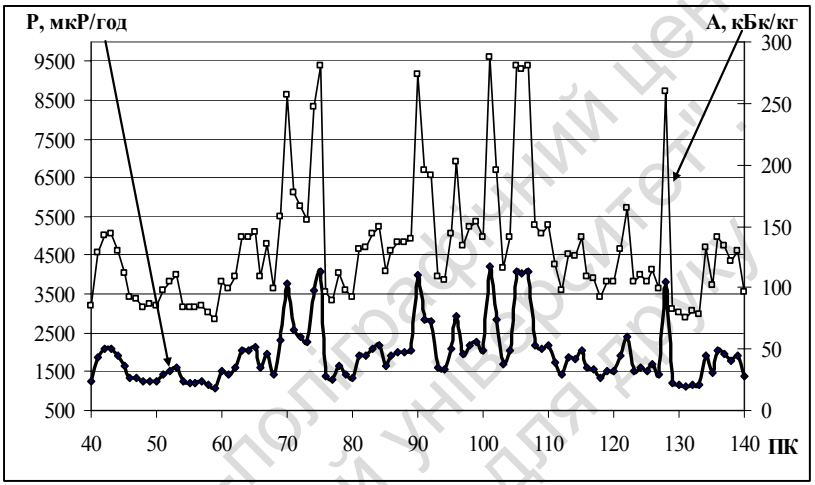


Рис. 6.21. Графіки потужності експозиційної дози (Р) та питомої активності ^{137}Cs (А) верхнього шару ґрунту по профілю 8

Для перевірки аномальних зон, виділених біолокацією, радіохвильовим профілюванням і поверхневою гамма-зйомкою, виконано мікрогаммазондування, характерні типи яких показано на рис. 6.22.

Аналіз кривих мікрогаммазондувань показує, що потужність експозиційної дози на глибинах 2–10 см становить від 1300 до 7000 мкР/год і має тенденцію до зростання з глибиною. З подальшим збільшенням глибини вимірювань (до 50–70 см) спостерігаються різні варіанти поведінки графіка потужності експозиційної дози: значення залишаються на тому ж рівні, зростають або у деяких випадках зменшуються. Кінцева гілка всіх мікрогаммазондувань має спадний характер, причому потужність експозиційної дози знижується до десятків мкР/год (тобто практично до фонової).

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет Версія не для друку

Дані мікрогаммазондувань свідчать, що глибина проникнення техногенних радіонуклідів у ґрунт становить до 50–60 см. Різке зниження потужності експозиційної дози з глибиною на глибинах більше 30–60 см дозволяє зробити висновок, що захоронення радіоактивно забрудненого ґрунту на обстеженій ділянці відсутні.

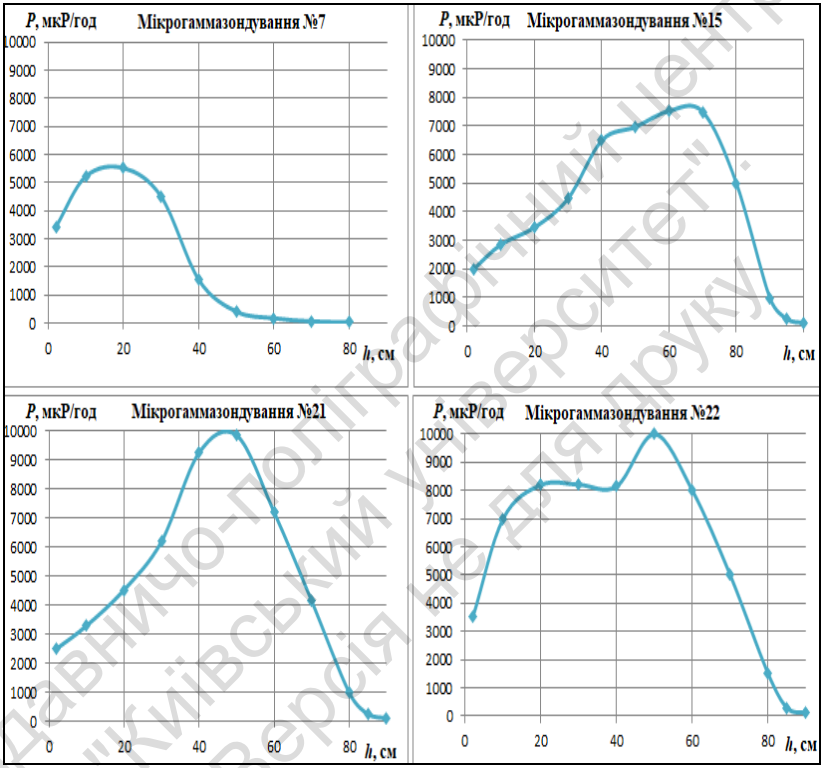


Рис. 6.22. Графіки зміни потужності експозиційної дози *P* від глибини *h* за даними мікрогаммазондувань, виконаних на ділянці "Піщане плато"

Узагальнення викладеного вище дозволяє прийти до наступних висновків.

1. Найбільший вплив на формування та розвиток техногенного речовинного забруднення довкілля спричиняє верхня десятиметрова товща ґрунтів і порід і в першу чергу наявність у ній

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія не для друку

локальних і місцевих водотривів. За відсутності останніх залежно від інтенсивності техногенної дії забруднення розповсюджується на перші десятки метрів.

2. Наявність водотривів у верхній частині розрізу перешкоджає розвитку техногенного забруднення на глибину і таким чином є захистом від забруднення більш глибоких водоносних горизонтів.

3. Міграція різних забруднювальних розчинів відбувається досить складним шляхом. Вона залежить від характеру джерел забруднення, особливостей геологічної будови, ступеня проникності й водонасичення порід і горизонтів. Унаслідок цього спостерігається значна мінливість, невитриманість техногенного забруднення у плані й розрізі.

4. На ділянках, які зазнали техногенного речовинного забруднення, змінені ґрунти і породи ВЧР порівняно з незміненими характеризуються більш високою електричною провідністю та підвищеною мінералізацією ґрунтових вод. Геоелектричне картування техногенно змінених утворень дозволяє виділити різною мірою забруднені ділянки.

5. Результати екогеофізичних досліджень на ключових ділянках, типових для найбільш розповсюджених джерел забруднення, указують на високу ефективність геофізичного вивчення техногенного речовинного забруднення. Використання комплекту погоризонтних геоелектричних карт і карти ГГМ дозволяє з достатньою детальністю та достовірністю вивчати техногенне речовинне забруднення довкілля і зміни його властивостей.

Контрольні запитання

1. Що означають поняття *екогеологія, геоекологія, екогеофізика* і *геофізична екологія*?

2. Сформулюйте завдання і методи екологічної геофізики.

3. Якими методами вивчаються геодинамічні процеси?

4. У чому полягають екологічні аспекти сейсмології, електрометрії, термометрії, ядерної геофізики?

5. Назвіть методи геофізики, призначені для вивчення речовинного (геохімічного) забруднення ґрунтів і підземних вод продуктами життєдіяльності та відходами виробництва.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Воронін Для друку

6. Що таке фізичне (енергетичне) забруднення геологічного середовища?

7. Які геофізичні методи використовуються для вивчення речовинного та енергетичного забруднень геологічного середовища?

8. Охарактеризуйте забруднення довкілля хімічними речовинами.

9. Які параметри верхньої частини геологічного розрізу зазнають техногенних змін під час забруднення довкілля хімічними речовинами?

10. Назвіть основні риси геолого-геофізичних моделей при вивченні техногенного забруднення довкілля.

11. Визначте раціональний комплекс геофізичних методів для вивчення техногенного забруднення геологічного середовища.

12. Які види техногенного фізичного забруднення ви знаєте?

13. Охарактеризуйте вплив геофізичних полів на здоров'я людини.

14. Які параметри техногенних фізичних полів контролюються за допомогою геофізичних методів?

15. Наведіть комплекс геофізичних методів при дослідженні техногенного забруднення від сільськогосподарських об'єктів.

16. Визначте особливості геофізичного дослідження техногенного забруднення територій міських агломерацій.

17. Які геофізичні методи застосовуються при дослідженні забруднення ґрунтів і порід нафтопродуктами?

18. Охарактеризуйте основні геофізичні методи при вивченні радіоактивного забруднення довкілля.

Література: [2, 3, 13, 18, 21, 52, 53].

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Версія не для друку

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

Основної

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. Ященко. – М. : Недра, 1989. – 252 с.

12. *Никитин В. Н.* Основы инженерной сейсмики / 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.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Друкується на правах рукопису

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.

Додаткової

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 даных / 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 акваторіях /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.

Видавничо-поліграфічний центр Київського університету Версія тільки для друку

30. Комплексирование 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. Комплексирование методов разведочной геофізики : 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 радиоизотопными 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. Куюнджича. – Москва; Белград : Гидропроект, 1985. – 82 с.

Видавничо-поліграфічний центр Київський університет ім. Бориса Грінченка

45. Скважинная ядерная геофизика : справоч. геофизика / под ред. О. Л. Кузнецова, А. Л. Поляченко. – М. : Недра, 1990. – 318 с.

46. *Толстой М. І.* Основи геофізики / М. І. 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. *Шарапанов Н. Н.* Методика геофизических исследований при гидрогеологических съемках с целью мелиорации земель / Н. Н. Шарапанов, 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.

Видавничий поліграфічний центр Київський університет Тестовий примірник друку

ПЕРЕЛІК СКОРОЧЕНЬ

P-хвиля	поздовжня хвиля (*P*-primary)
PSP	обмінна хвиля (Primary-Secondary-Primary)
R-хвиля	релеївська хвиля (*R* – Rayleigh)
S-хвиля	поперечна хвиля (*S* – secondary)
SH	поперечна хвиля з горизонтальною поляризацією (S – secondary, H – horizontal)
SV	поперечна хвиля з вертикальною поляризацією (S – secondary, V – vertical
АЕС	атомна електрична станція
АЗ	анодне заземлення
АЦП	аналого-цифровий перетворювач
БКСПК	безконтактний спосіб поляризаційних кривих
ВЕЗ	вертикальне електричне зондування
ВЕЗ-ВП	вертикальне електричне зондування способом викликаної поляризації
ВЕЗ-МДС	вертикальне електричне зондування способом двох складових
ВП	метод викликаної поляризації
ВПС	модифікація методу викликаної поляризації: свердловинні спостереження
ВПФ	модифікація методу викликаної поляризації на змінному струмі з вимірами фазових і частотних характеристик
ВПЧ	модифікація методу викликаної поляризації на змінному струмі з вимірами амплітудних і частотних характеристик
ВСП	вертикальне сейсмічне профілювання
ВЧР	верхня частина розрізу (геологічного середовища)
ГГМ	гамма-гамма метод (див. за змістом)
ГГМ	геолого-геофізична модель (див. за змістом)
ГГМ-Г	гамма-гамма метод густинний
ГГМЕ	геолого-геофізична модель екосистеми
ГГМ-С	гамма-гамма-метод селективний
ГДК	гранично допустимі концентрації
ГДС	геофізичні дослідження свердловин
ГЕС	гідроелектрична станція
ГК	гамма-каротаж
ГНМ	гамма-нейтронний метод

Видавничо-поліграфічний Центр "Київський університет". Зверстано для друку

ГРЗ	георадарне зондування
ГРС	газорозподільна станція
ГС	геологічне середовище
ГСЗ	глибинне сейсмічне зондування
ДАЗ	дипольне азимутальне зондування
ДДЗ	Дніпровсько-Донецька западина
ДДТ	дихлордифенілтрихлоретан
ДЕЗ	дипольне екваторіальне зондування
ДЕК	метод дипольної електричної кореляції
ДЕМП	дипольне електромагнітне профілювання
ДЕП	дипольне електричне профілювання
ДЗ	дипольне зондування
ДІП	дипольне індуктивне профілювання
ДК	метод довгого кабелю
ДКЗ	Державна комісія України по запасах корисних копалин
ДОЗ	дипольне осьове зондування
ДРЗ	дипольне радіальне зондування
ДСР	детальне сейсмічне районування
ЕК	метод точкової електричної кореляції
ЕОМ	електронно-обчислювальна машина
ЕП	електричне профілювання
ЕП-СГ	електричне профілювання методом серединного градієнта
ЕП-ВП	електропрофілювання методом викликаної поляризації
ЗАЗ	заводська аномальна зона
ЕРС	електрорушійна сила
ЗМПП	зондування методом перехідних процесів
ЗМШ	зона малих швидкостей
ЗС (ЗСП)	зондування становленням поля
ЗСБ (ЗСБЗ)	зондування становленням поля в ближній зоні джерела
ЗСД (ЗСДЗ)	зондування становленням поля в дальній зоні джерела
ЗСР	загальне сейсмічне районування
ІД	індукційний датчик
ІНГМ	імпульсний нейтронний гамма-метод
ІННМ	імпульсний нейтрон-нейтронний метод
ІЧЗ	інфрачервона зйомка
КВЕЗ	кругове вертикальне електричне зондування
КЕП	комбіноване електричне профілювання
КМЗХ	кореляційний метод заломлених хвиль
КМТП	комбіноване магнітотелуричне профілювання
КО	каротаж методом електричного опору
КПФ	метод керованого плоского фронту

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Зразок не для друку

КСЗ	кругове сейсмічне зондування
КСПК	контактний спосіб поляризаційних кривих
ЛЕП	лінія електропередач
МБП	методика багатократного профілювання
МВЗ	магнітоваріаційне зондування
МВП	магнітоваріаційне профілювання
МВХ	метод відбитих хвиль
МЕЗ	мікроелектрозондування
МЕЗ-ВП	мікроелектрозондування способом викликаної поляризації
МЗХ	метод заломлених хвиль
МНА	метод наведеної активності
МПП	метод перехідних процесів
МПФ	метод плоского фронту
МРХП	метод радіохвильового просвічування
МЗТ (МЗ)	метод зарядженого тіла
МТЗ	магнітотелуричне зондування
МТП	магнітотелуричне профілювання
МТС	метод телуричних струмів (див. за змістом)
МТФ	молочно-товарна ферма
НГМ	нейтронний гамма-метод
НДХ-РК	радіокомпараційна зйомка на наддовгих хвилях
ННМ	нейтрон-нейтронний метод
ННМ-НТ	нейтрон-нейтронний методо на надтеплових нейтронах
ННМ-Т	нейтрон-нейтронний метод на теплових нейтронах
НП	метод незаземленої петлі
ПЕЗ	підземне електричне зондування
ПЕО	питомий електричний опір
ПЕП	метод природного електричного поля
ПЗ	пункт збудження
ПЗРЗМ	пункт захоронення радіоактивно забруднених матеріалів
ПІЕМПЗ	метод природного імпульсного електромагнітного поля Землі
ПС	каротаж поляризації самочинної
ПТП	природно-техногенний процес
ПТС	природно-техногенна система
ПХБ	поліхлорбіфініл
РГВ	рівень ґрунтових вод
РД	робоча документація
РЛЗ	радіолокаційне зондування
РЛП	радіолокаційне профілювання
РНП	метод регульованого направленого прийому

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Свідоцтво ДК № 1 для друку

РПГ	резистивіметрія поверхневих і ґрунтових вод
РРМ	рентгено-радіометричний метод
РТЗ	радіотеплова зйомка
РХЗ	радіохвильове зондування
СГ	установка серединного градієнта
СГДК-А	структурно-геодинамічне картування азимутальне
СГТ	метод спільної глибинної точки
СЕП	симетричне електричне профілювання
СМР	сейсмічне мікрорайонування
СП	сейсмоприймач
СПЗ	сумарний показник забруднення
СС	сейсмостратиграфія
ССЗ	симетричне сейсмозондування
СФІ	структурно-формаційна інтерпретація
ТЕД	техніко-економічна документація
ТЕО	техніко-економічне обґрунтування
ТЕР	техніко-економічний розрахунок
ТЕС	теплова електрична станція
ТП	технічний проект
УЗК	ультразвуковий каротаж
УКЗ	установка катодного захисту
УКЩ	Український кристалічний щит
УПО (УО)	Уявний питомий опір (Уявний опір)
ЧАЕС	Чорнобильська атомна електрична станція
ЧВМ	метод часткового вилучення металу
ЧЗ (ЧЕМЗ)	частотні електромагнітні зондування
ЯГМ	ядерно-геофізичні методи
ЯГР	метод ядерного гамма-резонансу

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет". Версія не для друку

Навчальне видання

ВИЖВА Сергій Андрійович
ОНИЩУК Віктор Іванович
ОНИЩУК Іван Іванович
РЕВА Микола Васильович

ІНЖЕНЕРНА ГЕОФІЗИКА

Підручник

Редактор *Л. Л. Воронцова*
Технічний редактор *Л. П. Шевченко*

Оригінал-макет виготовлено ВПЦ "Київський університет"

Формат 60x84$^{1/16}$. Ум. друк. арк. 34,41. Наклад 100. Зам. № 218-8766.
Гарнітура Times New Roman. Папір офсетний. Друк офсетний. Вид. № Гл7.
Підписано до друку 21.09.18

Видавець і виготовлювач
ВПЦ "Київський університет"
01601, Київ, б-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43
☎ (044) 239 32 22; (044) 239 31 72; тел./факс (044) 239 31 28
e-mail: vpc_div.chief@univ.net.ua, redaktor@univ.net.ua
http: vpc.univ.kiev.ua
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 1103 від 31.10.02

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Версія не для друку