

КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

**М.І.Толстой, А.П.Гожик, М.В.Рева,
В.П.Степанюк, А.В.Сухорада**

ОСНОВИ ГЕОФІЗИКИ

**(методи розвідувальної геофізики)
(методи досліджень геологічної
будови земної кори)**

Підручник

Київ 2006

УДК 550.83(07)
ББК

Рецензенти:

д-р геол.-мінерал.наук, академік НАН України В.І.Старостенко
д-р геологічних наук, проф. С.А.Вижва
д-р фіз.-мат наук Ю.К.Тяпкін

*Рекомендовано до друку вченою радою геологічного факультету
(протокол №13 від 15 червня 2005 року)*

Толстой М.І., Гожик А.П., Рева М.В., Степанюк В.П., Сухорада А.В.

Основи геофізики (методи розвідувальної геофізики) (методи досліджень геологічної будови земної кори): Підручник. – К.: Видавничо-поліграфічний центр “Київський університет”, 2006. - 416 с.

ISBN

Викладено фізико-математичні основи і найбільш поширені методики геофізичних методів досліджень земної кори: гравірозування, магнітозування, електрозування, сейсмозування, ядерної геофізики, терморозвідки, промислової геофізики. Окремий розділ присвячений методам і методикам підвищення ефективності розвідувальної геофізики: петрофізичним, геохімічним, комплексуванню геофізичних методів.

Рекомендовано для студентів ВНЗ всіх спеціальностей напрямку “Геологія”, може бути корисним для студентів напрямів “Географія”, “Гірництво”, “Екологія”, а також для практичних працівників, які використовують або цікавляться можливостями застосування геофізичних методів у різних галузях виробництва.

УДК 550.83(07)
ББК

ISBN

@ Толстой М.І., Гожик А.П., Рева М.В.,
Степанюк В.П., Сухорада А.В., 2005
@ Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ВПЦ “Київський університет”, 2005

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА	7
ВСТУП	10
ЧАСТИНА 1 - МЕТОДИ РОЗВІДУВАЛЬНОЇ ГЕОФІЗИКИ	13
1 ГРАВІТАЦІЙНА РОЗВІДКА	13
1.1 Гравітаційне поле Землі	13
1.2 Редукції й аномалії сили тяжіння	16
1.3 Апаратура і методи вимірювання сили тяжіння	17
1.4 Методика гравіметричних досліджень	19
1.5 Інтерпретація даних гравірозувідки	22
Література	30
Питання для самоконтролю	31
2 МАГНІТНА РОЗВІДКА	32
2.1 Магнітне поле Землі і його параметри	32
2.2 Методи та прилади для вимірювання елементів геомагнітного поля	40
2.3 Методика магніторозвідувальних робіт	44
2.4 Інтерпретація даних магніторозвідки	48
Література	54
Питання для самоконтролю	54
3 ЕЛЕКТРОРОЗВІДКА	55
3.1 Геоелектричний розріз	56
3.2 Електричні та електромагнітні поля	58
3.3 Класифікація методів електророзвідки	71
3.4 Електророзвідувальна апаратура	73
3.5 Методи електророзвідки на постійному струмі	77
3.6 Поляризаційні (електрохімічні) методи електророзвідки	98
3.7 Магнітотелуричні методи	105
3.8 Низькочастотні методи електророзвідки з контрольованими джерелами	110
3.9 Високочастотні методи електророзвідки	120
Література	124
Питання для самоконтролю	125
4 СЕЙСМІЧНА РОЗВІДКА	127
4.1 Фізико-геологічні основи сейсморозвідки	127
4.2 Сейсморозвідувальна апаратура і обладнання	140
4.3 Методика польових робіт	142
4.4 Обробка і інтерпретація сейсмічних даних	152
Література	159
Питання для самоконтролю	159
5 ЯДЕРНА ГЕОФІЗИКА	161
5.1 Фізичні основи радіометрії	160
5.2 Природа і властивості радіоактивних випромінювань	165
5.3 Радіоактивність гірських порід	170
5.4 Методи вимірювання радіоактивності	173
5.5 Польові радіометричні методи	179
5.6 Методи ядерної геофізики	198
5.7 Польові ядерно-фізичні методи пошуків	206
Література	208

Питання для самоконтролю	209
6 ТЕРМОРОЗВІДКА	211
6.1 Фізико-геологічні основи терморозвідки	213
6.1.1 Теплове поле Землі	214
6.1.2 Механізми теплопереносу	220
6.2 Теплові і оптичні властивості порід	224
6.3 Засоби вивчення теплового поля	226
6.4 Основні методи терморозвідки і приклади їх застосуванням	229
6.4.1 Радіотеплові і інфрачервоні зйомки	229
6.4.2 Регіональна терморозвідка	231
6.4.3 Терморозвідка в акваторіях	239
6.4.4 Локальні терморозвідувальні дослідження	239
Література	241
Питання для самоконтролю	242
7 ГЕОФІЗИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ СВЕРДЛОВИН	243
7.1 Класифікація методів	244
7.2 Технічні засоби	245
7.3 Електричні методи дослідження свердловин	246
7.3.1 Метод потенціалів власної поляризації (ПС)	246
7.3.2 Методи уявного опору (УО)	249
7.3.2.1 Стандартна електрометрія	249
7.3.2.2 Форми кривих методу опору	252
7.3.2.3 Бокове електричне зондування (БЕЗ)	254
7.3.2.4 Метод мікрозондів	255
7.3.2.5 Методи опору екранованого заземлення (боковий метод дослідження свердловин)	256
7.3.3 Індукційний метод	258
7.3.4 Метод потенціалів викликаної поляризації гірських порід (ВП)	260
7.4 Радіоактивні та ядерно-геофізичні методи	261
7.4.1 Методи природної гама-активності гірських порід	262
7.4.2 Методи розсіяного гама-випромінювання	263
7.4.3 Нейтронні методи	265
7.4.4 Метод наведеної активності (МНА)	267
7.5 Акустичний метод	269
7.6 Магнітний метод	271
7.7 Термічні методи дослідження свердловин	273
7.8 Геохімічні дослідження	274
7.9 Комплексування геофізичних досліджень у свердловинах	275
7.10 Прострілювальні та вибухові роботи у свердловинах	281
Література	282
Питання для самоконтролю	283
ЧАСТИНА 2 - МЕТОДИ ПІДВИЩЕННЯ ЕФЕКТИВНОСТІ ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ	285
8 МЕТОДИ ПЕТРОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ	285
8.1 Петрофізичні методи	287
8.1.1 Визначення щільнісних властивостей зразків	288
8.1.2 Густина хімічних елементів і мінералів	289
8.1.3 Щільнісні властивості гірських порід	291

8.2	Ємнісні методи	297
8.2.1	Визначення ємнісних властивостей зразків	301
8.2.2	Пористість і проникність мінералів і порід	302
8.3	Теплові властивості мінералів і порід	304
8.4	Петроакустичні методи	308
8.4.1	Визначення пружних властивостей зразків	310
8.4.2	Швидкість пружних хвиль і пружні модулі хімічних елементів та мінералів	311
8.4.3	Пружність гірських порід	313
8.5	Електричні властивості	317
8.5.1	Методи вивчення електричних властивостей зразків	322
8.5.2	Електричні властивості мінералів	323
8.5.3	Електричні властивості гірських порід	325
8.6	Петромагнітні методи	333
8.6.1	Визначення магнітних властивостей зразків	337
8.6.2	Магнітні властивості мінералів	338
8.6.3	Магнітні властивості гірських порід	340
8.7	Радіоактивність гірських порід	345
8.7.1	Визначення радіоактивності зразків	347
8.7.2	Радіоактивність мінералів і гірських порід	351
8.8	Відтворення палеогеодинамічних умов формування кристалічних утворень за даними аналізу їх петрофізичних характеристик	354
	Література	358
	Питання для самоконтролю	359
9	ГЕОХІМІЧНІ МЕТОДИ ПОШУКІВ КОРИСНИХ КОПАЛИН	361
9.1	Літогеохімічні методи	362
9.1.1	Розподіл хімічних елементів в гірських породах	362
9.1.2	Кількісні особливості розподілу хімічних елементів в породах	365
9.1.3	Опробування кристалічних порід	366
9.1.4	Первинні геохімічні ореоли	367
9.1.5	Пошуки вторинних ореолів і потоків розсіювання	374
9.1.5.1	Ландшафтно-геохімічні дослідження	374
9.1.5.2	Пошуки вторинних ореолів розсіювання	377
9.1.5.3	Пошуки потоків розсіювання	382
9.2	Гідрогеохімічний метод пошуків	384
9.3	Біогеохімічні методи пошуків	387
	Література	392
	Питання для самоконтролю	392
10	КОМПЛЕКСУВАННЯ ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ	395
10.1	Принципи комплексування геофізичних методів	395
10.2	Локальне прогнозування і прямі пошуки родовищ корисних копалин	397
10.3	Комплексування геофізичних методів при регіональних і геолого-зйомочних роботах	399
10.4	Комплексування геофізичних методів при пошуках і розвідці рудних родовищ	404

10.5 Комплексування геофізичних методів при пошуках і розвідці нерудних корисних копалин	409
10.6 Комплексування геофізичних методів при пошуках і розвідці твердих горючих корисних копалин	411
10.7 Комплексування геофізичних методів при пошуках і розвідці нафтових і газових родовищ	412
10.8 Локальне прогнозування покладів нафти і газу геофізичними методами	412
10.9 Використання геофізичних методів поза межами геології	415
Рекомендована література	416
Питання для самоконтролю	416

ПЕРЕДМОВА

Вирішення будь-якої геологічної задачі геофізичними методами базується на відмінності досліджуваних об'єктів від вміщуючих порід за фізичними властивостями. Завдяки цьому довкола цих об'єктів будуть спостерігатися зміни фізичних полів.

Під *фізичними полем* розуміють простір, кожна точка якого може бути охарактеризована деякими значеннями постійного чи змінного в часі параметру (параметри і відповідні їм поля можуть бути скалярними чи векторними). Якщо значення та напрямки фізичної величини у всіх точках деякого простору однакові, то поле називають *однорідним*, а при змінах значення чи напрямку поля від точки до точки – *неоднорідним*. Якщо значення (модуль) і напрямки поля в кожній точці простору впродовж тривалого часу залишаються незмінними, то таке поле називають *постійним*; в протилежному випадку поле буде *змінним*. Останнє, в залежності від закону зміни складових поля, може бути гармонійним (величина складових змінюється за законом синусу чи косинусу), імпульсно-періодичним, аперіодичним, нестационарним та ін.

Фізичне поле, особливості якого визначаються геологічною будовою земної кори, може бути назване *геофізичним*. Між будовою земної кори і геофізичним полем існує відповідність, тобто конкретній геологічній будові відповідає конкретне геофізичне поле. Розрахунок геофізичного поля, що відповідає геологічній будові земної кори, складає зміст так званої *прямої задачі геофізики*. При цьому послідовно будується ряд моделей. На першому етапі реальне середовище замінюється геологічною моделлю, яка враховує найбільш суттєві елементи геологічної будови тієї чи іншої ділянки земної кори. Дрібні, не суттєві для формування геофізичних полів, елементи будови реального середовища не враховуються (наприклад, невеликі за розмірами локальні неоднорідності тощо). На наступному етапі геологічна модель замінюється фізичною, яка наділена лише тими властивостями середовища, які відповідають за формування даного геофізичного поля. Фізична модель може бути відображена ще більш простою математичною моделлю за допомогою рівнянь і математичних залежностей, що описують дане геофізичне поле.

Вирішення прямої задачі геофізики, очевидно, є однозначним, а ступінь співпадіння розрахованого і спостереженого геофізичних полів для однієї і тієї ж ділянки земної кори визначається похибками у визначенні геологічної та фізичної перших моделей. На відміну від математичної моделі, що виражає, як правило, досить абстрактну фізичну ситуацію, ці моделі характеризують цілком конкретну геологічну будову і фізичні властивості порід даної ділянки земної кори. Саме такими властивостями визначаються ті чи інші характеристики фізичних полів. Так, гравітаційне поле залежить від розподілу в просторі густини порід (σ); магнітне – від розподілу магнітної сприйнятливості (α) і залишкової намагніченості (J_n); електричне – від питомого електричного опору (ρ); електромагнітне – від діелектричної (ϵ) і магнітної проникності (μ); пружне (сейсмічне) – від розподілу густини і пружних констант порід (модуль Юнга – E , коефіцієнт Пуассона – ν , модуль зсуву – G); термічне поле – від щільності теплового потоку (q), теплопровідності (λ) і теплоємності порід (a);

радіоактивність – від розподілу радіоактивних елементів в породах і характеру випромінювання яке реєструється.

Оскільки достатньо детальною інформацією про розподіл в просторі названих характеристик порід ми не володіємо одержані вирішення прямих задач геофізики для реальних об'єктів є, як правило, наближеними. Відмінність розрахованого поля від спостереженого є тим більшою чим меншим є обсяг інформації про геологічну будову і властивості конкретного середовища. Точні вирішення прямих задач можна отримати тільки для штучних моделей.

Набагато важливішим з практичної точки зору є вирішення *оберненої задачі геофізики*, тобто визначення геологічної будови ділянки земної кори за відповідним спостереженням геофізичним полем. Це – основна задача геофізики. Вирішення оберненої задачі здійснюється за допомогою тих же моделей, що і вирішення прямої задачі, але в зворотній послідовності, тобто спочатку за спостереженням геофізичним полем і відомою математичною моделлю (моделлю заданого класу) знаходять фізичну модель середовища, яке вивчається, потім від неї переходять до геологічної моделі і до геологічної будови досліджуваної ділянки земної кори. Вирішення оберненої задачі геофізики в загальному випадку є неоднозначним, тобто спостереженому геофізичному полю можуть відповідати різні варіанти геологічної будови.

Неоднозначність вирішення оберненої задачі закладається вже на етапі вибору математичної моделі. На цьому етапі необхідно правильно вибрати клас математичної моделі, в рамках якої слід шукати вирішення. Якщо форма тіла відома априорі, то тим самим визначена математична модель, за допомогою якої спостережене поле перетворюється на фізичну модель. Ця задача вирішується однозначно. Аналогічним чином для переходу від фізичної моделі до геологічної необхідно знати склад порід і їх властивості. Однак зв'язок між фізичними властивостями та складом порід є неоднозначним, оскільки як одна й та ж сама порода, в залежності від умов залягання і ряду інших факторів, може характеризуватися різними значеннями фізичних параметрів і, навпаки, різні породи можуть володіти однаковими фізичними властивостями. Це обумовлює неоднозначність вирішення другого етапу оберненої задачі геофізики, тобто переходу від фізичної моделі до геологічної.

Для правильного вибору виду математичної моделі і наступного адекватного перетворення фізичної моделі в геологічну необхідно володіти конкретною априорною геологічною інформацією, яка має містити характеристику основних типів геологічних тіл і фізичних властивостях порід на досліджуваній території.

Фізичні поля, досліджувані в геофізиці, поділяються на об'ємні і поля розподілу ознак (в просторі для даного перетину). Під *об'ємним полем* розуміють простір, в якому проявляється дія певних сил. Частковим випадком об'ємних полів являються так звані *потенціальні поля*. Під потенціалом звичайно розуміють роботу, яку необхідно затратити для переміщення одиничної маси (чи заряду) в даному полі із нескінченності в дану точку. До потенціальних полів відносять електромагнітні, гравітаційні, магнітні і теплові поля. Під *полем розподілу ознак* розуміють простір, в якому спостерігається розподіл відповідних незалежних один від одного ознак. Для геологічного простору – це розподіл ознак, що характеризують склад і фізичні властивості розміщених в його межах геологічних тіл. Такими ознаками є вміст мінералів і хімічних елементів, структурно-текстурні особливості порід, їх радіоактивність,

мінеральна густина, пористість тощо. У відповідності з цим, до полів розподілу відносять радіоактивні і геохімічні поля, поля напружень тощо.

Методи розвідувальної геофізики, що вивчають об'ємні поля (гравірозвідка, магніторозвідка, більшість методів електророзвідки, сейсморозвідка, терморозвідка тощо), дозволяють одержати узагальнені (побічні) уявлення про склад, фізичні характеристики, структуру формуючих ці поля геологічних тіл. Основною перевагою цих методів є їх дистанційність – вивчення геологічних об'єктів на достатньо значній відстані від вимірювальних пристроїв.

Методи, що вивчають поля розподілу (ядерна геофізика і радіометрія, петрофізичні методи, а в деяких умовах і конкретні модифікації сейсморозвідки, електророзвідки і ряд методів свердловинної геофізики.), на відміну від об'ємних, характеризуються порівняно невеликою глибинністю, однак дозволяють отримати безпосередню інформацію про склад, фізичні властивості, структурно-текстурні особливості геологічних тіл, що вивчаються. Основна перевага цих методів – можливість однозначного (чи майже однозначного) вирішення цілого ряду геологічних задач. Ці методи певним чином споріднені з мінералогічними, петрографічними, геохімічними дослідженнями, мікроструктурним аналізом тощо (з якими часто і комплексуються). Особливо це стосується методів пошукової геохімії та ядерної геофізики, основним об'єктом дослідження яких є хімічний елемент, вміст якого при геохімічних дослідженнях визначається переважно з використанням ядерно-фізичних методів.

Кожен з методів розвідувальної геофізики вивчає розподіл тільки того фізичного параметру, на якому він заснований, відображаючи одну сторону геофізичної ситуації досліджуваного району. Чим більшою кількістю параметрів будуть охарактеризовані досліджувані геологічні об'єкти, тим повнішими і всебічнішими будуть наші уявлення про особливості цих об'єктів. Тому для вирішення геологічних задач часто застосовують не один, а ряд геофізичних методів дослідження. Вони часто об'єднуються з іншими методами – геохімічними, геолого-зйомочними тощо. При проведенні таких комплексних геофізичних досліджень виконуються всебічна інтерпретація результатів кожного з методів окремо, а потім здійснюється уточнення результатів інтерпретації з врахуванням даних одержаних за іншими методами. Комплексне використання всіх геофізичних, геохімічних і інших даних (в першу чергу отриманих незалежними методами) дозволяє більш широко і різнобічно оцінити геологічну ситуацію.

ВСТУП

Геофізика є комплексом наук, які вивчають фізичні процеси і явища, що відбуваються в надрах Землі, на її поверхні і навколоземному просторі. Вона включає ряд фундаментальних дисциплін: гравіметрію (науку про гравітаційне поле Землі), геомагнетизм (вчення про земне магнітне поле), сейсмологію (науку про землетруси), ядерну геофізику (науку про радіоактивність гірських порід), геотермію (вчення про теплове поле Землі) та ін.

Вивчення будови земної кори, пошуки та розвідка корисних копалин, інженерно-геологічні і гідрогеологічні вишукування тощо є задачами окремого розділу геофізики - розвідувальної геофізики (геофізичних методів розвідки). Вирішення цих задач здійснюється шляхом вивчення природних і штучно створених фізичних полів в земній корі.

Природними полями є магнітні, гравітаційні (сили тяжіння), звичайне електричне, електромагнітне і теплове поля, радіоактивність, поле пружних коливань, що викликається землетрусами. Більшість природних фізичних полів можна вважати статичними, тобто такими, що не змінюються чи практично не змінюються в часі. Останнє може стосуватися не всього поля, а тільки деяких його компонент. Для прикладу, магнітне поле Землі складається з постійної та змінної компонент, а в розвідувальній геофізиці використовується тільки постійна складова магнітного поля.

Штучно створюються (за допомогою відповідних джерел) електричне, електромагнітне, сейсмічне, термічне, радіоактивне (наведені) поля. Штучно створювані фізичні поля можуть бути як статичними, так і динамічними, що змінюються в часі.

За видами фізичних полів, що вивчаються, розвідувальна геофізика підрозділяється на:

- а) *гравіметричну розвідку* (гравіроздаку), засновану на вивченні поля сили тяжіння Землі і його градієнтів, які відображають неоднорідності розподілу мас;
- б) *магніторозвідку*, яка вивчає особливості розподілу магнітного поля, викликаного гірськими породами, які володіють різною намагніченістю;
- в) *електророзвідку*, яка вивчає процеси, що відбуваються в гірських породах при проходженні через них електричних і електромагнітних полів;
- г) *сейсмороздаку*, яка вивчає структуру середовища і швидкість поширення пружних хвиль в ній;
- д) *радіометрію та ядерну геофізику*, яка вивчає природну і штучно створену радіоактивність;
- е) *термічну розвідку*, яка вивчає розподіл теплового поля в земній корі.

За умовами проведення досліджень розвідувальну геофізику підрозділяють на наземну, морську, повітряну, підземну і свердловинну. Остання, завдяки специфіці досліджень та особливостям апаратури, часто виділяється в самостійну галузь розвідувальної геофізики і відома під назвою промислова геофізика або ГДС (геофізичні дослідження свердловин).

У відповідності із задачами, що вирішуються, розвідувальну геофізику підрозділяють на глибинну, структурну чи нафтову, рудну, інженерно-геологічну, гідрогеологічну тощо.

Відомості про фізичні властивості порід і мінералів, про фізичні поля людству відомі із стародавніх часів, але їх використання для геологічних цілей розпочалось в кінці XIX століття, коли в Швеції Тібергом і Таленом у 1879 р.

був створений перший магнітометр, а в 1881 р. Штернеком маятниковий прилад вимірювання сили тяжіння. У 1896 р. угорський геофізик Етвеш створив гравітаційний варіометр, а у 1914 р. німецький геофізик Шмідт - магнітометр для вимірювання вертикальної складової магнітного поля. До середини XIX століття відносяться перші спостереження із застосуванням електричних вимірів. Так, в 1829 р. А. Фокс спостерігав природні електричні поля над мідно-копалеваними родовищами Корнуельса в Англії, а в 1882 р. при пошуках сульфідних руд в Америці подібні спостереження були здійснені Барусом. У 1912 р. французький вчений К. Шлюмберже започаткував метод постійного струму, а в 1918 р. Н. Зундберг і К. Лундберг в Швеції застосували метод змінного струму. У 1896 р. французьким фізиком Бекерелем була відкрита природна радіоактивність, але практичне застосування цього явища було розпочато на початку 30-х років XX століття.

В Росії перші магнітометричні дослідження були виконані Д.І.Менделєєвим на Уралі у 1899 р., а в Курській губернії Н.Д.Пільчиковим (1888 р.) і Е.Є.Лейстом (1894 р.). Великий вклад в теорію сейсморозвідки і створення сейсмічної апаратури зробив Б.Б.Голіцин. У 1902-1916 рр. він створив сейсмограф і організував на території Росії (головним чином в її південній частині) мережу сейсмічних станцій. В 1923 р. В.С.Воюцький запропонував використовувати для дослідження будови земної кори відбиті сейсмічні хвилі. Теорію і методичні основи сейсморозвідки розробили П.П.Лазарєв, О.І.Заборовський, Г.А.Гамбурцев, Ю.В.Різнченко і ін. З 1928 р. починаються роботи по практичному використанні каротажу. У розвиток його теорії і методи великий вклад внесли С.Г. Комаров, В.М.Дахнов, В.О.Шпак, Г.В.Горшков, О.М.Грамаков і ін. В 1936 р. О.О.Логачов створив перший в країні аеромагнітометр.

Методи розвідувальної геофізики сьогодні використовуються на всіх стадіях геологорозвідувального виробництва, все ширше застосовуються при вирішенні найрізноманітніших задач в геології, інженерній геології, гідрогеології, географії, будівництві та ін. В зв'язку з цим вивчення теорії і практики методів розвідувальної геофізики різними спеціалістами, в тому числі тими з них, які використовують ці методи як засіб вирішення відповідних задач, буде сприяти підвищенню ефективності виробництва.

При укладанні даного підручника були використані структура і матеріали виданого у 1985 р. навчального посібника "Основы геофизических методов разведки", які було суттєво оновлено і доповнено у відповідності до сучасного стану геофізичних методів розвідки та вимог навчальних програм з підготовки фахівців освітньо-кваліфікаційних рівнів "бакалавр" і "магістр". При цьому до деякої міри змінився і авторський колектив. Зокрема, глава "Електророзвідка" була складена доцентом М.В.Ревою, глава "Промислова геофізика" – професором В.П.Степанюком, глави "Терморозвідка" і "Петрофізика" – доцентом А.П.Гожиком. Укладений в 1985 р. розділ "Сейсморозвідка" (проф. Ю.В.Тімошин) було оновлено за участі доцента Г.Д.Лісного, професора О.А.Трипільського, доцента Є.Г.Коровніченка. Глави "Комплексування геофізичних робіт", "Магніторозвідка", "Гравірознавство" розроблені доцентом А.В.Сухорадою за участі професора М.І.Орлюка. Загальне редагування, Укладання глав "Ядерна геофізика" і "Геохімічні методи пошуків корисних копалин", передмови та вступу, а також загальне редагування підручника виконано професором М.І.Толстим.

У підготовці підручника значну технічну допомогу надали С.В.Жукова та Н.С.Єгорова, а технічне редагування здійснив канд. геологічних наук О.В.Шабатура, яким автори висловлюють щиру подяку.

Частина перша
МЕТОДИ РОЗВІДочної ГЕОФІЗИКИ

Глава 1
ГРАВІТАЦІЙНА РОЗВІДКА

1.1 Гравітаційне поле Землі

Гравітаційна розвідка вивчає поле прискорення сили тяжіння для вирішення геологічних задач.

Силою тяжіння (G) називається сила, з якою тіла притягаються до Землі. Вона є рівнодіючою двох сил: *сили притягування* F і *відцентрової сили* P (рис. 1.1).

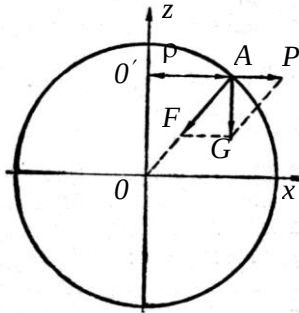


Рисунок 1.1 Вектор сили притягування та його складові

Сила притягування Землею тіла масою m підпорядковується закону Ньютона: $F = f \frac{Mm}{r^2}$, де M – маса Землі; r – відстань між центрами мас; f –

гравітаційна постійна ($f = 6.67 \cdot 10^{-11} \frac{\text{м}^3}{\text{кг} \cdot \text{с}^2}$).

Відцентрова сила знаходиться в площині, перпендикулярній до вісі обертання (Z) Землі: $P = m\omega^2 \rho$, де ω – кутова швидкість обертання; ρ – відстань від точки обертання до вісі (AO). Таким чином, сила тяжіння

$G = f \frac{Mm}{r^2} + m\omega^2 \rho$. Мірою сили тяжіння є сила, діюча на одиничну масу.

Вона чисельно дорівнює прискоренню сили тяжіння і тому спрощено остання називається *силою тяжіння*. Ця величина є головною характеристикою гравітаційного поля.

В системі СІ за одиницю прискорення сили тяжіння прийнято прискорення, яке розвиває тіло масою в 1 кг під дією сили в 1 Н. Одиниця її виміру – 1 м/с^2 .

Величина відцентрової сили P змінюється від 0 на полюсах до максимуму на екваторі ($0,34 \text{ м/с}^2$). Тому сила тяжіння визначається, головним чином, силою притягування F , оскільки відношення $\frac{P}{F} \leq \frac{1}{288}$. Оскільки відцентрове

$$g = f \frac{M}{r^2}.$$

Земля, в першому наближенні, є еліпсоїдом обертання. Її екваторіальний радіус $a=6378 \text{ км}$, а полярний – $c=6357 \text{ км}$. Різниця $a-c=21 \text{ км}$. Різна величина радіусів, з урахуванням зміни величини відцентрової сили на полюсі та екваторі призводить і до змін напруженості гравітаційного поля від $9,78 \text{ м/с}^2$ на екваторі до $9,83 \text{ м/с}^2$ на полюсах, тобто сила тяжіння зростає від екватора до полюсів на $5 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$ на 1 км .

Гравітаційне поле відзначається властивостями потенціального поля. Сила тяжіння є векторною величиною. Але поле прискорення сили тяжіння зручніше розглядати, якщо воно представлено скалярними величинами. За скалярну функцію поля приймається функція W , яка називається *потенціалом сили тяжіння*. З фізичної точки зору він характеризує енергію, яку потрібно витратити, щоб перемістити в полі сили тяжіння тіло одиничної маси із точки спостереження у нескінченність. Потенціал має максимальне значення в центрі Землі і безперервно спадає по мірі віддалення від нього.

Потенціал сили тяжіння для точки, розташованої на поверхні Землі, має вигляд: $W_1 = f \frac{M}{r}$.

У будь-якій іншій точці, розташованій на продовженні земного радіусу r , потенціал дорівнює: $W_2 = f \frac{M}{r + \Delta r}$. Звідси

$$\Delta W = W_2 - W_1 = fM \left(\frac{-\Delta r}{r(r + \Delta r)} \right). \quad \text{В межах, при малому}$$

$$\Delta r, \Delta W = -f \frac{M \Delta r}{r^2} = -g \Delta r. \quad \text{Звідси } g = -\frac{dW}{dr}, \text{ тобто сила ваги являє собою}$$

першу похідну потенціалу сили тяжіння в напрямку до центра Землі. Фізичним змістом збільшення потенціалу є робота, що витрачається при русі точкової маси, що притягається на відрізу $\Delta r: |dW| = g \Delta r$. Оскільки напрямки Δr і сили g можуть не збігатися, то $dW = g \Delta r \cos(g, \Delta r)$. При переміщенні точки перпендикулярно до діючої сили, коли кут $(g, \Delta r) = 90^\circ$, $\cos(g, \Delta r) = 0$ і $dW = 0$, $W = \text{const}$. Це рівняння деякої поверхні, у будь-якій точці якої сила тяжіння спрямована по нормалі до неї. Надаючи функції W різні значення, одержимо родину еквіпотенціальних поверхонь, тобто поверхонь рівного потенціалу, що у гравіметрії називають еквіпотенційними поверхнями. Однією з них є поверхня, що збігається з рівнем

води у Світовому океані в спокійному стані, яка названа *геоїдом*. Вона характеризує фігуру Землі.

Якщо прямокутну систему координат розташувати так, щоб початок її координат збігся з точкою дотикання еквіпотенційної поверхні і горизонтальною площиною, вісь x направити на північ, y — на схід, z - перпендикулярно еквіпотенційній поверхні, то

$$\frac{\partial W}{\partial x} = W_x = 0, \quad \frac{\partial W}{\partial y} = W_y = 0, \quad \frac{\partial W}{\partial z} = g, \quad \text{тобто градієнт потенціалу по осі } z$$

дорівнює прискоренню сили тяжіння.

У гравіметрії іноді вивчаються також другі похідні гравітаційного потенціалу, а також їхні зміни по осях x і y чи градієнти напруженості по цих осях:

$$\frac{\partial W}{\partial x} = \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z} = W_{xz}; \quad \frac{\partial g}{\partial y} = \frac{\partial^2 W}{\partial y \partial z} = W_{yz}.$$

Вони називаються *горизонтальними градієнтами* і характеризують швидкість зміни сили тяжіння в горизонтальній площині. Похідна сили тяжіння

у вертикальній площині $\frac{\partial g}{\partial z} = \frac{\partial^2 W}{\partial z \partial z} = W_{zz}$ називається *вертикальним градієнтом напруженості поля*. Поряд з цим вимірюються також величини

$$2W_{xy} = 2 \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y} \text{ і } W_{\Delta} = \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 W}{\partial x^2},$$

які називаються *кривизнами*. Провівши ряд вертикальних площин (нормальних перетинів) через вісь z (яка є нормаллю до еквіпотенційної поверхні), можна виділити серед них два головних перетини, що мають у даній точці максимальну і мінімальну кривизну (кривизна зворотна радіусу Землі). Зміни потенціалу сили тяжіння в цих площинах будуть зв'язані з кривизнами

наступними співвідношеннями: $g \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) = \frac{W_{\Delta}}{\cos 2\varphi_0}$, $tg 2\varphi_0 = - \frac{2W_{xy}}{W_{\Delta}}$ де r_1 і

r_2 — менший і більший радіуси Землі, φ_0 — азимут площини нормального перетину з найбільшою кривизною.

Перетин з мінімальною кривизною буде розташований в азимуті $\varphi_0 + 90^\circ$ геоїда. Як уже зазначалося, під геоїдом розуміється еквіпотенційна поверхня, що збігається з рівнем Світового океану в спокійному стані і екстраполюється під континенти так, що усюди перпендикулярна напрямку повного вектора напруженості гравітаційного поля. Ця поверхня використовується для відліку висот фізичної поверхні Землі. Так, для колишнього Радянського Союзу за початок висот прийнятий середній рівень Балтійського моря. Використання геоїда дозволяє приводити до одного рівня гравітаційні зйомки, виконані на різних висотах. Одиницею виміру других похідних сили тяжіння є секунда в мінус другому степені (c^{-2}).

Для виділення аномалій сили тяжіння чи її похідних за допомогою гравірозвідки потрібно знання нормальних значень цих величин у даних

точках. Під нормальним полем Землі розуміють теоретично розраховане поле в припущенні, що Земля являє собою геометрично правильне тіло, яке складається з однорідних по густині концентричних шарів.

Для обчислення нормальних значень сили тяжіння Землі використовують різні формули, розраховані, як правило, для еліпсоїда обертання.

Приблизно значення нормальної сили тяжіння (γ_0) можна оцінити по спрощеній формулі, відомій як запис теореми Клеро: $\gamma_0 = g_e(1 + \beta \sin^2 \varphi)$, де g_e - середнє значення сили тяжіння на екваторі; φ - широта пункту спостереження; $\beta = 0,0086692 - \alpha$; α - стиснення еліпсоїда обертання $\frac{1}{\alpha} = \frac{R_l}{R_l - R_n} = 298.3$, де R_l і R_n - екваторіальний і полярний а радіуси Землі.

При гравітаційних зйомках усі значення сили тяжіння приводяться до єдиного рівня Потсдамської обсерваторії (ФРН).

В інструкції з гравірозвідки для визначення нормальних значень сили тяжіння передбачена наступна формула: $\gamma_0 = 9,78049 (1 + 0,005302 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2\varphi) \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$.

1.2 Редукції й аномалії сили тяжіння

Для того, щоб спостережені значення сили тяжіння можна коректно порівняти з нормальним полем, їх необхідно приводити (редувати) до рівня геоїда, оскільки на невеликих територіях відмінність геоїда від еліпсоїда невелика. Приведення вимірюваних значень сили тяжіння до рівня моря зводиться до обчислення виправлень за висоту точки спостереження над рівнем моря і густину проміжного шару.

Виправлення за висоту точки спостереження h називаються *виправленням у вільному повітрі*, чи *редукцією Фая* (δg_ϕ). Вона враховує зменшення сили тяжіння з висотою, припускаючи, що між точкою спостереження і рівнем моря маси відсутні:

$$\delta g_\phi = 0,3086h \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2.$$

Виправлення за притягування проміжного шару, розташованого між поверхнею геоїда і точкою спостереження, називається *редукцією Буге* (δg_B). Проміжний шар у першому наближенні вважають плоскопаралельною пластиною. Її вплив обчислюється за формулою $\delta g_B = -0,0419\sigma h \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$, де σ - густина проміжного шару (2,3 чи 2,67 г/см³). Приблизно $\approx 0,1h \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$, тобто на кожні 100 м проміжного шару виправлення складає біля $10 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$.

Повною редукцією, чи *повним виправленням Буге* є $\delta g_B = (0,3086 - 0,0419\sigma)h \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$. Її широко використовують у рівнинних районах.

Якщо спостереження проводяться в горах або високоточних гравіметричних дослідженнях, то вноситься *виправлення за рельєф*

місцевості, чи топографічне виправлення (δg_p). Для її обліку місцевість розбивають на ряд секторів, для кожного з якого визначають виправлення. Виправлення за вплив рельєфу дорівнює сумі виправлень для всіх секторів. Воно завжди позитивно і коректує редукцію Буге.

При високоточних гравіметричних вимірюваннях враховують також виправлення за притягування Місяця і Сонця, притягування яких деформує тверду оболонку Землі до 0,25 м. Вплив сонячно-місячного притягування враховують по спеціальних графіках.

У випадку однорідності земної кори по густині вимірювані значення її сили тяжіння збігалися б з теоретичними. Однак земна кора дуже неоднорідна, що приводить до появи аномалій $\Delta g = g - g_0$.

У залежності від характеру виправлень розрізняють аномалії у вільному повітрі й аномалії Буге. Аномалії у вільному повітрі, чи аномалії Фая, знаходять найбільше широке застосування при геодезичних дослідженнях:

$\Delta g_\phi = g - g_0 + \delta g_\phi = g - g_0 + 0,3086h \times 10^{-5}$. В розвідувальній геофізиці обчислюють аномалії Буге: $\Delta g_B = g - g_0 + (0.3086 - 0.0419\sigma)h \cdot 10^{-5}$ чи з урахуванням рельєфу місцевості $\Delta g_B = g - g_0 + \delta g_\phi - \delta g_B + \delta g_p$.

Гравітаційні аномалії виникають у тих випадках, коли гірські породи розрізняються по густині. Ступінь цього розходження визначає можливість і ефективність застосування гравірозвідки для рішення геологічних задач. Різниця між густиною вміщуючих порід і геологічного тіла чи структури, що створюють гравітаційну аномалію, називається *надлишковою густиною*. У гравірозвідці вивчають збільшення сили тяжіння Δg . При виключенні з них нормального поля і редукції одержують аномалії. Аномалії при гравіметричних спостереженнях виникають там, де має місце зміна густини по латералі, у горизонтальному напрямку.

Усякі відхилення (дислокації) у заляганні горизонтально-шаруватого середовища, відносні переміщення блоків, вкорінення інтрузій і солей, прояв метаморфізму й інші фактори, приводять до зміни густини в горизонтальному напрямку і до виникнення аномалій сили тяжіння.

Інтенсивність гравітаційних аномалій залежить від перепаду густини на густинних границях, ступені відхилення їх від горизонтального положення, розмірів аномалієутворюючих тіл і глибини їхнього залягання.

1.3 Апаратура і методи вимірювання сили тяжіння

Вимірювання сили тяжіння можуть ґрунтуватися на різних фізичних явищах: коливанні маятника, вільному падінні тіл, розтяганні пружини вантажем і інших.

Методи вимірювання сили тяжіння підрозділяються на динамічні, у яких спостерігається рух вантажу в полі сили тяжіння, і статичні, у яких вимірюється розтягання пружного елементу вантажем. Розрізняють абсолютні і відносні визначення сили тяжіння. До абсолютних відносяться методи, що дозволяють визначити в кожній точці абсолютне, тобто повне, значення сили тяжіння. До

відносних — методи, що дозволяють визначити в кожному пункті приріст (різниця значень) сили тяжіння (Δg) стосовно деякої вихідної точки.

Для абсолютних вимірювань застосовуються, головним чином, маятникові прилади, в яких використовується динамічний метод вимірювання сили тяжіння. Для відносних - як маятникові прилади, так і гравіметри. В останніх реалізується статичний спосіб вимірювання сили тяжіння. Сутність маятникового методу полягає у вимірюванні періоду коливань маятника T . Тоді

прискорення сили тяжіння визначається з формули Гюйгенса: $T \approx \pi \sqrt{\frac{l}{g}}$, де l -

довжина маятника.

Труднощі абсолютних вимірювань величини g маятниковими приладами полягають у необхідності (для одержання точності порядку $1 \cdot 10^{-5}$ м/с²) проведення вимірювань T з точністю до 10^{-7} с і довжини маятника l з точністю до 0,001 мм. Це вимагає проведення на кожній точці багаторазових вимірів, що приводить до збільшення часу досліду на одному пункті до 8 годин і більше.

Трохи простіше за допомогою маятникових приладів проводити відносні вимірювання. При цьому здійснюються вимірювання періоду коливань

маятника на опорному пункті T_0 , а потім на всіх інших: $T_i = \pi \sqrt{\frac{\ell}{g_i}}$.

Якщо відоме значення g_0 на опорному пункті, то на інших точках немає необхідності вимірювати довжину маятника. В реальних приладах використовуються по 4 поворотних маятника. Особлива оптична система і точний хронометр служать для вимірювання періоду коливань. Точність абсолютних вимірів за допомогою маятникових приладів в обсерваторіях може бути доведена до $1 \cdot 10^{-5} \pm 3 \cdot 10^{-5}$ м/с², при наземних відносних дослідженнях — до $0,1 \cdot 10^{-5}$, при роботі на підводних до $1 \cdot 10^{-5} \pm 3 \cdot 10^{-5}$, на поверхні моря — $0,5 \cdot 10^{-6} \pm 1 \cdot 10^{-6}$ м/с².

Суть статичного методу вимірювання сили тяжіння полягає в компенсації сили, що розвивається вантажем, силою пружності пружини чи пружної нитки, величина деформації яких пропорційна діючій на вантаж силі тяжіння. На цьому принципі побудовані спеціальні прилади - гравіметри.

Гравіметри, у яких вантаж робить поступальні переміщення, пропорційні силі тяжіння, називають *гравіметрами I роду* (рис. 1.2). Вони мають лінійну шкалу. Гравіметри, у яких вантаж робить обертальний рух навколо деякої точки підвісу, називаються *гравіметрами II роду*. Широке застосування одержали гравіметри II роду з кварцовою пружною системою.

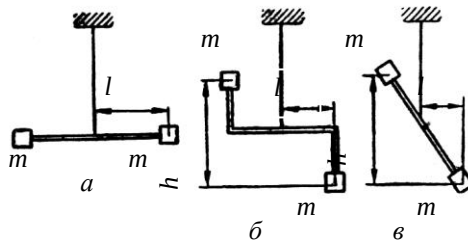


Рисунок 1.2 Крутильні терези:
а – першого роду, б, в – другого роду

Для вимірювання других похідних потенціалу сили тяжіння використовують *гравітаційні варіометри* і *градієнтometri*. Їхнім чутливим елементом є крутильні терези, що представляють собою коромисло з рівними вантажними елементами на кінцях, підвішене на пружній нитці. Під впливом нерівномірного поля тяжіння відбувається закручування нитки, і коромисло повертається на визначений кут, пропорційний градієнту сили тяжіння вздовж відповідного напрямку.

У гравірозвідці найбільш часто застосовують прилади, в яких вантажні елементи розташовані на різних рівнях - крутильні терези другого роду. Поворот коромисла гравітаційного варіометра відбувається тільки в тому випадку, коли вимірювальна система знаходиться в неоднорідному гравітаційному полі. При цьому відбувається закручування нитки підвісу, що врівноважує момент діючих сил.

1.4. Методика гравіметричних досліджень

В залежності від заданих задач розрізняють регіональну (оглядову), пошукову й детальну (розвідувальну) гравіметричні зйомки. *Перед регіональною зйомкою* ставиться задача вивчення аномалій сили тяжіння великих регіонів для вивчення будови земної кори. Відстані між пунктами спостережень при цьому можуть змінюватися від 1 до 10 км. *Пошукова зйомка* має на меті виявлення локальних структур, перспективних для пошуків корисних копалин. Відстань між пунктами спостережень – менше 1 км. *Детальна зйомка* має своїм призначенням розвідку окремих дрібних структур і родовищ. Відстань між точками – менше 100 м.

За своїм характером гравіметрична зйомка розділяється на маршрутну (профільну) і площинну.

Профільна зйомка виконується по окремих профілях, що задаються нахрест передбачуваного простягання геологічних структур. Вона застосовується при рекогносцирувальних і рідше — пошукових роботах.

Основним видом зйомок є площинна, при якій весь район рівномірно покривається мережею спостережень. Вибір щільності точок спостережень

залежить від масштабу зйомки, характеру поля сили тяжіння, очікуваних розмірів і глибини залягання об'єктів, що досліджуються. Оптимальним вважається крок спостережень у $1,5 \div 3$ рази менший передбачуваної глибини залягання і $1,5 \div 2$ рази менший очікуваних розмірів шуканого геологічного об'єкту.

При зйомці з гравіметрами вимірюють відносні значення сили тяжіння послідовно у всіх пунктах відносно однієї вихідної, опорної точки району досліджень, прив'язаної до пунктів загальнодержавної опорної мережі, у яких відомі абсолютні значення сили тяжіння. На території колишнього СРСР розбита мережа опорних пунктів I і II класів. Пункти I класу розташовані один від одного на відстані $200 \div 500$ км. Створення опорної мережі I класу роблять з похибкою $1 \cdot 10^{-6} \div 15 \cdot 10^{-6}$ м/с². Відстані між пунктами II класу складає $100 \div 300$ км.

Який би тип приладу не використовувався для вимірювання різниці сили тяжіння і як би ретельно не усували зміщення нуля-пункту приладу, у будь-яких серіях вимірів накопичуються похибки. У зв'язку з цим вимірювання сили тяжіння на великій території повинні виконуватися по ряду замкнутих ходів, що перетинаються. Якщо в цю мережу включити кілька пунктів з відомими абсолютними значеннями сили тяжіння, то визначення різниці сили тяжіння між цими пунктами в поділках шкали приладів дозволить визначити ціну поділки цієї шкали.

У зв'язку з цим при гравіметричній зйомці великих площ спочатку розбивається мережа польових опорних точок, прив'язаних до опорних точок регіональної мережі країни, а потім уже виконуються рядові спостереження у всіх точках району.

Абсолютні значення сили тяжіння у кожній точці можуть бути визначені шляхом алгебраїчного підсумовування абсолютного значення сили тяжіння у вихідній (опорній) точці і відносному значенню сили тяжіння в даній точці. Відстань між точками робочої опорної мережі обирають такою, щоб оператор при проведенні рядових рейсів мав можливість брати відліки на опорних пунктах через кожні $2 \div 4$ години. В залежності від масштабу зйомки відстань ця коливається від 1 до 20 км. Пункти опорної мережі повинні розташовуватися рівномірно на площі, мати зручні під'їзди і бути добре зорієнтованими. Спостереження в точках опорної мережі виконуються з підвищеною точністю ($\sim$ у 2 рази вище, ніж у точках рядової мережі за рахунок більш чутливих і точних гравіметрів чи багаторазових спостережень) замкнутими рейсами, що включають 1-2 вихідні точки державної мережі. Бажано, щоб опорна мережа включала й всі магістральні профілі рядової мережі. Усі рядові рейси повинні починатися і закінчуватися на точках опорної мережі. Цим враховується сповзання нуля-пункту. Рядові спостереження проводять або за методикою однократних спостережень, або з повторенням частини точок при зворотному ході. При методиці однократних спостережень рейс починають з опорної точки, потім проводять вимірювання в рядових точках і до вечора — на тій же опорній точці. Протягом дня повинні бути взяті 2-3 відліки на опорних точках. При зйомці з повторенням щодня починають виміри на одній і той самій опорній точці. Повторенням охоплюється приблизно третина точок. Контрольними і повторними спостереженнями звичайно охоплюється від 10 до 30 % рядових точок.

Індивідуальні особливості приладу оцінюються шляхом його систематичних перевірок. Вони включають визначення ціни розподілу, температурного коефіцієнта і зсуву нуля-пункту.

Визначення ціни поділки, звичайно, проводиться на спеціальних полігонах, що включають 5÷7 пунктів з перепадом значень сили тяжіння $1,2 \cdot 10^{-6} \div 2 \cdot 10^{-6}$ м/с² від пункту до пункту (загальний перепад $0,8 \cdot 10^{-6} \div 1 \cdot 10^{-6}$ м/с²). Виконують

кілька рейсів і визначають ціну поділки: $C = \frac{g_i - g_{i-1}}{n_i - n_{i-1}}$. Еталонування роблять

на початку, наприкінці сезону і після кожного ремонту апаратури. Температурний коефіцієнт визначається при термостатування, шляхом нагрівання й охолодження приладу в робочому діапазоні температур. При цьому знаходять виправлення на температуру. Зсув нуля-пункту оцінюють шляхом повторних визначень показань приладу в різний час на точках з відомими значеннями g (на опорних точках).

Для забезпечення високої точності проведення робіт необхідна висока точність супутніх гравіметричним дослідженням топогеодезичних робіт, за допомогою яких встановлюються географічні координати пунктів спостережень, їхнє перевищення над рівнем моря, а також геометрія навколишньої місцевості. Так, похибка в оцінці координат пункту спостережень тільки на 100 м і по висоті на 1 м дає похибку в оцінці нормального значення сили тяжіння порядку $8 \cdot 10^{-7}$ м/с². В результаті гравіметричної зйомки у кожному пункті розраховується аномалія сили тяжіння:

$$\Delta g_A = g_0 - \gamma_0 + \Delta g_H + \Delta g_1 + \Delta g_2 + \Delta g_3,$$

де g_0 , γ_0 - спостережене і нормальне значення сили тяжіння на вихідному чи опорному пункті; Δg_H - збільшення сили тяжіння в даному пункті стосовно опорного; $\Delta g_1, \Delta g_2, \Delta g_3$ - редукції сили тяжіння (Δg_1 - редукція Фая, Δg_2 - редукція Буге, Δg_3 - топопоправка).

Основним підсумковим матеріалом гравіметричних зйомок є гравітаційні карти ізоаномал сили тяжіння та графіки Δg за профілями. Ізолінії на карті ізоаномал будують через $2-3\sigma$, де σ – середньоквадратична похибка рядової

мережі спостережень: $\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum \Delta^2}{m - n}}$, де Δ - різниця значень основних і

повторних вимірювань, m - загальна кількість усіх спостережень, n - число повторних спостережень. При розфарбуванні карт для позитивних значень Δg використовують оранжево-коричневі тони, для негативних - зелені.

Варіометричні і градієнтометричні зйомки проводять при детальному геологічному картуванні і при пошуках локальних рудних тіл, зон тріщинуватості, контактів порід тощо. Пункти спостережень при цьому необхідно розташовувати на рівній місцевості у віддаленні від глибоких ярів і височин.

В останні роки також досить успішно виконуються гравіметричні зйомки за допомогою приладів, установлених на кораблях, підводних човнах і літаках. З цієї метою застосовуються як маятникові прилади, так і статичні гравіметри.

При цьому маятникові вимірювання використовуються в якості опорних. На мілководних ділянках ($2 \div 3$ м) ці дослідження проводяться звичайними гравіметрами, установлюваними на спеціальні штативи. При вивченні шельфу (до глибин $200 \div 300$ м) користуються спеціальними донними гравіметрами. На глибоководних ділянках виміри проводяться спеціальними (надводними і підводними) гравіметрами. При обчисленні аномалій за результатами морських і повітряних гравіметричних зйомок вводять велику кількість поправок. Досягнута зараз точність подібних зйомок складає $1 \cdot 10^{-5} \div 10^{-5}$ м/с² на підводному човні і $2 \cdot 10^{-5} \div 3 \cdot 10^{-5}$ м/с² на борті звичайного корабля.

Велике значення для кореляції по густині розрізів свердловин, визначення густини розбурених тіл, обчислення гірського тиску й акустичної жорсткості гірських порід, мають гравіметричні спостереження в свердловинах. Вони виконуються спеціальними свердловинними гравіметрами.

Найбільш докладну інформацію про аномальне гравітаційне поле території одержують, використовуючи варіометричну зйомку за допомогою варіометрів і градієнтметрів. Особливо ефективна варіометрична зйомка (варіометрія) при пошуках і розвідці невеликих, неглибоко залягаючих об'єктів. Варіометричну зйомку звичайно, виконують по системі рівнобіжних профілів. Відстані між профілями і відстані між точками на профілі вибирають з таким розрахунком, щоб для вимірів даної точності зміни шуканої величини між сусідніми точками можна було б вважати лінійними. Практично крок зйомки з варіометром може бути меншим 10 м. Прилад установлюють на спеціально вирівняній площадці радіусом не менш 2 м. У зоні 50 м виконують спеціальне геометричне нівелювання для введення так званої топографічної поправки. Врахування впливу рельєфу місцевості за межами 50-метрової зони виконується за допомогою великомасштабних гіпсометричних карт. Відповідні поправки називаються картографічними. Результати варіометричних зйомок представляють у вигляді карт векторів і кривизн, карт ізоаномал похідних W_{xz} і W_{yx} , кривих градієнтів кривизн.

1.5 Інтерпретація даних гравірозовідки

Інтерпретація отриманих в результаті гравіметричних робіт даних завершує дослідження відповідної території. Розгляду підлягають карти ізоаномал і профілі значень Δg , наявні геологічні дані, матеріали вивчення густини зразків гірських порід, результати інших геофізичних досліджень.

При інтерпретації повинні бути виділені гравітаційні аномалії, виявлена форма, об'єм, глибина й елементи залягання геологічних тіл, що збурюють поле, установлені зв'язки гравітаційного поля з особливостями геологічної будови досліджуваної території.

Інтерпретація даних гравірозовідки неоднозначна. Це пояснюється двома основними особливостями гравітаційного поля. Перша полягає в тому, що вимірюване значення сили тяжіння в будь-якому пункті відбиває вплив «накладених» один на одного багатьох неоднорідностей у розподілі мас. Успішно інтерпретувати гравітаційні аномалії можна тільки після поділу впливу окремих геологічних об'єктів, що особливо важливо при пошуках локальних структур. Друга особливість складається в принциповій невизначеності

рішення зворотної задачі по полю сили тяжіння (як і для будь-якого іншого потенційного поля).

Геологічна інтерпретація гравірозвідувальних даних підрозділяється на два основних підетапи: якісна інтерпретація і кількісна інтерпретація.

Якісна інтерпретація гравіметричних даних є основним етапом інтерпретації. Вона полягає у вивченні гравітаційного поля, виділенні аномалій, їхньому описі, класифікації, установленні зв'язку гравітаційного поля з геологічною будовою району. Дуже важливим прийомом при виконанні якісної інтерпретації гравірозвідувальних даних є використання методу аналогій. Цей метод широко використовується при інтерпретації матеріалів гравірозвідки на стадії рекогносцирувальних зйомок мало вивчених районів і особливо при вивченні поля сили тяжіння для районів, геологічна будова яких дуже подібно вивченим раніше. Це дозволяє за спостереженими аномаліями сили тяжіння провести паралелі між відповідними ділянками територій, що зіставляються. Наприклад, якщо в досліджуваному районі широко виявлена соляно-купольна тектоніка, і соляні штоки проявляються мінімумами Δg , то виявлення нових мінімумів сили тяжіння досить надійно може вказувати на існування інших соляних куполів. Подібна ситуація характерна, наприклад, для прикаспійських районів, де, користуючись методом аналогій, за гравірозвідувальними матеріалами був виявлений ряд соляних штоків, перспективних для пошуків нафтогазових родовищ. При цьому залучаються всі наявні в розпорядженні дослідника дані. Здійснюють аналіз поведінки гравітаційного поля, зіставлення даних вивчення цього поля з результатами інших геофізичних і геологічних досліджень, установлюють причини аномалій, положення окремих структурних елементів, намічають ділянки для постановки детальних робіт, виділяють аномалії для кількісної інтерпретації тощо.

При якісній інтерпретації установлюють форму, простягання, розміри аномалії. За *формою* аномалії підрозділяються на ізометричні, витягнуті й аномалії контакту, а за *знаком* — на позитивні і негативні. Форма аномалій безпосередньо зв'язана з формою збурюючих геологічних тіл. Так, ізометричні аномалії можуть бути пов'язані із соляними куполами, кімберлітовими трубками, лінзоподібними і гніздоподібними рудними покладами, штоками, інтрузивними тілами. Витягнуті аномалії можуть бути обумовлені антиклінальними і синклінальними складками, купелоподібними тілами. Контакти порід, що різняться за густиною, характеризуються зонами різких градієнтів поля.

Гравітаційні аномалії, в залежності від розмірів і інших особливостей, поділяють на регіональні, локальні, гравітаційні ступіні та ін. Походження і характер гравітаційних аномалій визначаються такими факторами, як будова товщі осадових порід; рельєф поверхні кристалічного фундаменту; внутрішня будова і склад кристалічного фундаменту; глибина будова земної кори. З них перші три, в основному, утворюють локальні аномалії сили тяжіння. Причиною ж регіональних аномалій найчастіше є неоднорідності земної кори, що відбивають особливості її глибинної будови. Найбільш яскраво виявляються неоднорідності глибинної будови земної кори в тектонічно активних областях. Для типових платформ цей вплив виявлений слабкіше, а для докембрійських щитів практично відсутній.

У зв'язку з цим, платформні області відрізняються слабо диференційованим полем інтенсивністю в кілька десятків мгл. Конттури слабких

аномалій, що виявляються, звичайно, нечіткі, розпливчасті. У той же час у складчастих областях спостерігаються великі негативні значення поля, дуже диференційованого і лінійно витягнутого уздовж геосинклінальної зони. Міжгірні і передгірні западини, вповнені потужними товщами теригенного матеріалу, зім'ятого в складки, характеризуються регіональними мінімумами, на тлі яких відзначаються ланцюжки витягнутих локальних максимумів і мінімумів. Границі між платформами і геосинклінальними зонами виявляються в гравітаційному полі як гравітаційні східці. Вони являють собою лінійно витягнуті вузькі зони з великими градієнтами значень Δg . В молодих складчастих спорудженнях аномалії мають великі негативні значення ($2 \cdot 10^{-3} \pm 4 \cdot 10^{-3} \text{ м/с}^2$). У рівнинних районах аномалії змінюються від $+10^{-3}$ до $-1 \cdot 10^{-3} \text{ м/с}^2$. На акваторіях морів і океанів спостерігаються, головним чином, позитивні аномалії, а в районах глибоководних океанічних западин вони досягають значень $+4 \cdot 10^{-3} \text{ м/с}^2$.

Ці особливості на перший погляд здаються парадоксальними. Дійсно, гірські масиви складчастих областей повинні викликати позитивні аномалії, а океанічні западини - негативні. Ця невідповідність знімається з позиції *гіпотези ізостазії*. Відповідно до неї земна кора прагне до рівноваги, що постійно порушується різними геологічними процесами (тектогенез, осадконакопичення, зледеніння тощо). При цьому області земної кори, де сталося чергове порушення, починають рухатися, щоб відновити порушену рівновагу. Надлишок мас на поверхні, відповідно до принципу ізостазії, компенсується їхнім дефіцитом знизу. Визнання принципу ізостазії призвело до такого приведення сили тяжіння, що враховує вплив компенсуючих мас (ізостатична редукція). Обчислені з урахуванням ізостатичної редукції аномалії сили тяжіння повинні лежати між аномаліями у вільному повітрі й аномаліями Буге. Якщо для досліджуваної території існує компенсація мас, то аномалії Δg у вільному повітрі позитивні, а Буге - негативні. Якщо ж аномалії у вільному повітрі і Буге одного знака, то область не прийшла в стан ізостатичної компенсації. Отже, навіть характер регіональних гравітаційних аномалій дозволяє прийти до важливих геологічних висновків.

За характером гравітаційного поля можна судити приблизно про глибину залягання збурюючих об'єктів і кути їхнього падіння. Ця оцінка, ґрунтується на тому, що зі збільшенням глибини залягання тіла ширина аномалії збільшується, а градієнт поля зменшується. При вертикальному падінні тіла аномалія має симетричний вигляд, при похилому – асиметричний. При виконанні геологічної інтерпретації гравірозвідувальних матеріалів варто завжди пам'ятати, що спостережене нормальне поле викликане багатьма причинами. Зафіксовані аномалії Δg відображають вплив як поверхневої частини земної кори, так і більш глибоких границь Землі. Для виявлення аномалії саме від геологічного об'єкту, що нас цікавить, в сумарному гравітаційному полі необхідно, щоб величина її переважала над величинами аномалій від інших тіл. З цією метою необхідно домогтися "підсилення" "цікавих" нас аномалій і "ослаблення" інших, тобто зробити певне перетворення чи *трансформацію* спостереженого гравітаційного поля. Очевидно, що ефективність подібного перетворення буде залежати від розходження властивостей аномалієутворюючих тіл – розходження їхніх глибин залягання, розходження їхніх форм, густин та ін.

Існують кілька способів трансформації гравітаційних полів. Найбільш поширені три основних операції:

- 1) аналітичне продовження спостереженого поля аномалій сили тяжіння на інші рівні;
- 2) осереднення аномального поля;
- 3) обчислення вищих похідних потенціалу сили тяжіння.

Трансформація шляхом *аналітичного продовження поля аномалій сили тяжіння на інший рівень* проводиться на площину, розташовану вище чи нижче площини спостережень (аналітичне продовження чи трансформація у верхній чи нижній півпростори). У першому випадку аномалії від дрібних і неглибоко залягаючих мас послабляються і згладжуються набагато швидше, ніж від великих і глибоко залягаючих тіл, а в другому – по мірі наближення площини спостережень до локального об'єкта досліджень останній виявляється в аномальному полі чітко; у той же час глибоко залягаючі тіла виявляються нечітко. Рішення задачі аналітичного продовження поля аномалій сили тяжіння на інші рівні ґрунтується на обчисленні інтеграла Пуассона і здійснюється за допомогою ЕОМ.

Сутність способу *осереднення* складається в послідовному розрахунку середньарифметичних значень Δg у "вікні осереднення" радіуса R чи в квадраті зі стороною $2a$. Значення $\Delta g_{\text{ср}}$, зняті в вузлах квадрата чи кола, відносять до центра "вікна". Потім зміщують "вікно" по поверхні карти, знову підраховуючи середнє, і т.д. При цьому одержують нову карту згладжених значень Δg , що відбиває поведінку регіонального поля. Дрібні аномалії, пов'язані з густинними неоднорідностями верхньої частини розрізу, при такому осередненні практично зникають. Аномальні значення Δg визначаються як різниця спостереженого значення Δg у даній точці і середнього $\Delta g_{\text{ср}}$ у цій самій точці. Величини аномалій, одержуваних способом осереднення, залежать від величини R і a , названих *радіусом осереднення*. Найкращі результати виходять, коли в межі площадки попадає досить велике число аномалій, по площі в кілька разів менше площі осереднення.

Близький до описаного і *спосіб варіації*, що застосовується для виділення локальних аномалій. Локальна аномалія вираховується за формулою:

$$\Delta g_L = \Delta g_C - \frac{\Delta g_{-R} + \Delta g_{+R}}{2}, \text{ де } \Delta g_C \text{ — значення сили тяжіння в точці } C;$$

Δg_{-R} , Δg_{+R} - значення сили тяжіння на кінцях радіуса R . За знайденим значенням будують новий графік Δg_L .

Обчислення вищих похідних потенціалу сили тяжіння дозволяє виявити локальні аномалії. Зі збільшенням відстані від мас, що збурюють поле, вищі похідні потенціалу спадають швидше, ніж перші похідні. В результаті цього підсилюється ефект від дрібних і неглибоко залягаючих аномальних мас у порівнянні з великими і глибоко залягаючими тілами. В результаті виконання перетворень будують карти трансформованих аномалій, на яких цікавлячі нас геологічні об'єкти виявляються чіткіше, ніж на вихідній карті Δg .

Кількісно інтерпретуються параметри збурюючої маси тіл, їх маси і густини. Результатом інтерпретації є геолого-геофізичні розрізи визначених напрямків (інтерпретаційні профілі), структурні карти поверхонь розділу середовищ різної густини. Найбільше застосовується при кількісній інтерпретації аналітичний спосіб і спосіб підбору.

Аналітичний спосіб інтерпретації заснований на використанні формул для тіл правильної геометричної форми, якими апроксимуються реальні геологічні тіла. При цьому виконується оцінка параметрів тіл (глибини залягання, надлишкової маси й ін.) за характерними точками аномалій (максимуми, мінімуми, їхньої частки й ін.).

Інтерпретація зводиться до вирішення прямої і зворотної задач гравірозвідки. Пряма задача полягає в знаходженні елементів гравітаційного поля за заданим розподілом параметрів (форми, глибини залягання збурюючого тіла, його густини тощо). Вона має єдиний розв'язок. Для вирішення прямої задачі в теорії гравірозвідки розроблений спеціальний математичний апарат – інтегральні формули, що виражають похідні гравітаційного потенціалу як функції розподілу аномалієутворюючих мас. Практично це зводиться до підстановки меж інтегрування для заданого тіла. Найбільш проста для рішення при цьому двовимірною задачею. В цьому випадку обчислюється розподіл похідних гравітаційного потенціалу по лінії, що перетинає проекцію аномалієутворюючого джерела на поверхню спостереження, що проходить через його центр і перпендикулярна простяганню тіла, об'єктам. Це горизонтальна матеріальна напівплощина, горизонтальний стрижень, циліндр, вертикальний уступ, похилий уступ, вертикальний пласт, похилий пласт, прямокутна нескінчена призма тощо. Набагато складніший процес рішення тривимірної задачі. Але для ряду правильних геометричних форм (матеріальна точка, сфера, вертикальний стрижень, круговий диск, вертикальний круговий циліндр, прямокутний паралелепіпед) відповідні аналітичні вирази отримані. Якщо суворе аналітичне вирішення задачі визначити дуже складно чи зовсім неможливо, пряму задачу вирішують приблизно, зображуючи отримані результати графічно у вигляді палеточних кривих. Так, зокрема, роблять, коли розглянутий аномалієутворюючий об'єкт не можна уподібнити тілу правильної геометричної форми.

Зворотна задача полягає у визначенні параметрів збурюючого тіла за відомим значенням поля аномалій сили тяжіння. Вона вирішується неоднозначно, тому що однакові аномалії сили тяжіння можуть бути зв'язані з геологічними об'єктами різної форми, розмірів, густини. Тому для підвищення вірогідності інтерпретації необхідні дані про густину порід, що складають даний район, а також ймовірній формі тіл, які досліджуються. Природно, що результати інтерпретації будуть тим достовірнішими, чим більш обґрунтовано вибрана модель досліджуваного поля. Методи вирішення зворотної задачі застосовують як для інтерпретації щодо простих аномалій, які можна апроксимувати тілами простої геометричної форми за допомогою аналітичних методів, зокрема методом характерних точок, так і при інтерпретації складних аномалій за допомогою палеток, методом послідовних наближень з використанням ЕОМ.

У методі *характерних точок* використовуються формули розрахунку аномалій Δg і других похідних гравітаційного потенціалу для тіл простої форми, отримані при рішенні прямих задач. Досліджуючи ці аналітичні вирази, визначають координати характерних точок відповідних похідних (звідси назва методу). Звичайно це точки максимуму і мінімуму, напівмаксимуму, нульових значень. Знаходять також значення аномалії в точках максимуму і мінімуму. Цей аналіз дозволяє для кожного тіла одержати систему рівнянь. З неї і

визначають невідомі елементи залягання аномалієутворюючого тіла, тобто вирішують зворотну задачу. Так, для тіл сферичної форми значення сили тяжіння і її горизонтального градієнта по будь-якому профілю, що проходить через епіцентр тіла, визначають по формулах:

$$\Delta g = fM \frac{h}{r^3} \quad \text{і} \quad W_{xz} = -3f \frac{xh}{r^5}, \quad \text{де } M — \text{надлишкова маса тіла; } h - \text{глибина}$$

залягання центра сфери; f — гравітаційна постійна; $r = \sqrt{h^2 + x^2}$; x — абсциса довільної точки на осі x (рис. 1.3).

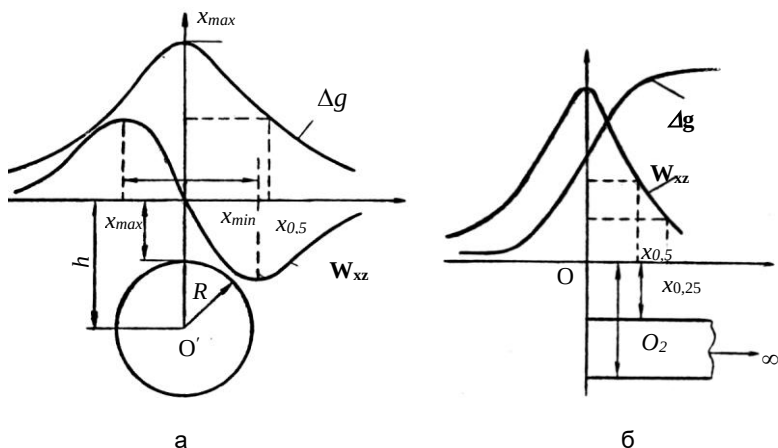


Рисунок 1.3 Криві g і W над сферою (а) та вертикальним уступом (б)

Максимум кривої Δg знаходиться над центром кулі ($x = 0$) і

дорівнює: $\Delta g_{\max} = f \frac{M}{h^2}$ Для точки відстороненої від максимуму на відстань

$$x_{0.5}, \quad \text{де} \quad \Delta g = 0.5 \Delta g_{\max}, \quad \Delta g_{0.5} = \frac{1}{2} fM \frac{1}{h^2} = fM \frac{x}{(x_{0.5}^2 + h^2)^{3/2}} \quad \text{чи}$$

$$2h^3 = (x_{0.5}^2 + h^2). \quad \text{Звідси можна знайти глибину залягання центра сфери.}$$

Надлишкова маса буде дорівнювати: $M = \frac{\Delta g_{\max} h^2}{f}$. Параметри h і M

визначають по кривій, $W_{xz}, h = x_{\min} - x_{\max}$. Наведений приклад є дуже важливим в практиці геологічної інтерпретації гравірозвідувальних даних. Геологічні тіла, які можуть бути уподібнені сфері, дуже різноманітні: поклади гніздоподібної і штокоподібної форми, карстові форми, соляні купола і таке ін.

Друга, що дуже часто зустрічається в природі, форма — поверхня контакту. При картуванні контактної поверхні можна застосовувати спрощену формулу, засновану на припущенні, що спостережене гравітаційне поле обумовлене тільки дією цієї поверхні з надлишковою густиною $\Delta \sigma$. Якщо відоме значення

Δg якій-небудь точці, де глибина залягання контактної поверхні z_2 , то в будь-якій іншій точці $z_1 = z_2 + \frac{\Delta g_1 - \Delta g_2}{2\pi f \Delta \sigma}$, відтак глибину залягання верхньої і

нижньої границь уступу і надлишкову масу (m) можна оцінити за формулами

$$z_1 = m - \sqrt{m^2 - x_{0.5}^2}; z_2 = m + \sqrt{m^2 - x_{0.5}^2}; m = \frac{x_{0.25}^2 - x_{0.5}^2}{2x_{0.5}}, \text{ де } x_{0.5} \text{ і } x_{0.25} -$$

абсциси точок спостережень, у яких значення досягають 0,5 і 0,25 свого максимального значення. Сучасна кількісна інтерпретація – трудомісткий процес, як правило, вона виконується на основі використання обчислювальної техніки. Тим часом у практиці геологічних досліджень дуже часто важливо зробити орієнтовані розрахунки параметрів аномалієутворюючих тіл. З цією метою часто застосовують спрощені аналітичні вираження. До їх числа

належить *нерівність Сміта*: $h \leq \frac{\alpha \Delta g_{\max}}{\Delta g'_{\max}}$, де $\alpha = 0,7$ для витягнутих і $\alpha =$

0,9 для ізометричних відповідно максимальне значення сили тяжіння максимальний горизонтальний градієнт; $\Delta g_{\max}$ і $\Delta g'_{\max}$ знімаються з інтерпретаційного графіка Δg , що проходить завжди поперек простягання інтерпретуючої аномалії через її центр.

У практиці вирішення зворотної задачі крім розглянутих аналітичних способів застосовують і інші. Наприклад, використовують побудовані за формулами вирішення прямої задачі *атласи теоретичних кривих*. При їхній побудові по осі абсцис відкладається відношення горизонтальної координати до якого-небудь лінійного параметра по вертикалі (наприклад, до глибини залягання). Для багатьох тіл навіть правильної геометричної форми одержати аналітичне рішення прямої задачі, як уже вказувалося, важко. Однак його досить легко можна одержати з будь-якого заздалегідь заданим ступенем точності наближенням і відобразити у вигляді відповідних теоретичних кривих (палеток). Побудову палеток виконують по інтерпретаційному профілю для тіла визначеної форми, що має, однак, різні розміри, елементи залягання й інші параметри. Зіставлення експериментальної кривої з палеточними дозволяє підібрати теоретичну криву, найбільш близьку до тієї, що інтерпретується. Тим самим визначаються всі параметри аномалієутворюючого об'єкту, тобто зважується зворотна задача. Надійність її рішення легко визначити, знаючи ступінь співпадіння інтерпретованої кривої з палеточною.

Інтерпретація гравітаційних аномалій за аналітичними формулами і атласам теоретичних кривих, розрахованим для тіл правильної геометричної форми, часто дуже орієнтована. Для її уточнення широко застосовується спосіб підбору.

Спосіб підбору полягає у виборі такого тіла, форма, розміри, елементи залягання і густина якого дають розрахункову криву, що найбільше близько збігається зі спостереженою. Для цього широко використовуються ЕОМ. Крім того, для оцінки гравітаційного ефекту від тіл довільної форми використовуються спеціальні палетки.

Сутність побудови цих палеток у двовимірному варіанті зводиться до того, що вся площа нижче вихідної осі розбивається на елементарні площадки, що відзначаються рівною гравітаційною дією. За допомогою такої палетки будь-яке тіло може бути розбите на площадки, що робить на розрахункову точку однаковий гравітаційний вплив. Підрахувавши суму цих площадок і, помноживши їх на гравітаційний вплив однієї з них, одержимо гравітаційний вплив усього тіла. Очевидно, у такий спосіб можуть бути розраховані криві гравітаційних аномалій від будь-якої кількості тіл. Наведений підхід реалізується і при використанні комп'ютера для інтерпретації гравітаційного поля. При цьому робота інтерпретатора практично зводиться лише до підбору реального з геологічної точки зору розташування геологічних тіл (петрогустинної моделі).

Гравірозвідка широко використовується при виконанні різних геологічних досліджень – від регіональних робіт до розвідки корисних копалин у межах експлуатаційних родовищ. При вирішенні задач глибинної геології на етапі регіональних досліджень гравіметричний метод застосовується для вивчення ізостатичного стану земної кори і процесів у літосфері, що супроводжуються переміщенням матеріалу чи зміною його густини. Використовують результати вивчення сили тяжіння і для побудови глибинних границь. Звичайно, використовують кореляційні залежності між глибинами до цих границь, що визначені сейсмічними методами й інтенсивністю аномалій сили тяжіння. Такі побудови дуже корисні для вивчення співвідношення і взаємодії між земною корою і верхньою мантією. Застосовується в глибинній геології також розрахунок глибин по аномаліях сили тяжіння. Оцінки цього параметра виконують, статистично обробляючи результати цих розрахунків, і визначають число можливих глибинних границь у досліджуваному регіоні. Широко застосовуються гравірозвідувальні матеріали також при вирішенні структурно-тектонічних задач і, у першу чергу, для тектонічного районування території, виявлення і простежування регіонів, оцінки глибин їхнього залягання. Досить ефективна гравірозвідка на цьому етапі при визначенні потужності осадового чохла, виявленні й оконтурюванні інтрузій, вивчення елементів плікативної тектоніки. Рішення структурно-тектонічних задач виконують звичайно на основі використання карт сили тяжіння в редукції Буге масштабів 1:1 000 000; 1: 500 000; 1: 200 000.

Дрібно- і середньомасштабні гравіметричні карти широко використовуються і при металогенічних дослідженнях. Особливо велике значення при цьому приділяють вивченню границь тектонічних блоків. Ці границі фіксуються підвищеними аномаліями сили тяжіння, витягнутими смугами локальних аномалій Δg . Досить надійно оцінюється потужність гранітного шару при дрібномасштабному районуванні. Зони збільшень потужності гранітного шару відзначаються мінімумами сили тяжіння.

Велике значення має використання гравірозвідувальних матеріалів при пошуках нафтогазоносних структур. Особливо ефективні гравіметричні дослідження для виявлення соляно-купольних структур. Вони були одними з перших об'єктів пошуків за допомогою розвідувальної геофізики. Густина солі, як правило, менше густини вміщуючих гірських порід, тому над соляними куполами часто реєструються мінімуми сили тяжіння до декількох десятків

мілігал. Іноді вони ускладнюються максимумом. Це трапляється, коли соляне тіло прориває спочатку важкі шари, а потім більш легкі (у порівнянні із сіллю).

Якщо схили соляного купола досить круті, вивчення його за допомогою інших геофізичних методів (зокрема, сейсморозвідки) виконати досить важко, і тоді гравірозвідка – дуже ефективний метод для рішення цієї важливої задачі нафтової геології. Для пошуків соляно-купольних структур застосовують більш детальні гравіметричні зйомки (масштаб 1:100 000 і крупніше). Особливо ефективні при цьому варіометричні зйомки, тому що на другі похідні гравітаційного потенціалу менше впливають глибинні неоднорідності земної кори. Подібно соляним куполам, ефективним об'єктом для пошуків методами гравірозвідки є діапірові складки. Тут пластичною речовиною служить глина.

Дуже широко використовуються методи гравіметричної розвідки для пошуків рудних корисних копалин. Рудні тіла мають велику надлишкову густину в порівнянні з вміщуючими породами, залягають на малій глибині, мають замкнуту форму й обмежені розміри. Тому гравітаційні аномалії над рудними родовищами характеризуються великими горизонтальними градієнтами сили тяжіння, відносно невеликими амплітудами і горизонтальними розмірами.

Для пошуків і розвідки рудних тіл у зв'язку з цим використовують високоточні крупномасштабні гравіметричні зйомки з точністю до сотих мілігала. Гравірозвідка успішно використовується при картуванні залізистих кварцитів, ультрабазитів і прямих пошуків пов'язаних з ними хромітів, виявленні колчеданних руд та ін.

Гравірозвідка використовується також для картування вугленосних товщ, а в особливо сприятливих випадках — для пошуків і розвідки вугільних шарів.

Література

Основна:

1. Толстой М.И., Тимошин Ю.В., Сухорада А.В. и др. Основы геофизических методов разведки. - Киев, Выща школа, 1985, 327 с.
2. Геофизические методы поисков и разведки. – Л.: Недра, 304 с.
3. Кунщиков Б.К., Кунщикова М.К. Общий курс геофизических методов разведки. - М.: Недра, 1976. 429 с.
4. Андреев В.А., Клушин И.Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. - Л.: Недра, 1965, 495 с.

Додаткова:

1. Миронов В.С. Курс гравиразведки. - Л.: Недра, 1980, 543 с.
2. Федьинский В.В. Разведочная геофизика. – М.: Недра, 1964, 672 с.
3. Гравиразведка: Справ. геофизика / Е.А.Мудрецов и др.; Под ред. Е.А.Мудрецова, К.Е.Веселова. –2-е изд. Перабот. и доп. - М.: Недра, 1990.

Питання для самоконтролю

1. Поясніть поняття сила притягування, сила тяжіння.
2. Дайте визначення поняттю нормального поля.
3. Назвіть основні редукції, які вводяться в гравіметрії.

4. Вкажіть принципові ознаки динамічних і статичних методів гравіметричних досліджень.
5. Дайте класифікаційну характеристику опорним гравіметричним мережам.
6. Охарактеризуйте пряму і зворотну задачу гравірозовідки.

Глава 2 МАГНІТНА РОЗВІДКА

Магніторозвідка – метод вирішення геолого-геофізичних задач, який ґрунтується на вивченні та інтерпретації земного магнітного поля, а також магнітних властивостей гірських порід та корисних копалин.

2.1 Магнітне поле Землі і його параметри

Магнітне поле Землі у першому наближенні можна уподібнити до поля однорідно намагніченої кулі. Уже в 1600 році В.Гільберт показав, що магнітне поле Землі схоже з полем магнітного диполя, вісь якого, за сучасними даними, нахилена до осі обертання Землі на $11,5^\circ$. Магнітна вісь Землі здійснює прецесію навколо осі обертання Землі, збігаючись з останньою лише в середньому за значний проміжок часу. У відповідності з міжнародним геомагнітним полем 2000 р. ексцентричний диполь приблизно розташований на віддалі 490 км від центру Землі, а координати північного та південного геомагнітних полюсів знаходяться в Антарктиді ($65,5^\circ$ пдн.ш. і $140,3^\circ$ сх.д.) та Канадському Архіпелазі ($75,7^\circ$ пн.ш. і $101,5^\circ$ зах.д.).

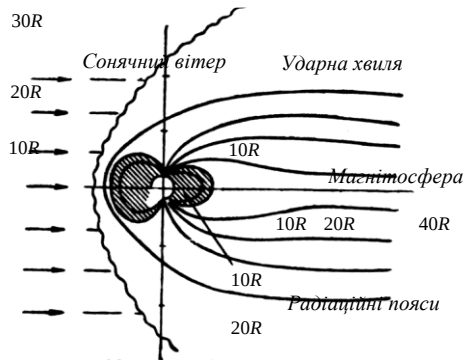


Рисунок 2.1 Магнітосфера Землі

В даний час за допомогою супутників і ракет проведені фундаментальні дослідження магнітного поля Землі і космічного простору. Зокрема, установлені границі прояву та інтенсивності магнітного поля та Землі-магнітосфери. Границя магнітосфери з боку, зверненої до Сонця, має форму півсфери (рис. 2.1). Силові лінії усередині півсфери близькі за формою до силових ліній однорідно намагніченої кулі. З протилежної (нічної) сторони структура магнітосфери різко відрізняється. Ізолінії поля витягнуті, магнітосфера простягається на відстань до 1000 земних радіусів. Ця частина магнітосфери називається хвостом чи геомагнітним шлейфом. За допомогою супутників виявлені також зони з підвищеною космічною радіацією, які є

своєрідними магнітними пастками, потрапляючи в які електрони і протони роблять складні спіралеподібні рухи уздовж силових ліній земного магнітного поля. Ці зони підвищеної космічної радіації служать своєрідним мостом між магнітними полюсами Землі, по яких практично миттєво поширюються будь-які електромагнітні збурення. Існуванням цих зон пояснюють наявність полярних сяїв у високих широтах.

Магнітне поле Землі намагнічує гірські породи, впливає на стан іоносфери, через яку здійснюється радіозв'язок, і разом з атмосферою охороняє все живе на Землі від згубного космічного й сонячного випромінювання.

На теперішній час єдиною визнаною гіпотезою походження магнітного поля Землі визнається *гіпотеза гідромагнітного динамо*. Утворення магнітного поля Землі пояснюється дією електричних струмів в рідкому сильнопровідному ядрі Землі, які генеруються певним динамо-механізмом. За сейсмічними даними зовнішнє ядро складається з розплавленої речовини. За високих температури й тиску ядро утримує багато вільних електронів і характеризується великою електропровідністю. Допускається, що в процесі утворення Земля зазнала впливу якогось магнітного поля. При обертанні Землі в цьому полі в електропровідному шарі виникали електричні струми, що у свою чергу породжували вторинне магнітне поле більшої інтенсивності, ніж первинне.

Збільшення ж магнітного поля Землі приводило до посилення вихрових електричних струмів у ядрі, а останні - до збільшення магнітного поля і т.д. Процес подібний генерації магнітного поля, відбувається до настання рівноваги між розсіюванням енергії внаслідок в'язкості ядра, його електричним опором і енергією вихрових струмів.

Причиною первинних електричних струмів можуть бути, крім зовнішнього магнітного поля, також різниця температур центра ядра і його периферії чи індукція при вихровому русі металевих мас у магнітному полі, як це відбувається в динамомашині. Первинне магнітне поле могло бути обумовлене *гіроскопічним ефектом*. Його суть полягає в тому, що атоми речовини Землі мають одночасно магнітний і механічний моменти. Беручи участь у добовому обертанні Землі, вони набувають певної узгодженості і орієнтуються щодо осі обертання, що і могло привести до появи ініційованого магнітного поля.

У магнітному полі Землі, що спостерігається, можна виділити *стаціонарне геомагнітне поле* і *магнітні варіації*. При вивченні земного магнітного поля і його параметрів в першу чергу мають на увазі його стаціонарну частину чи постійне поле. У магніторозвідці основними характеристиками магнітного поля Землі є його індукція B (в геомагнетизмі прийнято позначати символом T) та напруженість (H). У вакуумі ці величини зв'язані відношенням $T = \mu_0 H$, де μ_0 — магнітна постійна. Для ізотропного середовища індукція T зв'язана з напруженістю H рівністю $T = \mu \mu_0 H$, де μ — відносна магнітна проникність (безрозмірний скалярний коефіцієнт). Одиницею вимірювання магнітної індукції в системі СІ є *тесла* (Тл), але на практиці використовується *нанотесла* (1 нТл = 10^{-9} Тл). Тесла — це індукція такого поля, у якому на кожен метр провідника зі струмом в один ампер, розташований перпендикулярно напрямку вектора індукції, діє сила в розмірі одного ньютонa. У системі СГС (СГСМ) одиницею вимірювання напруженості магнітного поля є ерстед (E). У

зв'язку з низькими значеннями напруженості магнітного поля Землі використовувалася більш дрібна одиниця - гама ($1 \text{ гама} = 1 \cdot 10^{-5} \text{ Е}$). Згідно з розмірностями вимірювань магнітного поля в системах СІ і СГС індукція поля в 1 нТл відповідає напруженості магнітного поля в 1 гама.

Індукція магнітного поля в кожній точці поверхні Землі - векторна величина (T). Згідно з розрахунками та безпосередніми замірами величина поля на її полюсах приблизно в два рази більша, ніж на екваторі ($T = 0,66 \cdot 10^{-4} \text{ Тл}$ проти $T = 0,33 \cdot 10^{-4} \text{ Тл}$). Напрямок повного вектора T на полюсах вертикальний, а на екваторі — горизонтальний. Уздовж вектора T встановлюється, вільно підвішена в центрі ваги, магнітна стрілка. Проекції цього вектора на горизонтальну і вертикальну площини, а також кути вектора стосовно координатних осей називають елементами магнітного поля (рис.2.2).

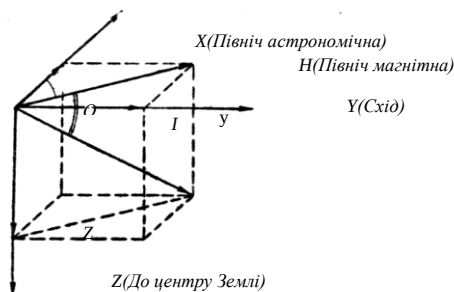


Рисунок 2.2 – Елементи магнітного поля

Якщо вісь X прямокутної системи координат спрямувати на географічну північ, вісь Y - на схід, вісь Z - вертикально вниз, то проекція повного вектора T на вісь Z називається *вертикальною складовою* і позначається Z . Проекція повного вектора T на горизонтальну площину називається *горизонтальною складовою* H . Напрямок H збігається з магнітним меридіаном, проекція H на вісь X називається північною (чи південною) складовою, на вісь Y — східною (чи західною) складовою. Кут між віссю X і H складової називається *схиленням* D . Прийнято східне схилення вважати позитивним, західне — негативним. Кут між вектором T і горизонтальною площиною називається *нахиленням* J . При нахилі північного кінця магнітної стрілки вниз нахилення називається північним (чи позитивним), південного — південним (чи негативним). Взаємозв'язок елементів магнітного поля виражається за допомогою формул:

$$H = T \cos J; Z = T \sin J; Z = H \tan J; T^2 = Z^2 + H^2.$$

Завдяки цьому взаємозв'язку в магніторозвідці звичайно і вимірюють лише декілька елементів магнітного поля Землі (Z , T , H , D); інші можуть бути знайдені за формулами.

Розподіл значень повного вектору індукції магнітного поля Землі і його елементів на земній поверхні, як правило, зображується у вигляді карт ізоліній, карт рівних значень того чи іншого параметра. Ізолінії схилень називаються *ізогонами*, нахилень — *ізоклінами*, ізолінії T , H чи Z — *ізодинамами*.

Магнітне поле Землі залежить від географічних координат, місцевих геологічних умов і магнітних варіацій.

В 1835 році І. Симоновим було показано, що магнітне поле Землі відповідає полю одноріднонамагніченої кулі (T_0). Оскільки поле одноріднонамагніченої кулі ідентичне полю диполя, розташованого в її центрі, то магнітне поле Землі в першому наближенні часто називають дипольним полем. За даними генеральної магнітної зйомки і супутникових вимірів установлено, що на загальному фоні дипольного поля виділяються недипольні аномалії, співставні за площею з площею материків. Ці крупні магнітні аномалії, з розмірами в тисячі кілометрів та інтенсивністю в тисячі нанотеслів, названі материковими — T_m . На поверхні Землі їх декілька. Одна з них — Східно-Азіатська — розташовується на Сибірській платформі на території колишнього Радянського Союзу. Найбільш яскраво материкові аномалії виділяються на картах ізоклін, а також ізодинам горизонтальної складової магнітного поля Землі. Розміри материкових аномалій дозволяють припустити, що природа однорідної намагніченості Землі і материкових аномалій спільна і має глибинне джерело.

Сума полів дипольного та недипольного, тобто $T_0 + T_m = T_{\Gamma}$ утворює головне магнітне поле Землі. Часто вказану суму полів називають нормальним магнітним полем Землі. Один раз на п'ять років складаються карти нормального поля Землі. Вони відносяться до середини року, кратного п'яти (так званої магнітної епохи). Для розрахунку вертикальної й горизонтальної складових індукції однорідно намагніченої земної кулі диференціюють вирази для магнітного потенціалу сфери U , відповідно по осі Z і X (приймають вісь Z співпадаючою з радіусом R):

$$Z_0 = \frac{\partial U}{\partial Z} = -\frac{\partial U}{\partial R} = \mu \frac{2M}{R^3} \cos \theta \quad H_0 = \frac{\partial U}{\partial X} = -\frac{1}{R} \frac{\partial U}{\partial \theta} = \mu \frac{M}{R^3} \sin \theta,$$

де R - радіус Землі; M - магнітний момент Землі, рівний $8 \cdot 10^{22} \text{ Л} \cdot \text{М}^2$; θ - кут між віссю, що з'єднує магнітні полюси Землі, і радіусом-вектором, проведеним з центра Землі в дану точку (кут $\varphi = 90^\circ - \theta$ називають геомагнітною широтою).

Повна напруженість геомагнітного поля складає

$$T_0 = \sqrt{Z^2 + H^2} = \mu \frac{M}{R^3} \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta}$$

У відповідності з цим значення T_0 досягає максимуму на магнітних полюсах ($\theta = 0^\circ$) і мінімуму на екваторі ($\theta = 90^\circ$), змінюючись від $0,65 \cdot 10^{-4}$ до $0,33 \cdot 10^{-4}$ Тл (R прийнято рівним 6371 км), причому вертикальна складова змінюється від $Z = 0,65 \cdot 10^{-4}$ Тл на полюсах до $Z = 0$ Тл на екваторі, а горизонтальна від $H = 0$ Тл на полюсах до $H = 0,33 \cdot 10^{-4}$ Тл — на екваторі.

На теперішній час створено математичну модель магнітного поля Землі шляхом представлення його рядом Гауса з певною кількістю гармонік. Для аналітичного представлення нормального магнітного поля Землі на 2000 – 2005 рр. взято довжину ряду з 10 гармонік $n=m=10$. На рисунку 2.3 зображено T -компоненту нормального магнітного поля Землі $T\text{-IGRF}$.

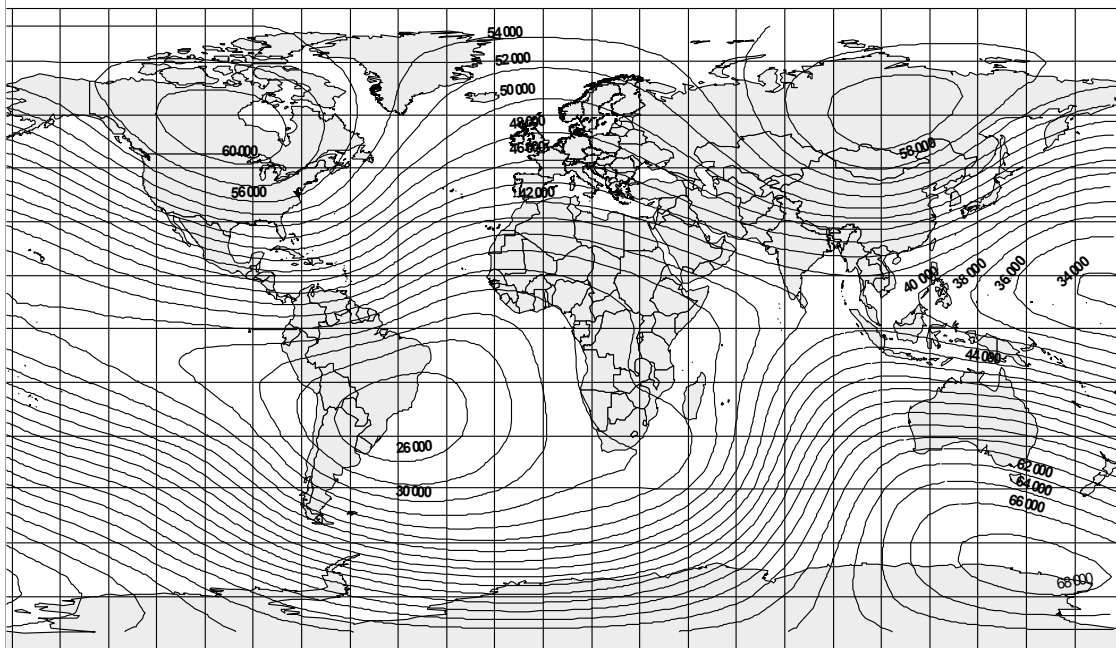


Рисунок 2.3 – Т-компонента нормального магнітного поля Землі

Раніше побудова карт нормального магнітного поля виконувались шляхом осереднення вимірюваних значень геомагнітного поля на великих територіях (не менше трапецій, обмежених 1° по довготі і 2° по широті). Для практичної магніторозвідки важливе знання швидкості зміни елементів земного магнетизму по вертикалі й горизонталі. Ці величини називаються *нормальними вертикальними й горизонтальними градієнтами*. Згідно з розрахунками та замірами для північної Євразії вертикальний градієнт поля Z і T змінюється від 20 до 30 нТл/км, а горизонтальний градієнт – від 2 до 7 нТл/км.

Чисельні характеристики елементів земного магнетизму і координати магнітних полюсів безперервно змінюються. У цих змінах велику роль грають варіації геомагнітного поля. Вони можуть істотно впливати на результати магнітних зйомок. Дійсно, при зйомці якої-небудь ділянки неможливо зняти всі його точки одночасно, у зв'язку з чим необхідно виключити вплив варіацій. Розрізняють чотири види магнітних варіацій: вікові, річні, добові і магнітні збурення. Якщо взяти середнє значення якого-небудь елемента земного магнетизму в одній точці за рік, то від року до року воно буде змінюватись. Ця зміна зветься "віковий хід". Він зазвичай невеликий і за даними обсерваторій складає на території України 20-27 нТл/рік. Однак, діючи безперервно на протязі тривалого часу віковий хід призводить до суттєвих змін геомагнітного поля, зокрема для території України за останні 50 модулів T збільшився приблизно на 1200 нТл.

Віковий хід непостійний, змінюється як у часі, так і в просторі. На противагу Євразії, де спостерігається збільшення модуля T , в центральній та південній Атлантиці, а також поблизу Антарктиди спостерігаються різкі зменшення величини T , часом до 120 нТл/рік.

Для магнітного поля Землі, крім цього, характерний так званий *західний дрейф*. Це систематичний зсув зі сходу на захід світових аномалій і зон екстремальних значень вікового ходу. Магнітологи вважають, що причиною західного дрейфу може бути більша швидкість обертання ядра в порівнянні з літосферою та мантією. Внаслідок цього відбувається немов би відставання поверхні Землі від створеного ядром її головного магнітного поля.

Якщо розглядати середні місячні значення елементів магнітного поля, то можна побачити, що і вони змінюються, причому так, що через рік приймають майже минулорічні значення. Різницю вносить тільки віковий хід. Ця періодична зміна зветься "річним ходом", або річними варіаціями. Крім цього існують також *добові варіації*, які в пунктах, розташованих на одній геомагнітній широті, практично однакові за інтенсивністю. Інтенсивність добових варіацій залежить від тривалості сонячного освітлення на ділянці, що досліджується. На широті території України добові варіації змінюються в межах 10-25 нТл. Зумовлені дані варіації двома вихорами струмів — північним і південним. Ці струми виникають завдяки руху заряджених часток іоносфери в магнітному полі планети.

Магнітними збуреннями називають неперіодичні зміни елементів земного магнітного поля, що продовжуються від декількох годин до декількох днів. Великі, за інтенсивністю, збурення називають магнітними бурями. Магнітні збурення виникають, головним чином, у високих широтах, а магнітні бурі інколи охоплюють значні площі земної кулі. Магнітні бурі — найінтенсивніші варіації земного магнетизму. Під час сильних магнітних бур магнітне схилення може змінюватися на 5° , а складові напруженості — до 1500 нТл. В різних широтах

часто спостерігаються також *високочастотні квазіперіодичні варіації* (пульсації) з амплітудою в перші нанотесли. Переважно їхній період складає 10÷45 с.

Причиною вікового ходу є деякі фізичні чи геологічні процеси, що відбуваються всередині Землі. Однак природа їх ще не досить ясна. Причиною річних і добових змін магнітного поля є обертання Землі навколо Сонця і навколо своєї осі, а причиною магнітних збурень — зміна інтенсивності сонячного випромінювання (*сонячного вітру*) та *магнітного поля Сонця*.

Отже, магнітне поле Землі можна охарактеризувати як змінне неоднорідне векторне поле. Це складне явище природи, але на теперішній час у першому наближенні існують гіпотези та концепції щодо природи його окремих складових.

Для вивчення змін геомагнітного поля в часі створена міжнародна мережа магнітних обсерваторій — INTERMAGNET. У світі налічується більше 130 обсерваторій. На території України працюють три магнітні обсерваторії: “Київ”, “Одеса” та “Львів”. Магнітна обсерваторія “Київ”, яка розташована поблизу м. Димера з 2004 року входить до мережі INTERMAGNET. В обсерваторіях виконуються високоточні безперервні спостереження всіх компонент магнітного поля Землі. При проведенні високоточних магніторозвідувальних робіт для врахування варіацій магнітного поля проводяться їх записи на спеціально виставлених поблизу місця робіт магнітоваріаційних станціях.

Внаслідок змін магнітного поля в часі магнітні зйомки великих територій і дрібного масштабу прийнято приводити до середини року зйомки, а з врахуванням вікового ходу – до певної епохи. Більшість карт на території СНД та України приведені до епохи 1965 року. На теперішній час міжнародною асоціацією по геомагнетизму та аерономії (IAGA) створено міжнародне нормальне магнітне поле Землі (IGRF) для періоду 1945 – 2005 рр., до рівня якого можна приводити всі магнітні зйомки, які виконані за цей час (рис. 2.4).

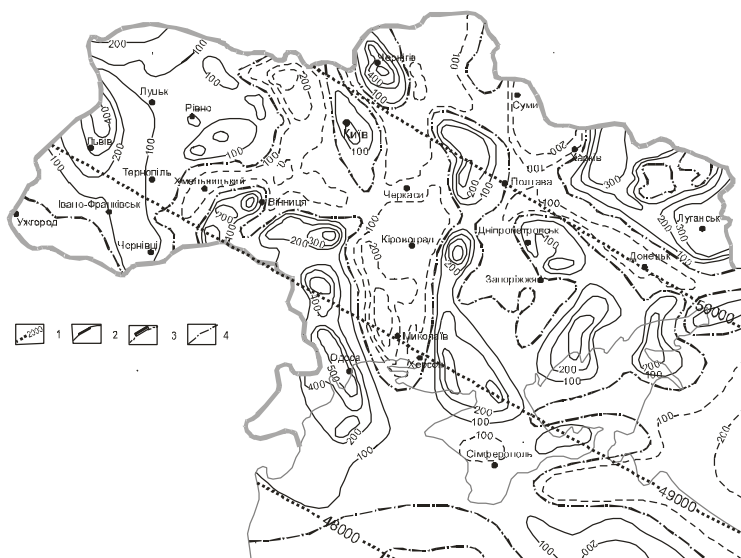


Рисунок 2.4 Нормальне магнітне поле T-IGRF та регіональна компонента геомагнітного поля T_r для території України (напруженість – у нанотеслах)

Магнітне поле Землі вивчається за допомогою спеціальної апаратури близько 400 років. За цей період зафіксовані значні його просторово-часові зміни. Надійно виділяються періоди 60, 90-120 та біля 300 років. Для вивчення поведінки геомагнітного поля в минулі епохи створені і успішно проводяться археомагнітні та палеомагнітні дослідження. *Археомагнітологія* вивчає поведінку магнітного поля в історичний період, *палеомагнітологія* — протягом усієї геологічної історії Землі. Основним фактичним матеріалом цих досліджень є інформація про природну залишкову намагніченість пам'яток матеріальної культури (обпалені цеглини, посуд тощо) і гірських порід. Заслугою палеомагнітних досліджень є відкриття *інверсії геомагнітних полюсів* і їхнього часового дрейфу. Вони відображають у геологічному масштабі часу спрямовану зміну головного магнітного поля Землі. Завдяки палеомагнітним дослідженням були отримані надійні траєкторії руху магнітних полюсів для усього фанерозою. На тлі цього дрейфу полюсів існує їхня інверсія (магнітні полюси змінюють знак приблизно 1 раз у 600-800 тис. років). За даними археомагнітних досліджень, існує ще одна циклічність зміни геомагнітного полюса з періодом близько 7000 – 8000 років.

Отже, просторово – часова структура магнітного поля Землі може описуватися векторною сумою окремих складових:

$\vec{T} = \vec{T}_0 + \vec{T}_m + T_e + \delta\vec{T} + \vec{T}_a$, де $\vec{T}_0$ — поле однорідне намагніченої земної кулі (дипольне поле), $\vec{T}_m$ — материкове (недипольне) поле, зумовлене процесами у зовнішньому рідкому ядрі, $\vec{T}_e$ — зовнішнє поле, $\delta\vec{T}$ — поле варіацій, також

викликане зовнішніми причинами; $\vec{T}_a$ — аномальне поле, обумовлене намагніченістю літосфери. При цьому $\vec{T}_a = \vec{T}_p + Ta$, де $\vec{T}_p$ — регіональні аномалії, які зумовлені в основному глибинними шарами земної кори (верхньої мантії) і мають поперечні розміри 60-120 км. Ta - локальні магнітні аномалії, які зумовлені неоднорідністю верхньої частини кори і мають розміри від сотень метрів до перших десятків кілометрів. Для наочності на рисунку 2.4 приведено регіональну компоненту аномального магнітного поля T_p для території України. Причиною аномальної складової магнітного поля Землі є неоднорідність магнітних властивостей гірських порід, що складають земну кору та верхню мантію. Внаслідок цього з'являються відхилення градієнта індукції магнітного поля від його значень, характерних для головного магнітного поля Землі. Градієнти, що спостерігаються, можуть перевищувати градієнти нормального поля в тисячі разів.

У практиці магніторозвідувальних робіт у якості нормального поля приймається або сума T_0 і материкової аномалії, або регіональна аномалія, на тлі якої необхідно виділити локальну аномалію. Магнітні властивості гірських порід характеризуються інтенсивністю їх ефективної намагніченості J -вектором, що характеризує магнітний момент одиниці об'єму. *Намагніченість* J можна представити сумою двох компонентів — індукованої (J_i) і природної залишкової (J_n) намагніченості: $J = J_n + J_i$, де $J_i = \chi H$. *Магнітна сприйнятливість* χ характеризує здатність гірських порід намагнічуватись під впливом зовнішнього магнітного поля H , у результаті чого вони здобувають індуктивну компоненту намагніченості J_i . J_n характеризує залишкову намагніченість, набуту під час її остигання та подальших фізико-хімічних змін. Залишкова намагніченість J_n має напрямок, який співпадає з напрямком магнітного поля Землі на момент утворення даної породи, або її суттєвого перетворення. Залишкова намагніченість є підставою для археомагнітних та палеомагнітних досліджень.

2.2 Методи та прилади для вимірювання елементів геомагнітного поля

Геомагнітне поле є першим із фізичних полів, яке було зафіксоване за допомогою елементарних магнітних компасів і яке в подальшому широко використовувалось, зокрема мореплавцями.

Прилади, які використовуються у магніторозвідці для виміру модуля вектору магнітної індукції, або складових цього вектору, а також для вимірів їх приросту називаються *магнітометрами*.

Тривалий час основою приладів слугувала магнітна стрілка, потім були відкриті інші фізичні явища, що дозволило створити більш складні і точні сучасні прилади — ферозондові, квантові, протонні. Магнітометри, які призначені для безперервної реєстрації елементів земного магнетизму і укомплектовані спеціальними записуючими пристроями, називаються варіаційними станціями. В основі *оптико-механічних магнітометрів* лежить магнітна система (стрілка, голка), яка змінює своє положення в залежності від величини магнітного поля.

Чутливим елементом оптико-механічних магнітометрів є рухливий магніт циліндричної форми — магнітна система. Вона закріплюється на пружній нитці і обертається навколо осі. Якщо в приладі вісь обертання магніту горизонтальна, вимірюються значення Z (Z — магнітометр). Якщо вісь обертання вертикальна, то вимірюються значення H (H — магнітометр). Найпоширенішими оптико-механічними магнітометрами є прилади для вимірювань вертикальної складової магнітного поля Землі.

Якщо площину коливання рухливого магніту розташувати строго перпендикулярно до магнітного меридіана, то на нього будуть діяти вертикальна складова Z , сила ваги P_p і пружна сила P_ϕ (якщо магнітна система укріплена на пружній нитці). При цьому горизонтальна складова геомагнітного поля не буде створювати обертального моменту. Розглянемо детальніше принцип вимірювання вертикальної складової геомагнітного поля за допомогою оптико-механічного магнітометра (рис. 2.5).

Момент рівноваги відповідає рівності моментів сил:

$$P_z = P_p + P_\phi$$

$$\text{або } MZ \cos i = Pd \cos(\beta - i) \pm c\theta,$$

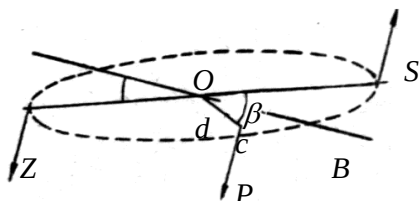


Рисунок 2.5 Схема дії сили тяжіння і магнітної складової на магнітну стрілку при її рівновазі.

M - магнітний момент; Z - вертикальна складова магнітного поля; i - кут відхилення рухливого магніту від горизонталі; P_p - момент сили тяжіння; d - відстань від центру тяжіння магнітної системи до вісі обертання OS ; β - кут між лінією OS та віссю магніту; P_ϕ - момент пружних сил кручення; c - коефіцієнт кручення нитки; θ - кут закручування нитки.

Після перетворення:

$$Z = \frac{Pd}{M} \cos \beta + \frac{Pd}{M} \sin \beta \cdot \operatorname{tgi} \pm \frac{c\theta}{M \cos i},$$

позначимо:

$$\frac{Pd}{M} \cos \beta = A; \quad \frac{Pd}{M} \sin \beta = B; \quad \frac{c\theta}{M} = C.$$

Отримаємо:

$$Z = A + B \cdot \operatorname{tgi} \pm C \frac{1}{\cos i}.$$

Приріст вертикальної складової в двох точках 1 і 2:

$$\Delta \bar{Z} = \bar{Z}_1 - \bar{Z}_2 = B(\operatorname{tg} i_2 - \operatorname{tg} i_1) \pm C \left(\frac{1}{\cos i_2} - \frac{1}{\cos i_1} \right).$$

Таким чином, приріст вертикальної складової між двома точками залежить тільки від кута відхилення магнітної осі системи від горизонтальної площини і практично задача зводиться до зняття відліку кута i . Це можна робити візуально, спостерігаючи кут відхилення системи від горизонту по шкалі (широко застосовувалися раніше магнітometri М-2, М-15, Н-ваги). Недоліком такого способу реєстрації магнітного поля є необхідність строгого орієнтування по сторонах світу. Недотримання цієї вимоги сприяє виникненню значних помилок за рахунок різного впливу H . Уникнути їх можна, якщо змінити систему реєстрації кута повороту магнітної системи. Для цієї мети застосовують так звану компенсаційну систему відліку, використовуючи спеціальні компенсаційні магніти. З їхньою допомогою магнітна система на кожній точці вимірів виводиться в горизонтальне положення, і мірою вертикальної складової є величина поля компенсаційних магнітів. Різновидом магнітметра з вертикальною ниткою є астатичний магнітометр, який використовується для високоточних лабораторних визначень магнітних характеристик зразків гірських порід. На практиці широко застосовувались магнітometri такого типу М-18, М-23, М-27, М-27М

Ферозондовими є магнітometri, в яких вимір магнітного поля ґрунтується на особливостях намагнічування феромагнітних тіл (сердечників із магнітом'якого заліза) у зовнішньому полі. Основою ферозондового магнітметра є ферозондовий елемент, який являє собою електричну котушку із сердечником. Сердечник ферозонду виготовлений з магнітом'якого матеріалу пермалоя, що володіє властивістю миттєво реагувати на швидкі зміни магнітного поля, завдяки нелінійній залежності його магнітної проникності від намагнічуючого поля. Зазвичай чутливий ферозондовий елемент складається з двох однакових пермалоевих сердечників з обмотками збудження. Обмотки включені «назустріч» і підключені до джерела змінної синусоїдальної напруги з частотою струму $\omega = 500\text{--}1000$ Гц. За відсутності зовнішнього магнітного поля початкова намагніченість дорівнює нулю, і в котушках індукуються змінне магнітне поле однакової частоти і форми, але протилежно спрямоване, тобто, за відсутності зовнішнього поля у вимірюваному ланцюзі сигнал відсутній. При накладенні зовнішнього магнітного поля створюється деяка початкова намагніченість пермалоя, і у вимірювальній обмотці буде виникати результуючий електричний струм з частотою 2ω , що є мірою зовнішнього магнітного поля. Перевагою методу є швидкість реєстрації магнітного поля. Тому ферозондові магнітometri часто встановлювалися на літаках. Зараз розроблено ферозондові високоточні магнітоваріаційні станції та градієнтometri.

В основі роботи *квантових магнітometrів* лежить явище розщеплення енергетичних рівнів атомів рідких або газоподібних речовин у магнітному полі (*ефект Зеемана*). Схематично його можна пояснити в такий спосіб. Атоми речовини з визначеним магнітним моментом при переміщенні їх у магнітному полі здобувають додаткову енергію ΔE , пропорційну його величині. Вимірювання магнітного поля, засновані на даному принципі, найбільше просто виконати, вивчаючи явища резонансного поглинання енергії

зовнішнього випромінювання при опроміненні робочої речовини квантами електромагнітного випромінювання оптичного діапазону (звідси і назва відповідних приладів). Як робочу речовину часто використовують пари цезію (Cs). Резонансні явища в описаному методі вивчають шляхом виявлення резонансної частоти за допомогою спеціальних радіосхем. Квантові магнітometri відрізняються високою чутливістю, практичною відсутністю зсуву нуля-пункту. Випускають прилади як для пішохідної зйомки, так і аеромагнітometri.

Протонні (ядерно-прецесійні) магнітometri ґрунтуються на явищі прецесії магнітних моментів протонів (ядер атомів водню) у магнітному полі. Принцип дії цих приладів наступний. Ядра водню (протони) характеризуються певним магнітним моментом і спіном і мають здатність робити обертальні рухи (прецесувати) навколо зовнішнього магнітного поля T з частотою ω , пропорційній величині цього поля $\omega = \nu T$, де ν — постійна. Конусоподібне обертання ядра навколо вектора $\vec{T}$ подібно обертанню дзиги, що одержала бічне обертання навколо вертикальної осі. В якості матеріалу для створення ефекту прецесії використовують рідини, які багаті протонами (вода, спирт та ін.). Посуд з такою рідиною поміщають у котушку, у якій створюється магнітне поле, перпендикулярне земному магнітному полю. Магнітні моменти протонів орієнтуються уздовж цього поля. Потім струм, що збуджує поле, вимикають, і протони “зорієнтовуються” уздовж напрямку земного магнітного поля і прецесують довкола нього з частотою, яка пропорційна його величині. При цьому в котушці індукується змінний електричний сигнал з тією же частотою. Він фіксується вимірювальною установкою і є мірою величини земного магнітного поля. Сучасні ядерно-прецесійні магнітometri широко використовуються при магнітних зйомках усіх видів — від наземної до супутникової.

Вимірювання в магніторозвідці можуть бути абсолютними і відносними. При абсолютних вимірюваннях безпосередньо вимірюються повні значення модулів векторів $\vec{T}$ чи $\vec{H}$, значення схилення D чи нахилення I . При відносних вимірюваннях визначається приріст елементів магнітного поля в просторі чи в часі. Отримана величина (n_i) порівнюється з відомою величиною того ж параметру на опорних точках (n_0). При відносних вимірюваннях величину A , що спостерігається, обчислюють по формулі: $A = \varepsilon \Delta n$, де $\Delta n = n_i - n_0$ — різниця відліків; ε — ціна поділки приладу.

В даний час у магніторозвідці найбільше широко застосовуються вимірювання $\vec{T}$, а також відносні вимірювання ΔZ , ΔT і їх варіації в часі δZ , δT .

Оптико-механічні магнітometri служать для вимірювання $\Delta Z, \Delta H, \delta Z, \delta H$; ферозондові $\Delta Z, \Delta T$ — і трьох взаємно перпендикулярних складових вектора $\vec{T}$ (X, Y, Z). Квантові і протонні магнітometri використовують для вимірювання T і $\Delta T, \delta T$. До переваг протонного магнітметра, крім абсолютного характеру вимірювань, необхідно

віднести високу точність (до $\pm 0,1$ нТл); практичну відсутність дрейфу нуля-пункту і необхідність точного орієнтування датчика в просторі, можливість дистанційних вимірювань; магнітометр може розташовуватися на рухомій платформі. Разом з тим йому органічно характерні певні недоліки, які необхідно мати на увазі при експлуатації: дискретність вимірів (для виконання одного вимірювання необхідний час (від часток секунди до декількох секунд); зміни магнітного поля чи помітні варіації призводять до істотного ослаблення ефективного сигналу.

Ядерно-прецесійний магнітометр дозволяє визначити лише модуль $\bar{T}$, але не встановлює його напрямку, що ускладнює процес інтерпретації одержуваної інформації. Це змушує в ряді випадків використовувати інші спеціальні пристрої для вимірювання складових $\bar{T}$.

2.3 Методика магніторозвідувальних робіт

Сучасна магніторозвідка поєднує цілий комплекс геофізичних робіт з вивчення зміни магнітного поля Землі в просторі і в часі, а також вивченню магнітних властивостей гірських порід і руд. Останні використовуються для достовірного тлумачення результатів магніторозвідки. Дослідження варіацій геомагнітного поля систематично виконуються магнітними обсерваторіями, у магніторозвідці, ці роботи ведуться під час магнітних зйомок. Магнітна зйомка — основний вид досліджень у магніторозвідці. Вона покликана одержувати дані про розподіл параметрів геомагнітного поля на досліджуваній території і виявити магнітні аномалії. Визначення і опис аномалієутворюючих факторів дозволяє вирішити ті задачі, що мотивували постановку магніторозвідувальних робіт. Методика магніторозвідувальних робіт визначається геологічною задачею, умовами виконання робіт і характеристиками апаратури. Геологічна задача є визначальним чинником магніторозвідувальних робіт. Вона визначає їхню детальність і точність робіт.

За призначенням і масштабом магніторозвідувальні роботи підрозділяються на регіональні чи дрібномасштабні (1:200 000), картувально-пошукові, чи середньомасштабні (масштаб 1:50 000—1:100 000), детальні — пошуково-розвідувальні і розвідувальні (масштаб крупніше 1:25 000) і спеціальні. В залежності від розташування пунктів спостережень на досліджуваній території зйомки бувають площадними і профільними (маршрутними). За умовами проведення розрізняють наземні, повітряні, морські і підземні (свердловинні і шахтні), стратосферні та космічні зйомки.

Регіональні зйомки проводяться з метою дослідження характеру, інтенсивності, структури магнітного поля, його зв'язку з великими структурними елементами регіону. При цьому можливо виявлення крупних блоків, плутонів, глибинних лінеamentів та розломів, вивчення порід кристалічного фундаменту за їх магнітними властивостями та ін. Головним методом дослідження вважається аеромагнітна зйомка.

Картувально-пошукові дослідження проводяться для вирішення задач геологічного картування — простежування приконтактних зон, тектонічних ліній, виявлення дайкових поясів та окремих дайок, оконтурювання геологічних утворень, зокрема інтрузій та ефузивів, а також безпосередні пошуки

заліззовмісних порід і руд. Картувально-пошукові магнітні зйомки проводяться в масштабах 1 : 50 000, 1 : 25 000 та 1 : 10 000. Профілі, звичайно, вибираються впоперек простягання структурних елементів. Відстані між ними визначаються масштабом робіт.

Пошуково-розвідувальні магнітні зйомки проводяться для деталізації аномалій, виявлених попередніми роботами, з'ясування характеру розташування в просторі рудних тіл тощо. Ці дослідження проводяться на стадії розвідувальних робіт з метою їх коригування й оцінки елементів залягання магнітних тіл. Оптимальним кроком спостережень при наземних зйомках вважається відстань, котра менша за передбачувану глибину залягання намагнічених порід і в декілька разів менша їхніх поперечних розмірів.

Спеціальні магнітні зйомки, як правило, виконуються на невеликих ділянках — для вирішення специфічних задач. Звичайно це високоточні детальні дослідження. До їхнього числа відноситься мікромагнітна зйомка. Вона застосовується тоді, коли досліджувані гірські породи залягають неглибоко (до 10 м), і може бути використана для вирішення задач структурного аналізу. На невеликих ділянках (приблизно 50х50 м) по щільній мережі (1х1, 3х3, 5х5 м) виконуються високоточні вимірювання Z_a (чи T). Ділянки по можливості розташовуються рівномірно на території досліджуваного об'єкта. Результати мікромагнітної зйомки обробляються за спеціальною методикою, за допомогою якої знаходять так звані "троянди" осей магнітних аномалій.

Зараз розпочаті дослідження по створенню ультрадетальної магнітної зйомки в русі. Вона має виконуватись на значно більших, ніж мікромагнітна зйомка, територіях і призначена для вивчення природних об'єктів (в тому числі ґрунтового покриття) з метою їх картування і моніторингу.

Для магнітних зйомок будь-якого виду мірою точності є середня квадратична похибка окремого вимірювання — σ , визначена серією повторних спостережень:

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum \Delta_i^2}{2n}}, \Delta_i^2 = (x_{i1} - x_{i2})^2,$$

де n — число повторних вимірювань. При $|\sigma| < 5$ нТл зйомка високоточна, при $\sigma = \pm(5-15)$ нТл — середньої точності; $\sigma > 15$ нТл — низької точності.

Вибір методики магніторозвідувальних робіт істотно залежить від характеристики апаратури. При зйомках підвищеної точності рекомендується розбити опорну мережу точок на такій відстані одна від одної, щоб можна було на них проводити вимірювання через 2—3 години. Крім врахування сповзання нуля-пункту магнітометрів опорні мережі, як і при гравіметричних зйомках, слугують для приведення всіх вимірюваних значень ΔZ до єдиного рівня і для виключення нагромадження похибок вимірювань по рядовій мережі. Існують опорні мережі різного рангу — від рівня магніто-розвідувальної партії, призначені для використання протягом 1—2 польових сезонів, до регіональних опорних мереж. Останні слугують для забезпечення місцевих опорних мереж і аеромагнітних зйомок загальною метричною основою і приведення відповідних матеріалів до єдиного регіонального рівня.

Камеральна обробка даних наземної пішохідної магнітної зйомки включає:

- 1) обчислення значень вимірюваної складової (звичайно, T або Z) у точках спочатку опорної, а потім і рядової мережі;
- 2) оцінку похибки магнітної зйомки;
- 3) оформлення результатів досліджень (побудова карт ізоліній і графіків).

Обчислення аномальних значень магнітного поля виконують за загальною формулою $Z = Z_0 + \Delta Z$, де Z_0 — абсолютне значення поля у вихідній точці (КП); ΔZ — значення приросту поля в досліджуваній точці, що визначають за виразом:

$$\Delta Z = \varepsilon(n - n_0) + \tau(t - t_0) + \delta Z + (\Delta Z)_H + (\Delta Z)_T + (\Delta Z)_H.$$

Тут ε — ціна розподілу шкали приладу; n_0, n — відлік на вихідній і рядовій точці, τ — температурний коефіцієнт магнітометра; t, t_0 — температура усередині приладу, виміряна на точці і КП, відповідно; δZ — поправка за магнітні варіації; $(\Delta Z)_H$ — поправка за зсув нуля-пункту; $(\Delta Z)_T$ — поправка за нормальний градієнт (знімається в точках опорної мережі за допомогою карт нормального поля); $(\Delta Z)_H$ — розходження рівнів магнітного поля на КП і нормального поля.

При використанні абсолютних (протонних, квантових) магнітометрів, для яких практично відсутні зсув нуля і температурний дрейф, методика пішохідних магніторозвідувальних робіт (польових і камеральних) істотно спрощується. Зокрема, використання опорної мережі для врахування дрейфу нуля-пункту, введення ряду поправок не є обов'язковим.

Результати наземних магнітних зйомок представляють у вигляді карт графіків $\Delta Z, \Delta H, \Delta T$, карт ізодинам Z, H, T , а також карт векторів H . При побудові графіків складових геомагнітного поля найбільше доцільно застосовувати масштаб $1 \text{ мм} = \sigma$, де σ — округлене значення середньоквадратичної похибки зйомки. При побудові карт ізодинам значення першої позитивної і першої негативної ізоліній у 2—3 рази більше середньо квадратичної похибки. Поле в інтервалі між цими ізолініями вважається нормальним, тому що при досягнутій точності зйомки його не можна зобразити більш детально графічно. Положення ізоліній визначається за правилами лінійної інтерполяції. При цьому можна не враховувати окремі точки, значення нуля в яких різко відмінне в порівнянні з оточуючими. Мінімальний перетин ізодинам дорівнює 3σ . Якщо через великі градієнти витримати однаковий перетин ізодинам неможливо, то збільшення виконується в арифметичній чи геометричній прогресії.

Для наочності на плані ізодинам позитивну частину від нуля зафарбовують синім кольором, від'ємну — червоним. Позитивні ізодинами проводяться суцільними лініями, негативні — пунктирами. Нульова лінія — пунктиром із крапкою. Зауважимо, що така кольорова гамма застосовувалась у СРСР (а тепер — у країнах СНД), в той час як світова науково-виробнича спільнота прийняла протилежну шкалу, а саме — позитивні аномалії зафарбовують червоним, а від'ємні — синім кольором.

Представлення даних магнітних зйомок може бути у вигляді карт графіків вздовж профілів, або карт ізодинам аномалій магнітного поля. Як на карті графіків, так і на картах ізодинам міститься вся отримана при польових роботах інформація. На карті графіків чітко видно всі індивідуальні деталі кожної виявленої на окремому профілі аномалії, тому вона дозволяє надійно

простежувати аномальні зони. Разом з тим, при великій кількості профілів карти графіків важко читаються. Це зобов'язано перетину графіків при великих значеннях напруженості. Карти ізодинам краще відображають відносно великі геологічні об'єкти, зони максимальних градієнтів тощо.

Важливу роль у вивченні магнітного поля різних ділянок грають аеромагнітні дослідження. Завдяки використанню ферозондових і ядерних датчиків сучасні аеромагнітометри здатні реєструвати аномалії з чутливістю до декількох гам. Сучасна прив'язка за допомогою супутникової навігаційної системи GPS, яка прийшла на зміну геодезичній прив'язці і фотографування орієнтирів та аномальних ділянок, забезпечує високу точність проведення робіт.

Основними задачами аеромагніторозвідки є виявлення простягання і границь великих структур — западин, блоків, прогинів, трасування лінеamentів та лінеamentних зон, розломів різних рангів, контактних зон тощо.

Аеромагнітну зйомку звичайно, проводять у масштабах 1:1 000 000—1:10 000, причому висота польоту вибирається приблизно у 3—4 рази меншою від відстані між маршрутами. Вимоги узгодження масштабу зйомки з висотою й швидкістю польоту літака або вертольота — одна з особливостей аеромагніторозвідки. При великомасштабних роботах проводити зйомку на більшій висоті не рекомендується, тому що пошукові об'єкти через невеликі розміри можуть зливатися з регіональним фоном при зйомці на великих висотах.

Зйомку територій починають зі створення опорної мережі у вигляді замкнутих полігонів із прив'язкою її до державної опорної мережі. Рядові маршрути повинні бути прокладені паралельно один одному, вхрест передбачуваного простягання структур. Якщо висота рельєфу коливається в значних межах, зйомку проводять з обтіканням рельєфу, тобто на постійній висоті щодо поверхні Землі. Висота польоту контролюється радіовисотоміром чи системами GPS.

У процесі зйомки борт-оператор виконує візуальне спостереження місцевості і стежить за роботою приладу. У випадку фіксації аномалії магнітного поля здійснюється її деталізація шляхом залетів по декількох лініях, паралельних основному маршруту. Епіцентр аномалії фіксується знімками і вимпелом на поверхні Землі.

За даними аеромагнітної зйомки обчислюють значення аномалії модуля повного вектора напруженості магнітного поля: $\Delta \vec{T}_a = \vec{T} - \delta \vec{T} - \vec{T}_H$, де $\vec{T}$ — заміряне значення; $\delta \vec{T}$ — варіації магнітного поля; $\vec{T}_H$ — нормальне поле.

В останні роки широко виконуються інші види геомагнітних досліджень — гідромагнітна зйомка, магнітні вимірювання в свердловинах і гірських виробках, супутникові магнітні зйомки. Для гідромагнітних зйомок використовують спеціальні протонні і квантові магнітометри, які буксуються судном. Для вивчення магнітних варіацій використовують донні і буйкові магнітоваріаційні станції.

У свердловинах звичайно проводять вимірювання компонентів магнітного поля і каротаж магнітної сприйнятливості. Зокрема такі спостереження виконані на Криворізькій надглибокій свердловині.

Трикомпонентні свердловинні магнітометри дозволяють реєструвати вертикальну і горизонтальну складову магнітного поля Землі, а також магнітну сприйнятливість гірських порід розрізу з неперервним записом отриманих величин.

2.4 Інтерпретація даних магніторозвідки

Розрізняють якісну, кількісну і геологічну інтерпретацію даних магнітної розвідки. Під *якісною* інтерпретацією розуміють аналіз магнітометричних даних з метою їх опису, класифікації аномалій, районування і приблизної оцінки природи аномалій. *Кількісна* інтерпретація — це сукупність прийомів щодо визначення форми, глибини залягання і магнітних властивостей тіл, які зумовлюють аномалії магнітного поля. Геологічна інтерпретація має на меті пов'язати магнітні аномалії й виділені тіла з геологічними тілами та будовою земної кори. Головними методами якісної інтерпретації є: візуальний аналіз; перерахунок полів за допомогою ЕОМ чи вручну на інший рівень спостережень (вверх чи вниз).

Якісну інтерпретацію починають з оцінки вірогідності виділення магнітних аномалій на картах і графіках. Звичайно виділяють, як менш ймовірні, одноточкові і однопрофільні аномалії. Мало достовірними є також аномалії, які оконтурені однією ізолінією, а також слабкої інтенсивності та ті, що не корелюють між профілями. На етапі якісної інтерпретації рекомендується будувати кругові діаграми простягання ізоліній, оцінювати контрастність і диференціювання поля. Варто також перевірити правильність виконання магнітної зйомки. Зокрема, чи витримувалася вимога перпендикулярності профілів переважному простягання геологічних об'єктів, розташованих на досліджуваній території. Якщо профілі розташовані під гострим кутом до простягання, можливе перекичування плану ізодинам. Особливо це буде мати значення при наявності в районі робіт малопотужних витягнутих тіл. Графіки ΔZ і ΔT при цьому будуть розтягнуті по напрямку профілю (звідси вираз "профільна аномалія"). Для побудови карти ізодинам необхідні знання про простягання геологічних об'єктів, форму й умови їхнього залягання, геометрія й розташування в просторі мережі спостережень та ін.

Одним з результатів якісної інтерпретації магнітометричних матеріалів є побудова інтерпретаційних профілів. Якщо виявляється, що наявні профілі не можуть використовуватися в якості інтерпретаційних (невдалий напрямок, недостатні щільність мережі чи точність зйомки), виконуються спостереження по спеціально розбитих профілях.

Контрастність поля оцінюється по формулі: $K = \frac{\Delta T_{\max} - \Delta T_{\min}}{IS}$, де

$\Delta T_{\max}, \Delta T_{\min}$ — найбільше і найменше значення поля в межах ділянки площі S ; I — відстань між точками $\Delta T_{\max}, \Delta T_{\min}$.

Диференціювання поля відбувається за виразом $D = \frac{\Delta L}{S}$, де Δ — середній перетин ізоліній; L — загальна довжина ізоліній у межах площі S .

Ці параметри оцінюються за невеликими ділянками площею в декілька квадратних сантиметрів карти. Результати підрахунків відносяться до середини ділянки, за якими будуються ізолінії К і Д і виконується районування магнітного поля. При якісній інтерпретації багато уваги повинно приділятися вивченню форми аномалій і характеру їхніх сполучень. За характером розподілу магнітні поля можуть бути мозаїчні, лінійно-втягнуті чи змішані. Перші характерні для платформних, другі — для складчастих областей, треті — для районів зі складною будовою.

Природу магнітних аномалій визначають методом аналогії, зокрема, шляхом порівняння карт ізодинам з геологічною картою району. При цьому вивчають форму, розміри, простягання, інтенсивність і знак аномалій, тому що ці характеристики відбивають форму, магнітні властивості й положення в просторі геологічних тіл.

Враховуючи, що будь-яке намагнічене тіло має два полюси, у принципі не існує тільки позитивних чи тільки від'ємних магнітних аномалій. Кожна з них включає як позитивну, так і від'ємну компоненти. Однак у ряді випадків інтенсивність відповідної компоненти може бути по величині співставною з похибкою зйомки і тому не реєструється. Як правило, серед локальних аномалій ΔZ , ΔT зареєстрованих на території України та СНД, переважають позитивні. Однак у цілому ряді випадків зустрічаються також інтенсивні від'ємні магнітні аномалії. Аналіз багатьох з них показав, що вони зумовлені обернено намагніченими геологічними об'єктами, коли природна залишкова намагніченість цих утворень за напрямком протилежна напрямку нормального магнітного поля Землі. Від'ємна аномалія може також викликатися тим, що протилежна за напрямком залишкова намагніченість збурюючого об'єкту перевищує за модулем індуковану намагніченість.

Отже, знак і інтенсивність магнітних аномалій визначається не тільки величиною магнітних властивостей їх джерел. Більш стійкою ознакою є форма магнітних аномалій.

За формою магнітні аномалії ΔT (ΔZ) поділяються на *ізометричні* і *втягнуті*. Ізометричні аномалії утворюються над стовбчастими, кулеподібними та іншими тілами, чия проекція на земну поверхню має в першому наближенні форму кола. Якщо позитивні аномалії не супроводжуються окантовкою від'ємного поля, то вони викликані тілами, глибина нижньої кромки яких більше ніж у 5—6 разів перевищує глибину до верхньої кромки. Якщо позитивна аномалія оточена від'ємним полем, то глибина поширення тіла, як правило, невелика. Такі аномалії характерні для сферичних (гніздо подібних) покладів і штокоподібних, обмежених за глибиною, тіл.

Зазначені закономірності властиві територіям, що знаходяться в полярних широтах північної півкулі. Для інших частин поверхні Землі відповідні підходи треба коригувати, внаслідок зміни нахилу вектора магнітної індукції.

До групи витягнутих відносять аномалії ΔT (ΔZ), довжина яких перевищує їхню ширину. Вони можуть бути як з мінімумами, так і без них, симетричними чи несиметричними. У першому випадку тіла мають вертикальне падіння, у другому — похиле. Причому менш крута гілка кривої ΔT відповідає напрямку падіння збурюючого тіла.

Збурюючими об'єктами для магнітних аномалій витягнутої форми є шари різного поширення на глибину, горизонтальні циліндри. Геологічно - це жили, контакти та ін. Витягнуті аномалії з двосторонніми мінімумами ΔT (ΔZ) створюються горизонтальними, з різною формою поперечного перетину (кулеподібні, лінзоподібні, жилородібні) тілами з обмеженим поширенням на глибину. Симетричні щодо вертикальної осі, вертикально намагнічені тіла (шар, круговий циліндр) створюють симетричні графіки ΔT (ΔZ). Відповідно асиметричні аномалії варто зв'язувати з похилими шарами, а також тілами, поперечний перетин яких має неправильну форму. Варто пам'ятати також, що косо намагнічені об'єкти нерідко створюють асиметричні аномалії. А оскільки нахилення для території СНД змінюється від 86° на півночі до 53° на півдні, намагнічуюче поле ніколи не є вертикальним. Особливо сильно це відображається для гірських порід, що мають великі значення магнітної сприйнятливості. Для витягнутих тіл, що мають меридіональне простягання, у першому наближенні можна сказати, що $\vec{T}_i$ завжди вертикальний, тому що його проекція на площину поперечного перетину вертикальна. Тіла із широтним простяганням характеризуються найбільшим відхиленням $\vec{T}_i$ від T_0 , для таких об'єктів найбільш вірогідне косо намагнічення.

Тіла, які залягають неглибоко від поверхні Землі, характеризуються більш чіткими аномаліями з великими градієнтами по горизонталі і вертикалі. Більш занурені об'єкти створюють на поверхні Землі широкі плавні аномалії з малими градієнтами, причому ширина аномалії зі збільшенням глибини залягання збільшується пропорційно глибині до центра тіла.

На практиці майже не доводиться мати справу з так званими "чистими" аномаліями. У більшості випадків ми одержуємо на поверхні сумарний ефект від цілого ряду тіл, які залягають на різних глибинах. Розділення їхнього впливу певною мірою може бути здійснено шляхом перерахунку (трансформації) поля ΔT (ΔZ) вверх чи вниз різними методами (аналітичне продовження, диференціювання, осереднення та ін.).

При перерахунку поля вниз ми вивчаємо поле поблизу джерела, акцентуючи увагу на локальних аномаліях. При перерахунку вверх - акцентується увага на регіональних аномаліях.

Методика кількісної інтерпретації включає розв'язання прямої і оберненої задач магніторозвідки. Під *прямою задачею* магніторозвідки розуміється розрахунок значень магнітного поля ΔT (ΔZ) від обраного (заданого) тіла з визначеними формою, розмірами, положенням у просторі тощо. Пряма задача вирішується однозначно.

Обернена задача полягає у визначенні розмірів, форми, положення в просторі магнітних тіл за експериментально отриманими значеннями магнітного поля. Розв'язок оберненої задачі завжди неоднозначний та неєдиний.

Пряму задачу в магніторозвідці вирішують аналітично, або графічно (в минулому столітті).

Аналітичний спосіб застосовують, якщо задане джерело поля може бути замінене геометрично правильним тілом, обмеженим плоскими границями (пластина, куб, паралелепіпед і т.д.) чи однієї з поверхонь другого порядку

(циліндр, куля і т.д.). У випадку складних, неправильної форми тіл, вони апроксимуються набором тіл простої геометричної форми.

Графічний спосіб застосовувався у випадках, коли аналітичний розрахунок за рівняннями Z_a і H_a громіздкий, або коли задане тіло має неправильну форму і не може бути апроксимоване найпростішим тілом. У цих випадках розрахунок проводився за допомогою номограм.

Розв'язок оберненої задачі в свою чергу може бути здійснено різними способами: способом характерних точок, способом дотичних, способом порівняння польових кривих з теоретичними, способом підбору та ін.

У способі *характерних точок* використовуються зв'язки координат деяких характерних точок кривої (точка переходу через 0, абсциса напівмаксимуму кривої, точки max чи min кривої) з параметрами тіла — глибиною його залягання, розмірами і т.д.

Наприклад, для кулі (рис. 2.6):

$$Z_a = M \frac{2R^2 - x^2}{(R^2 + x^2)^{5/2}}; H_a = -M \frac{3hx}{(h^2 + x^2)^{5/2}},$$

де M — магнітний момент кулі; R — глибина до його центра; x — поточна координата.

При $x=0$:

$$Z_{a_{\max}} = \frac{2M}{R^3}; R = 2x_{0.5}Z_{a_{\max}},$$

де $x_{0.5}$ — абсциса напівмаксимуму кривої Z_a . Знаючи $R, M = 1/2R^3Z_{a_{\max}}$.

Якщо на підставі вивчення фізичних властивостей порід відома намагніченість

об'єкту J , то можна знайти об'єм $V=M/J$. Радіус сфери $r = \sqrt{\frac{3V}{4\pi}}$ і глибина до

верхньої кромки $h_1=R-r$. Методом дотичних визначається глибина залягання джерела аномалії. Для цього до кривої (у точці перегину) проводять дотичні і визначають абсциси точок перетинання дотичних:

$$h = \frac{1}{2} \left[\frac{1}{2}(x'_0 - x'_m) + \frac{1}{2}(x_m - x_0) \right].$$

У випадку, коли форма тіла нам не відома, глибина до верхньої кромки тіла (h) може бути оцінена з використанням виразів, які запропоновані М. Смітом.

Якщо $(\Delta Z')_{\max}$ і $(\Delta Z'')_{\max}$ — абсолютні максимуми першої і другої похідної вертикальної складової по профілю, то для намагнічених тіл з довільним напрямком вектора намагніченості:

$$h \leq \pi\sqrt{3} \frac{|M|_{\max}}{|\Delta Z'|_{\max}}, \quad h^2 \leq 6\pi\sqrt{2} \frac{|M|_{\max}}{|\Delta Z''|_{\max}}$$

де $|M|_{\max}$ — максимальна намагніченість даного тіла. Для тіл з вертикальним напрямком намагніченості,

$$h \leq 2.59 \frac{|M|_{\max}}{|\Delta Z''|_{\max}}, h^2 \leq 3.14 \frac{|M|_{\max}}{|\Delta Z''|_{\max}}.$$

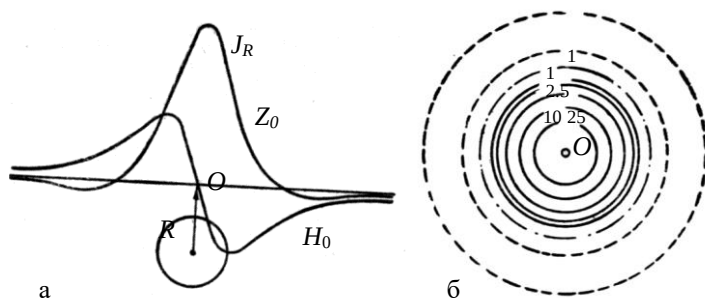


Рисунок 2.6. Магнітне поле кулі:
а – графіки Z_a і H_a ; б – план ізоліній Z_a

Графічні способи використовують палетки, за якими знаходять необхідний розв'язок оберненої задачі на підставі співпадіння спостереженої кривої напруженості магнітного поля з одною із теоретичних кривих від тіл правильної форми.

Спосіб підбору зводиться до підбору такого тіла, розрахована аномалія якого б збігалася зі спостереженою кривою. У зв'язку з використанням ЕОМ, спосіб набув широкого застосування, тому що полегшує підбір моделі. Ефективність способу зростає, якщо намагніченість тіла апіорі відома заздалегідь. Спосіб підбору на теперішній час є єдиним, який широко використовується для побудови магнітних моделей земної кори як у двохмірному, так і в трьохмірному варіантах. Зокрема для території України розроблена тривимірна регіональна магнітна модель, розраховане поле від якої цілком задовольняє регіональну компоненту магнітного поля ΔT .

Методика кількісної інтерпретації аномалій магнітного поля зводиться до декількох операцій. За даними якісної інтерпретації задається початкове наближення моделі середовища:

- 1) вибирається спосіб інтерпретації;
- 2) обраховуються параметри тіл;
- 3) уточнюються вибрана модель;
- 4) перевіряється вірність вирішення;
- 5) здійснюється вирішення прямої задачі по отриманій моделі і зіставляються експериментальна і обчислена криві.

Якщо очікуваного збігу не спостерігається, модель уточнюється. Зазвичай декілька ітераційних циклів дозволяє узгодити розраховані значення магнітного поля із спостереженими.

Сучасний рівень інтерпретації геомагнітних даних передбачає використання автоматизованих систем, реалізованих у вигляді програмних продуктів з інтерфейсним забезпеченням. Вони дозволяють виконувати введення даних на ЕОМ у цифровому вигляді, контролювати вхідну інформацію, розробляти моделі, розраховувати значення магнітного поля, а

також нагромаджувати отримані дані у зовнішній пам'яті ЕОМ і видавати результати у виді таблиць, графіків, карт і т.ін.

Швидкий прогрес в області розробки магнітометричної апаратури і методик високоточних спостережень, а також нових підходів в інтерпретації геомагнітних даних і використання отриманих результатів суттєво розширює можливості методу при вирішенні цілої низки геофізичних, геологічних та екологічних задач.

Магніторозвідувальні роботи на теперішній час успішно використовуються на всіх етапах геологічних досліджень — від регіональних робіт і дрібномасштабного геологічного картування до експлуатаційної розвідки родовищ.

На стадії регіональних зйомок магнітні карти широко використовуються для тектонічного районування, дрібно- і середньомасштабного геологічного картування. При геологічному картуванні платформних областей магніторозвідка дозволяє вивчати кристалічний фундамент. За цими даними обчислюється глибина його залягання, досліджуються основні риси рельєфу поверхні зануреного фундаменту, виділяються глибинні розломи і т.ін. Магніторозвідка дозволяє виявляти інтрузивні і ефузивні утворення осадового чохла платформи.

Для складчастих областей за допомогою магніторозвідки оконтурюють і прослідковують магнітні породи, її використовують для вивчення факторів, що контролюють розміщення корисних копалин.

На етапі середньомасштабних магнітних зйомок виявляються великі залізорудні родовища.

При пошуках нафти і газу окрім вирішення геолого-зйомочних задач, магніторозвідка в ряді випадків дозволяє виділити зони дислокації платформного чохла, соляні куполи. У ряді випадків вдається знайти поховані грязьові вулкани. Розроблена також структурно-генетична модель зв'язку нафтогазоносності земної кори з аномаліями магнітного поля на регіональному та локальному рівнях. Відзначається приуроченість газових родовищ до областей позитивного регіонального магнітного поля, нафтогазових родовищ — до зон градієнтів поля, а нафтових — до областей з від'ємними значеннями поля. Розраховано також теоретичні моделі локальних нафтогазоносних структур, які свідчать, що в залежності від типу структур, вони можуть характеризуватися різними типами локальних аномалій.

При великомасштабних геологічних роботах у рудних районах магнітна зйомка дозволяє картувати масиви основних та ультра основних порід, а також утворення, які збагачені магнітними мінералами, виявляти й оконтурювати зони біля рудних змін порід. У ряді випадків удається розчленувати і зкорелювати осадові породи. Для деяких рудних і нерудних родовищ (нікелю, хрому, титану, бокситів та ін.), кольорових, рідкісних і благородних металів (свинець, олово, золото, платина тощо) магніторозвідка може в сприятливих умовах також розглядатися як пошуковий метод. Цим переліком не обмежується область використання магніторозвідки. Великі можливості має магніторозвідка при геологічному картуванні, вирішення задач інженерної геології, гідрогеології, археології, екології та ін.

Література

Основна:

1. Толстой М.И., Тимошин Ю.В., Сухорада А.В. и др. Основы геофизических методов разведки. Киев, Выща школа, 1985, 327 с.
2. Геофизические методы поисков и разведки. – Л.: Недра, 304 с.
3. Знаменский В.В. Полевая геофизика. – М.: Недра, 1980, 351 с.

Додаткова:

1. Соколов К.П. Геологическое истолкование магниторазведочных данных. – М.: Госгеолыздат. 1956, 128 с.
2. Логачев А.А., Захаров В.П. Магниторазведка. – Л.: Недра, 1979, 351 с.
3. Федьинский В.В. Разведочная геофизика. - М.: Недра, 1964. 672 с.
4. Магниторазведка: Справ. геофизика/В.Е. Никитский и др.; Под ред. В.Е. Никитского, Ю.С. Глебовского. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1990. – 469 с.

Питання для самоконтролю

1. Назвіть сучасні гіпотези щодо природи магнітного поля Землі.
2. Висвітліть поняття повного вектора індукції магнітного поля Землі та його складових.
3. Вкажіть відомі вам види магнітних аномалій.
4. Перерахуйте основні типи магнітометрів, зазначте їх принципові особливості.
5. Перерахуйте види магніторозвідувальних робіт за ступенем детальності і точності.
6. Дайте оцінку точності магнітної зйомки (методика оцінювання, розрахунки).
7. Назвіть пошукові задачі, для вирішення яких може бути застосована магніторозвідка.

Глава 3 ЕЛЕКТРОЗВІДКА

Електрична розвідка (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 спрямоване на вирішення різноманітних задач – геологічного картування, пошуків та розвідки корисних копалин, інженерно-геологічних, гідрогеологічних, екологічних та агрогеофізичних задач.

Особливістю електророзвідки, як геофізичного методу, в порівнянні з іншими методами, є значне різноманіття її 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 поляризованість (η) гірських порід (відмічені електромагнітні властивості розглядаються у розділі "Методи петрофізичних досліджень"). По-друге – в електророзвідці вимірюються електромагнітні поля як природного походження, так і створені штучними джерелами, характеристики яких контролюються. По-третє – контрольовані джерела, що застосовуються для збудження електромагнітних полів, можуть бути як електричного так і магнітного типів. Перші мають безпосередній гальванічний контакт з землею (наприклад заземлена на кінцях лінія), другі – такого контакту не мають. Вони, як правило, являють собою незаземлені петлі або індукційні рамки, у контурі яких протікає електричний струм. Ці джерела створюють первинне збуджувальне магнітне поле. По-четверте – при електрометричних дослідженнях використовується досить широкий частотний спектр електромагнітних полів: від постійних до височастотних в 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*). Таким чином, ці п'ять об'єктивних факторів спричиняють наявність в електрометрії значного різноманіття модифікацій, кількість яких досягає біля 60-ти.

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 в переважній 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 у 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 аналітичним 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 спостереженням електромагнітним полем. Вона відноситься до складних задач інтерпретації експериментальних даних. В результаті вирішення оберненої задачі встановлюється з якимось наближенням реальний геоелектричний розріз чи окремі його елементи.

Електророзвідка - цікавий і складний геофізичний метод. Він має досить тісний зв'язок із такими фундаментальними науковими дисциплінами як математика, фізика, хімія, електродинаміка. В свою чергу розв'язок багатьох прикладних електрометричних задач вплинули на розвиток фундаментальних основ цих наукових напрямків, особливо, електродинаміки провідних середовищ.

В Україні електрометрія широко використовувалася при вивченні геологічної будови Дніпровсько-Донецької западини, Українського щита, Донбасу, Криму, Карпат та інших регіонів. І нині вона знаходить широке застосування, в комплексі з іншими геофізичними методами, при вирішенні як суто геолого-пошукових, так і інженерно-геологічних, гідрогеологічних, екологічних задач та задач моніторингу небезпечних геологічних процесів.

3.1 Геоелектричний розріз

Реальний геологічний розріз відображається в даних електромагнітних вимірів у вигляді деякої електричної моделі, що називається *геоелектричним розрізом*. Він являє собою вертикальний розріз гірських порід, які відрізняються між собою за електричними властивостями: питомим опором, діелектричною і магнітною проникністю та поляризованістю. У більшості випадків основним параметром слугує питомий опір. Приклади геоелектричних розрізів показані на рис. 3.1.

Пласти гірських порід відображаються на геоелектричному розрізі у вигляді електричних шарів, властивості яких на границях поділу змінюються стрибком, а за простяганням залишаються незмінними, або монотонно змінюються в певних незначних межах. Окремі електричні границі досить добре співпадають з літологічними чи стратиграфічними границями і слугують *маркувальними горизонтами* для узгодження геофізичних і геологічних даних. В загальному випадку електричні границі можуть не співпадати з літологічними і стратиграфічними. Це пояснюється значним впливом мінералізації підземних вод на питомий опір гірських порід. Часто комплекс порід різних за складом і віком характеризується однаковими електричними властивостями.

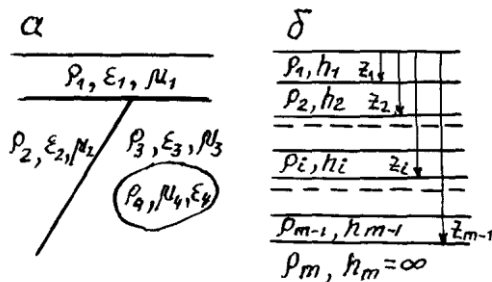


Рисунок 3.1 Приклад складного (а) та горизонтально-шарового (б) геоелектричних розрізів

Однією із фундаментальних моделей геоелектричного розрізу є горизонтально-шарова. *Горизонтально-шарові* або близькі до них геоелектричні розрізи складаються з окремих однорідних за електричними властивостями горизонтів обмеженої потужності, які завершуються останнім горизонтом нескінченної потужності. Цей горизонт називається *основною геоелектричного розрізу*. Потужні пласти відносно високого чи низького опору, що просліджуються на значній площі району робіт, називаються *опорними*.

Горизонтально-шарові геоелектричні розрізи прийнято типізувати. Тип розрізу залежить від кількості горизонтів та співвідношення їх питомих опорів.

Двошаровий розріз містить один шар з обмеженою потужністю h_1 та питомим опором ρ_1 і другий шар з необмеженою потужністю $h_2 \rightarrow \infty$ та питомим опором ρ_2 . За співвідношенням опорів може бути два варіанти розрізу: $\rho_1 < \rho_2$ і $\rho_1 > \rho_2$.

Тришаровий розріз містить три горизонти. Для нього за співвідношенням питомих опорів встановлені чотири типи: тип *H* – $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$, тип *K* – $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$, тип *A* – $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$ і тип *Q* – $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$.

Багатошарові розрізи – це розрізи з кількістю горизонтів більше трьох. Їх тип встановлюється на основі типізації тришарових розрізів. Для цього записуються типи послідовних погоризонтних порід багатошарового розрізу. Наприклад, чотиришаровий геоелектричний розріз із співвідношенням опорів $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$ відноситься до типу *AA*, адже обидві його послідовні погоризонтні тріади мають тип *A*: $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$ 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 *H*, $\rho_2 < \rho_3 > \rho_4$ – тип *K* і $\rho_3 > \rho_4 < \rho_5$ – тип *H*. Неважко запримітити, що індексних літер, якими записується тип багатошарового розрізу, на дві менше, ніж кількість горизонтів.

Довільний багатошаровий розріз із n горизонтів, які мають питомі опори ρ_i і обмежені потужності h_i ($i=1, \dots, n$), характеризується наступними узагальненими параметрами.

1. Сумарна (загальна) потужність:
$$H = \sum_{i=1}^n h_i.$$

2. Сумарна поздовжня провідність: $S = \sum_{i=1}^n h_i / \rho_i$. Величина S вимірюється

в сименсах ($\text{См} = \text{Ом}^{-1}$).

3. Сумарний поперечний опір: $T = \sum_{i=1}^n h_i \rho_i$. Його величина вимірюється в

омах, помножених на квадратний метр ($\text{Ом} \cdot \text{м}^2$).

4. Середній поздовжній опір: $\rho_l = H / S = \sum_{i=1}^n h_i / \sum_{i=1}^n h_i / \rho_i$.

5. Середній поперечний опір: $\rho_n = T / H = \sum_{i=1}^n h_i \rho_i / \sum_{i=1}^n h_i$.

6. Коефіцієнт макроанізотропії:

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

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

Напівпростір, на поверхні якого виконуються виміри електромагнітних полів, як правило неоднорідний за електромагнітними властивостями. Виділяють одно- дво- та тривимірні його геоелектричні моделі. *Одновимірна модель* - це середовище, в якому електромагнітні властивості є функцією лише одної просторової координати. Прикладом такої моделі слугує горизонтально-шаровий геоелектричний розріз, властивості якого змінюються лише у вертикальному напрямку. *Двовимірна модель* – це середовище, властивості якого є функцією двох просторових координат. Прикладами такої моделі є досить витягнуті в горизонтальному напрямку структури типу “горсту”, “грабена”, скиду і т.ін. *Тривимірна модель* – це геоелектричний розріз, електромагнітні властивості якого є функцією усіх трьох просторових координат. Прикладом тривимірної моделі може слугувати геологічне середовище з наявними локальними близькими до ізометричної форми тілами (рудними високопровідними включеннями чи навпаки включеннями з досить високим питомим електричним опором). Безперечно, що чим простіша геоелектрична модель, тим простіше її вивчати методами електрометрії.

3.2 Електричні та електромагнітні поля

Електричні та електромагнітні поля, що вивчаються в електророзвідці, можуть бути природного, незалежного від діяльності людини походження та штучно створювані за допомогою джерел, контрольованих людиною.

В практичній електрометрії використовують шість основних типів електромагнітних полів, які відрізняються за генетичними ознаками та мінливістю в часі: *постійне поле штучних джерел, постійне природне поле, поле спричиненої поляризації, гармонійні та неусталені поля штучних джерел, а також природні змінні в часі поля*, до яких відносяться *магнітотелуричне, грозових розрядів та природне імпульсне*. Зупинимося на характеристиці різних типів електромагнітних полів. При цьому увагу звертатимемо, перш за все, на нормальні поля, тобто на поля, створені різними джерелами в однорідному напівпросторі.

Постійне електричне поле штучних джерел. Постійне електричне поле збуджують в землі джерелами постійного струму. Струм вводять в землю за допомогою системи заземлень, до яких підводять живлення від сухих батарей, акумуляторів чи генераторів. Найпростіша система складається із двох заземлень *A* і *B*, під'єднаних проводами до різних полюсів джерела. Через електрод *A* струм надходить в землю, а через електрод *B* – виходить з неї. Електричне поле, яке створюється в землі, як в об'ємному провідникові, являє собою суперпозицію електричних полів двох різнополярних точкових джерел однакової інтенсивності.

Поле однополярного точкового джерела. Припустимо, що в необмеженому однорідному просторі з питомим опором ρ розташоване точкове заземлення, з якого стікає електричний струм сили I (рис. 3.2,а). Прикладом такого точкового заземлення може бути сферичний металевий електрод малих розмірів.

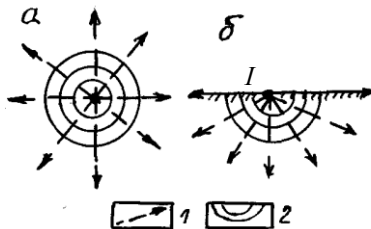


Рисунок 3.2 Електричне поле однополярного точкового джерела в однорідному просторі (а) і напівпросторі (б):

1 – струмові лінії; 2 – екіпотенціальні лінії

Напруженість E стаціонарного електричного поля, створеного у провідному просторі однополярним точковим джерелом, виражається через градієнт потенціалу U ($E = -\text{grad}U$), який в свою чергу, задовольняє рівнянню Лапласа ($\Delta U = 0$). Розв'язок цього рівняння, з урахуванням сферичної симетрії поля, і визначення напруженості E приводить до наступного результату:

$$U = I\rho/4\pi R; \quad E = I\rho/4\pi R^2.$$

Просторова структура електричного поля однополярного точкового джерела досить проста: лінії струму і силові лінії напруженості поля є прямими радіальними лініями, з початком в точці джерела (рис. 3.2,а), а ізоповерхнями (поверхнями рівного потенціалу) є поверхні сфер (лінії напруженості завжди ортогональні ізоповерхням).

При розташуванні точкового джерела на поверхні однорідного провідного напівпростору (в точках границі розділу “земля-повітря”) інтенсивність електричного поля подвоюється, завдяки відбиваючим властивостям ізолятора, яким є повітря (струм I весь розподіляється у нижньому напівпросторі), а отже потенціал і напруженість виражаться:

$$U = Ip/2\pi R; \quad E = Ip/2\pi R^2.$$

Електричне поле двох різнополярних точкових джерел. Розглянемо електричне поле двох точкових електродів A і B , розташованих на поверхні однорідного середовища з питомим опором ρ , які живляться струмами $+I$ і $-I$ відповідно (рис. 3.3,а). Така система, зв'язана в один електричний ланцюг і називається заземленою лінією. Розмір заземленої лінії $AB=2l$. Як видно із рисунка, лінії напруженості електричного поля (вони ж співпадають з лініями струму) є криволінійними (на рисунку пунктирні лінії), а еквіпотенціальні поверхні не є сферичними.

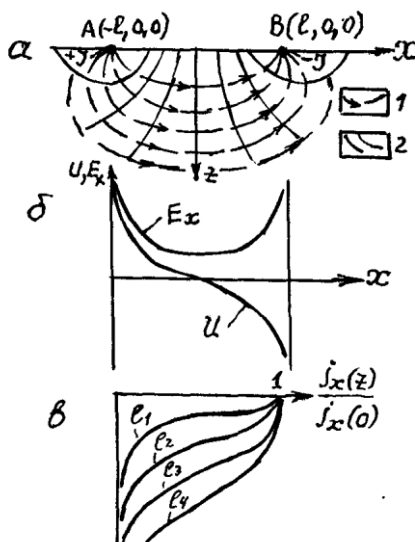


Рисунок 3.3 Електричне поле заземленої лінії:

а – схема розташування електродів і структура поля (1 – струмові лінії, 2 – ізолінії потенціалу); б – графіки потенціалу U і градієнта потенціалу E_x вздовж лінії AB ; в – затухання щільності струму з глибиною

На поверхні землі ($z=0$) потенціал U і напруженість E_x вздовж лінії AB ($y=0$) виражаються:

$$U(x) = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{l+x} - \frac{1}{l-x} \right); \quad E_x(x) = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{(l+x)^2} - \frac{1}{(l-x)^2} \right).$$

Графіки зміни $U(x)$ і $E_x(x)$ уздовж лінії AB представлені на рис. 3.3,б. Вони свідчать, що в середній третині лінії AB електричне поле наближається до однорідного (потенціальна функція майже лінійна, а напруженість мало змінюється). Ця область є найбільш сприятливою для вимірів електричного поля.

На рис. 3.3,в зображене затухання паралельної компоненти відносної щільності струму $j_x(z)/j_x(0)$ вздовж центральної глибинної вісі z при різних піврозмірах l_1, l_2, l_3, l_4 живильної лінії $AB=2l$, причому $l_1 < l_2 < l_3 < l_4$. Співвідношення, що описує це затухання має вигляд:

$$\frac{j_x(z)}{j_x(0)} = \frac{l^3}{[l^2 + z^2]^{3/2}}.$$

Як видно із ілюстрації, швидкість затухання електричного поля з глибиною залежить від розмірів живильної лінії AB . При менших розмірах поле затухає швидше, аніж при більших. Таким чином, глибинність розповсюдження поля, а отже і глибинність дослідження, залежить від розмірів живильної лінії AB . Але на практиці глибинність дослідження залежить не тільки від розмірів живильної лінії, а і від структури геоелектричного розрізу (від співвідношення потужностей і опорів горизонтів). В більшості випадків вона коливається в межах:

$$z_{ef} \approx (0,25 \div 0,1) AB.$$

Електричне поле диполя. Диполем в електророзвідці називають систему із двох різнополярних точкових джерел однакової інтенсивності, розташованих на відстані значно меншій за відстань до точки спостережень. Лінія, на якій розташовані полюси диполя, називається його *віссю*, а лінія, що проходить через центр диполя перпендикулярно вісі – *екваторіальною лінією (екватором)*. Потенціал електричного поля дипольного джерела, розташованого на поверхні однорідного напівпростору, виражається:

$$U = \frac{IAB\rho}{2\pi} \frac{x}{[x^2 + y^2]^{3/2}} = \frac{IAB\rho}{2\pi} \frac{\cos\varphi}{r^2},$$

де AB – розмір диполя, $r = \sqrt{x^2 + y^2}$ – відстань від центра диполя до точки виміру (рознос установки); φ – кут між віссю диполя і радіусом-вектором на точку виміру (полярний кут установки).

Різні компоненти вектора напруженості електричного поля (паралельну E_x , перпендикулярну E_y , радіальну E_r та азимутальну E_φ) отримують, обчислюючи вектор-градієнт потенціалу. Зокрема, паралельна компонента напруженості електричного поля E_x на осі диполя та на екваторі має вигляд:

$$E_x|_{\varphi=0} = \frac{IAB\rho}{\pi r^3}; \quad E_x|_{\varphi=\frac{\pi}{2}} = \frac{IAB\rho}{2\pi r^3}.$$

Просторова структура електричного поля дипольного джерела зображена на рис. 3.4.

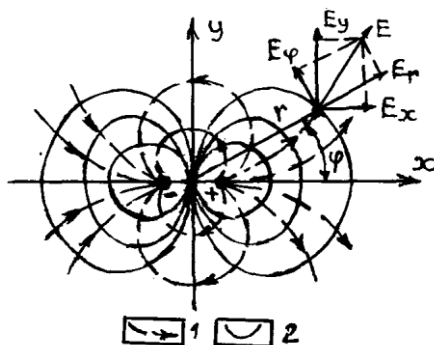


Рисунок 3.4 Електричне поле дипольного джерела
1 – струмові лінії; 2 – ізолії потенціалу

Аналіз глибинної залежності щільності струму електричного поля диполя свідчить про те, що зі збільшенням відстані r затухання щільності струму вздовж глибинної осі z уповільнюється. Отже, маємо ситуацію подібну полю заземленої лінії AB - збільшення відстані до точки виміру r (розносу установки) призводить до зростання глибини проникнення електричного поля, а отже і глибини дослідження.

Природні постійні електричні поля. Природні постійні в часі локальні електричні поля виникають у зв'язку з *дифузійно-адсорбційними, фільтраційними та окислювально-відновними* процесами, що відбуваються у товщі гірських порід.

Дифузійно-адсорбційні електричні поля виникають на границях розчинів солей з різною концентрацією. При цьому, в процесі дифузії іонів з розчину із більшою концентрацією у розчин з меншою виникає різниця потенціалів, завдяки різній швидкості їх руху. Від'ємні іони, як правило, більш рухливі між розчинами. Розчин з пониженою концентрацією набуває заряд, знак якого співпадає зі знаком іона, що має більшу швидкість. Величина різниці потенціалів між розчинами $NaCl$ різних концентрацій C_1 і C_2 , (причому $C_1 > C_2$) може бути визначена за наступною формулою:

$$\Delta U_g = 11,6 \lg \frac{C_1}{C_2} = 11,6 \frac{\rho_2}{\rho_1},$$

де ρ_1 і ρ_2 – питомі електричні опори розчинів. Величина дифузійно-адсорбційних потенціалів не перевищує 15-20 мВ.

Фільтраційні електричні поля виникають у гірських породах в результаті фільтрації в них розчинів. Пористу породу можна уявити як таку, що складається з цілої системи капілярів, по яких фільтрується підземна вода. Завдяки адсорбції іонів на твердих стінках капілярів утримуються іони одного знаку (в більшості негативні) і, в зв'язку з цим, утворюється подвійний

електричний шар. В середині капілярів створюється потік “вільних” дифузних іонів іншого знаку (як правило позитивних). В процесі руху рідини через капіляр (під дією різниці тиску ΔP на його кінцях) в напрямку переміщення води відбувається виніс зарядів і виникає різниця потенціалів ΔU_ϕ .

Інтенсивність і знак потенціалів фільтрації визначається багатьма факторами. Ділянки надходження води у пласт, в якому відбувається фільтрація відмічаються негативними аномаліями (рис. 3.5), а місця розвантаження, виходу води – позитивними. Потенціали фільтрації зростають зі збільшенням перепаду тиску, електричного опору води і оточуючих порід, зі зменшенням потужності покривних утворень та глибини залягання водоносних горизонтів. Їх інтенсивність досягає десятків мілівольт.

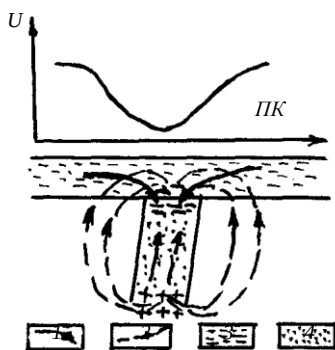


Рисунок 3.5 Природне електричне поле в околі фільтрувального пласта:
1 – напрямок фільтрації підземних вод; 2 – струмові лінії природного поля;
3 – покривні відклади; 4 – фільтрувальний

Окислювально-відновні електричні поля. На родовищах сульфідних поліметалічних залізних руд, графіту і антрациту виникає стрибок потенціалу.

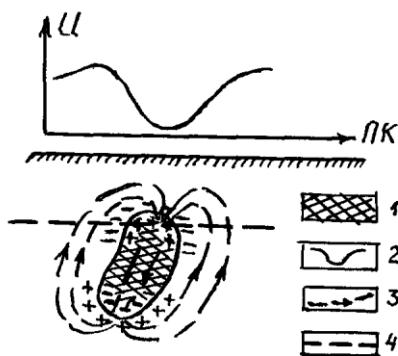


Рисунок 3.6 Природне електричне поле рудного покладу
1 - рудне тіло; 2 - графік потенціалу; 3 - струмові лінії; 4 – рівень підземних вод

Величина потенціалу визначається різними факторами. Різниця значень стрибка потенціалів на різних глибинах і різних ділянках рудного тіла є причиною утворення природного електричного поля. Виникнення і тривале існування цих полів пояснюється різними потенціало-визначальними факторами.

На сульфідних родовищах основними факторами, що спричинюють появу природних електричних полів, є окислювально-відновні хімічні реакції. Верхня частина рудного покладу, як правило, розташована в зоні активної вертикальної циркуляції багатих киснем і вуглекислотою інфільтрованих атмосферних вод. Під впливом цих вод рудні мінерали окислюються. В нижніх, більш глибоких частинах покладу підземні води застійні, багаті сірководнем, лугами. Тут відбуваються або нейтральні, або відновні хімічні реакції.

В зв'язку з тим, що окислювальні реакції супроводжуються вивільненням електронів, а відновні – їх приєднанням, то верхня частина рудної поклади набуває позитивного потенціалу, а нижня – негативного. Всередині рудного тіла виникне електричний струм, спрямований зверху вниз. В оточуючому рудне тіло середовищі виникне протилежний розподіл електричних зарядів: біля верхньої частини рудного тіла сконцентруються негативні іони (катіони), а біля нижньої – позитивні (аніони). В результаті у зовнішньому середовищі потече струм, направлений знизу вгору (рис. 3.6). Отже, створюється природний гальванічний елемент з постійним електричним полем в оточуючому середовищі.

Якщо розчини підземних вод мають високу окислювально-відновну активність і значну концентрацію, то може виникнути природна різниця потенціалів між верхнім і нижнім горизонтами вод, а рудне тіло, яке є хорошим провідником, може слугувати лише для переносу електронів від відновників на глибині до окислювачів зверху, не приймаючи безпосередньої участі в електрохімічних процесах. Так, вочевидь, утворюються природні електричні поля в пластах графіту і антрациту, які самі в хімічному відношенні є досить інертними.

Інтенсивність і структура окислювально-відновних полів визначається як рівнем окислювально-відновної активності, так і розмірами рудних тіл, глибиною їх залягання, структурно-текстурними особливостями вміщуючих порід, морфотектонічними, гідрогеологічними і кліматичними особливостями. Амплітуда окислювально-відновних природних електричних полів може досягати значень сотень і навіть 1200 мВ.

Електричне поле спричиненої поляризації. Спричиненою поляризацією називають виникнення поверхневих і об'ємних зарядів в гірській породі при пропусканні через неї постійного і низькочастотного змінного електричного струму. Встановлено, що спричинена поляризація може виникати лише в багатокомпонентному середовищі, яке складається із твердої речовини та рідини-електроліту. В результаті активізації електрокінетичних та електрохімічних процесів на фазових границях в гірських породах утворюється вторинна електрорушійна сила (ЕРС), яка після вимкнення струму не зникає миттєво. Це вторинне поле і називають полем спричиненої поляризації (СП). Під час перебігу електричного струму воно додається до первинного поляризованого поля і на поверхні землі спостерігається сумарний ефект, а при вимкненні струму відбувається процес спаду поля СП в "чистому вигляді".

Значення поля спричиненої поляризації, як і сам процес спаду, залежить від фізичних властивостей гірських порід. Особливо процеси СП виразно проявляються в зонах розповсюдження сульфідних зруденінь та графітизованих геологічних утворень.

В іонопровідних породах головною причиною виникнення полів СП є *дифузійні процеси*, зумовлені різною рухливістю іонів в електричному полі та її залежністю від структури порового простору; а також мембранною дією глинистих плівок на іони. На контактних поверхнях електроліту з електронними провідниками СП зумовлена *електрохімічними процесами*, відомими під назвою *електролітичної поляризації* (процесами подібними тим, що відбуваються в акумуляторних батареях під час їх зарядки). Багато гірських порід тією чи іншою мірою вміщують електропровідні мінерали. В цьому випадку ефекти СП зумовлюються сукупністю відмічених процесів. Після вимкнення електричного струму у вимушено поляризованому середовищі відновлюється порушена рівновага.

При слабких струмах ($j \approx 10\text{--}100 \text{ мкА/м}^2$), що, зазвичай, мають місце в електророзвідці, спричинена поляризація лінійно залежить від щільності струму, а її електрорушійна сила $E_{СП}$ пропорційна напруженості поляризаційного поля E :

$$E_{СП} = \eta E,$$

де η – коефіцієнт пропорційності, який називається поляризованістю гірських порід. Він характеризує здатність гірських порід поляризуватися під час перебігу електричного струму.

Загальну щільність струму j в будь-якій точці поляризованого середовища можна виразити у вигляді суми двох протилежних струмів – поляризаційного $j_{п}$ та спричиненої поляризації $j_{СП}$:

$$j = j_{п} - j_{СП} = (E - E_{СП}) / \rho = E / \rho^*,$$

де $\rho^* = \rho / (1 - \eta)$. Таким чином, поляризовані породи можна характеризувати або двома параметрами ρ і η , або одним ρ^* , який можна тлумачити як питомий опір поляризованого середовища. Електричні поля точкового джерела, заземленої лінії та диполя у поляризованому середовищі будуть виражатися такими ж співвідношеннями, як і для неполяризованого з тією лише відмінністю, що в них замість ρ буде фігурувати питомий опір поляризованого середовища ρ^* .

Із формули для $E_{СП}$ випливає, що

$$\eta = E_{СП} / E = \Delta U_{СП} / \Delta U,$$

де $\Delta U_{СП}$ і ΔU – різниці потенціалів СП і поляризаційного поля відповідно.

Як свідчать експериментальні виміри, ефекти СП проявляються і в змінних електричних полях інфранизької частоти ($f < 20 \text{ Гц}$). На частотах, що перевищують 20 Гц, ефекти СП практично відсутні. Прояв спричиненої поляризації виражається в наявності частотної дисперсії питомого електричного опору, що призводить до зсуву фаз між електричним струмом джерела живлення і вимірюваною у поляризованому середовищі напруги.

Гармонійні електромагнітні поля.

Загальна характеристика. В методах електророзвідки на змінному струмі часто використовують гармонійні поля, тобто поля, характеристики котрих

(напруженості, щільність струму, потенціал) змінюються в часі за законом косинуса чи синуса, наприклад

$$H = |H| \cos(\omega t - \psi_H); \quad E = |E| \cos(\omega t - \psi_E),$$

де H і E – миттєві напруженості магнітного і електричного полів у фіксований час t ; $|H|$, $|E|$ – максимальні амплітудні значення напруженостей (модулі); $\omega = 2\pi f$ – кругова частота (кількість періодів коливань за 2π секунд); f – частота коливань в Гц ($f = 1/T$, де T – період коливання); ψ_H , ψ_E – початкові фази коливань магнітного і електричного полів.

Основною характеристикою середовища, що має питому провідність $\gamma = 1/\rho$, абсолютні діелектричну $\varepsilon = \varepsilon_0 \cdot \varepsilon_r$ та магнітну $\mu = \mu_0 \cdot \mu_r$ проникності ($\varepsilon_0 = 10^{-9}/36\pi$ Ф/м, $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м – абсолютні діелектрична і магнітна проникності вакууму; ε_r і μ_r – відносні проникності середовища) і по якому протікає змінний струм, є комплексне хвильове число k :

$$k = \sqrt{-i\omega\gamma\mu - \omega^2\mu\varepsilon} = b - ia.$$

Коефіцієнти b і a називаються відповідно *коефіцієнтом затухання* та *фазовим коефіцієнтом*. Перший характеризує інтенсивність затухання електромагнітної хвилі, а другий – її фазову швидкість розповсюдження v_ϕ та довжину λ :

$$v_\phi = \omega / a, \quad \lambda = 2\pi / a.$$

Для *хвильових* електромагнітних полів (високі частоти і слабопровідне середовище), у яких відношення $\gamma/\omega\varepsilon \ll 1$, коефіцієнти b і a хвильового числа, а також фазова швидкість розповсюдження та довжина хвилі виражаються:

$$b = (\gamma/2)\sqrt{\mu/\varepsilon}, \quad a = \omega\sqrt{\mu\varepsilon}, \quad v_\phi = v_0 / \sqrt{\mu_r\varepsilon_r}, \quad \lambda = \lambda_0 / \sqrt{\mu_r\varepsilon_r},$$

де $v_0 = 1/\sqrt{\mu_0\varepsilon_0} = 3 \cdot 10^8$ м/с, $\lambda_0 = v_0 T$ – відповідно швидкість світла та довжина електромагнітної хвилі у вакуумі. В ізоляторі ($\gamma=0$) коефіцієнт $b=0$, отже затухання електромагнітної хвилі відсутнє.

Для *квазістаціонарних* електромагнітних полів (низькі частоти, провідне середовище), у яких $\gamma/\omega\varepsilon \gg 1$, маємо:

$$b = a = \sqrt{\omega\gamma\mu/2}, \quad v_\phi = \sqrt{2\omega\rho/\mu}, \quad \lambda = 2\pi\sqrt{2\rho/\omega\mu}.$$

Принциповою відмінністю квазістаціонарного поля від хвильового є присутність у ньому частотної дисперсії (залежності від частоти) коефіцієнта затухання b і фазової швидкості, що пов'язане із суттєвим переважанням процесів поглинання енергії електромагнітного поля середовищем над процесами її випромінювання.

Для гармонійних електромагнітних полів властиве таке явище як *поляризація*. Вид поляризації поля встановлюється по формі тієї лінії, вздовж якої рухається кінець вектора у просторі за період коливання. Якщо такою лінією є лінія еліпса, то поле має *еліптичну поляризацію*. Коли ж за період коливання вектор напруженості поля практично не змінює своєї просторової

орієнтації, рухаючись вздовж прямої лінії, то таке гармонійне електромагнітне поле має *лінійну поляризацію*.

Плоске гармонійне електромагнітне поле. Найбільш просте за своєю структурою є плоске гармонійне електромагнітне поле. *Плоским полем* називається поле, параметри якого залежать тільки від однієї просторової координати, яка й визначає напрямок його розповсюдження. Дослідження такого електромагнітного поля в однорідному просторі свідчить, що воно має лише дві взаємно ортогональні компоненти електричного (E_x) і магнітного (H_y) поля, поляризовані в площині перпендикулярній напрямку розповсюдження:

$$E_x(z, \omega) = H_y(0) Z e^{-kz}; \quad H_y(\omega, z) = H_y(0) e^{-kz},$$

де $H_y(0)$ – магнітне поле в точках поверхні напівпростору; k – комплексне хвильове число; Z – вхідний імпеданс (або просто імпеданс) плоскої гармонійної хвилі.

Фізична сутність вхідного імпедансу полягає в тому, що він являє собою комплексний опір, який чинить середовище електричному струму. За відомим модулем імпедансу $|Z| = \sqrt{\omega \rho \mu}$, можна визначити питомий опір напівпростору:

$$\rho = |Z|^2 / \omega \mu.$$

Фаза комплексного імпедансу плоского квазістаціонарного гармонійного електромагнітного поля в однорідному середовищі $\varphi_Z = -\pi/4 = -45^\circ$.

Аналіз співвідношень для E_x і H_y свідчить, що плоска гармонійна хвиля поляризована лінійно і у провідному напівпросторі розповсюджується з експоненціальним затуханням (рис. 3.7), причому швидкість затухання залежить від значення коефіцієнта затухання b (затухання пропорційне e^{bz}). Оскільки коефіцієнт b для квазістаціонарних полів залежний від частоти, то і глибина проникнення вихрових струмів також залежить від частоти коливань (або періоду чи довжини хвилі) – зі збільшенням частоти (зменшенням періоду чи довжини хвилі) зменшується глибина проникнення електромагнітного поля. Ця властивість поля називається *скін-ефектом*.

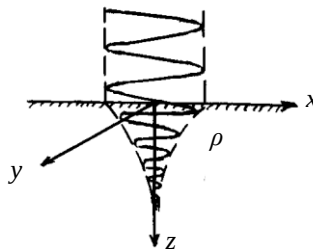


Рисунок 3.7 Затухання плоского гармонійного поля з глибиною у провідному напівпросторі

Ефективною глибиною Z_{ef} розповсюдження гармонійного електромагнітного поля вважається інтервал, на якому амплітуда поля зменшиться в кілька раз.

$$z_{ef} = \frac{1}{b} = \sqrt{\frac{2\rho}{\omega\mu}} = \frac{10^3}{2\pi} \sqrt{\frac{10T\rho}{\mu_r}} [\text{м}] \approx 0,5 \sqrt{\frac{T\rho}{\mu_r}} [\text{км}].$$

Цей параметр називається *потужністю скін-шару*.

Гармонійні електромагнітні поля дипольних джерел. Більш складними за своєю структурою є електромагнітні поля штучних (контрольованих) гармонійних джерел. Існує два типи збудження гармонійних електромагнітних полів – *гальванічний та індукційний*. В обох способах для збудження застосовують спеціальні генератори змінного струму. В гальванічному способі джерелом-збудником є лінія АВ, заземлена на кінцях, в індуктивному – незаземлений контур-петля. І лінія, і петля під'єднуються до генератора змінного струму. При малих розмірах лінії АВ і контура-петлі в порівнянні з відстанню до точки виміру ці джерела-збудники представляють собою фактично гармонійні *електричний та магнітний диполі*.

При *гальванічному* збудженні в землі протікає електричний струм тієї ж частоти, що і ЕРС на записках генератора і практично з тією ж фазою. Окрім цього, струм у проводах, що з'єднують заземлення А і В з генератором, створює гармонійне магнітне поле, яке індукуює в землі вторинне електричне поле. Останнє, в свою чергу, створює вторинне магнітне поле, зміщене по фазі відносно первинного на $\pi/2$. Таким чином, на поверхні землі ми реєструємо сумарне електричне (гальванічне та індуктивне) і магнітне (первинне і вторинне, спричинене індукованими струмами) поля.

При *індуктивному* збудженні гармонійне первинне магнітне поле, створене незаземленим контуром, індукуює електричний струм в землі, який, в свою чергу, зумовлює появу вторинного магнітного поля. На поверхні землі реєструється суперпозиція первинного і вторинного магнітних полів та індуковане електричне поле.

Існує два види збудження, що передаються в точку виміру різними шляхами. *Збудження першого роду* – це збудження, яке зумовлене повітряною магнітною хвилею, що розповсюджується від джерела подібно радіохвилі. Вона в кожній точці денної поверхні збуджує вихрові електричні струми, які розповсюджуються на глибину. Глибина їх проникнення залежить від частоти завдяки розглянутому вище явищу *скін-ефекту*.

Збудження другого роду розповсюджується безпосередньо від джерела в провідних горизонтах. В напрямку розповсюдження електромагнітне поле затухає. Швидкість його затухання також залежить від частоти.

Аналіз полів свідчить, що в *ближній зоні* (малі відстані до точки спостереження і низькі частоти) проявляється значна перевага первинних полів джерел над вторинними індукційними полями. В *дальній зоні* (значні відстані і високі частоти) навпаки – переважають індукційні ефекти.

Радіохвильове поле Землі. Поряд з полями локальних джерел в електророзвідці використовують електромагнітне поле широкомовних, навігаційних і сигнальних радіостанцій у довгохвильовому (150-450 кГц) і наддовгохвильовому (10-30 кГц) діапазонах. Радіостанції випромінюють вертикально поляризовані хвилі. Завдяки відтоку енергії в землю фронт хвилі поблизу границі розділу "земля-повітря" дещо нахилений до горизонту, внаслідок чого виникає невелика горизонтальна (радіальна) складова електричного поля (рис. 3.8).

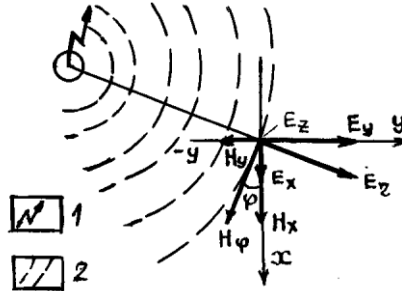


Рисунок 3.8 Радіохвильове поле Землі
1 – джерело радіохвиль; 2 – фронт хвилі

Таким чином, радіохвиля, що розповсюджується уздовж поверхні землі, характеризується складовими E_r , E_z , H_ϕ , (r – напрямок на радіостанцію). Нахил фронту хвилі тим значніший, чим вищий імпеданс $Z = E_r/H_\phi$ провідного напівпростору. При дослідженнях можна вимірювати горизонтальні компоненти електромагнітного поля та елементи еліпса його поляризації. Величина модуля імпедансу на частотах наддовгохвильового діапазону дає змогу обчислювати ефективний (позірний) опір верхньої частини розрізу: $\rho_p = (\omega\mu)^{-1} |E_r/H_\phi|^2$.

Неусталене електромагнітне поле. Неусталеним електромагнітним полем називають поле перехідних процесів, які виникають в землі при миттєвій (стрибоподібній) чи імпульсній зміні струму в джерелі збудження. Фізична сутність перехідних процесів полягає в тому, що у провідних середовищах енергетичні зміни електромагнітних полів при їх переході із одного усталеного стану в інший миттєво відбуватися не можуть. Для таких енергетичних змін необхідний певний час.

В силу різкої зміни магнітної індукції при миттєвій зміні струму в джерелі збудження (так *зване збудження по Хевісайду*) у провідному середовищі утворюється вихрове змінне електромагнітне поле, структура і частотний спектр якого безперервно змінюються у часі і просторі. Імпульсне збудження так само, як і у випадку гармонійного електромагнітного поля, передається в точку спостереження двома шляхами – по повітрю (*збудження першого роду*) і по землі (*збудження другого роду*). При цьому, на ранній стадії перехідного процесу в частотному спектрі переважають високі гармоніки, внаслідок чого (завдяки скін-ефекту) вихрові струми концентруються біля поверхні провідного середовища у відносно локальній області. В цей період поле несе інформацію переважно про верхню частину розрізу. Поступово з часом високочастотна частина поля затухає, внаслідок поглинання енергії середовищем, і зростає роль низькочастотних гармонік. Останні мають здатність проникати глибше, а тому вони несуть інформацію про більш глибокі геоелектричні горизонти. В добре провідних зонах і об'єктах, наприклад в рудних тілах, при миттєвій зміні зовнішнього збуджувального магнітного поля також індукуються інтенсивні вихрові струми, які створюють аномальні магнітні поля.

В пізній стадії перехідного процесу локальні електричні струми практично повністю затухають, а неперервна взаємодія магнітних полів нижніх і верхніх горизонтів провідного напівпростору призводить до поступового вирівнювання поля з глибиною (збільшується його глибинна однорідність) і рівномірного розподілу струмів у просторі. В геоелектричних розрізах, основою яких є ізолятор, неусталене поле в пізній стадії перехідного процесу буде залежати від сумарної позовдвжньої провідності S розрізу.

Тривалість перехідного процесу залежить від електричної провідності γ і магнітної проникності μ порід, а також від відстані r точки спостереження до джерела збудження. На малих відстанях і в породах з високим питомим опором поле установлюється досить швидко (за десятки і соті долі секунди і навіть швидше). З ростом γ, μ і r тривалість перехідного процесу зростає. На значних віддальх (в дальній зоні) цей процес може тривати від декількох секунд до десятків секунд, навіть 1 хвилини і більше (у високопровідних розрізах).

Отже можна відмітити, що вивчаючи становлення поля в часі можна виконувати електромагнітне зондування розрізу, визначати його сумарну позовдвжню провідність, а також виявляти в ньому об'єкти з підвищеною чи зниженою провідністю.

Природні змінні в часі електромагнітні поля. До цих полів відносяться магнітотелуричне (МТ-поле), поле грозових розрядів та природне імпульсне електромагнітне поле Землі (ПІЕМПЗ).

Магнітотелуричним називають природне змінне в часі електромагнітне поле Землі космічного походження. Спостереження магнітного поля Землі свідчать про те, що його величина і напрямок постійно змінюються. Ці зміни отримали назву *варіацій геомагнітного поля*. Розрізняють два види варіацій: варіації зумовлені внутрішнім джерелом (вікові варіації), і варіації спричинені зовнішнім джерелом. Перші варіації мають періоди від багатьох років до багатьох століть. Вони пов'язані з процесами, що відбуваються в глибинних шарах Землі – земному ядрі. Геомагнітні варіації, зумовлені зовнішнім джерелом, мають періоди від часток секунд до 11 років. Вони викликані процесами, що відбуваються зовні Землі – в навколоземному космічному просторі.

Згідно законам електромагнітної індукції варіації геомагнітного поля збуджують в Землі змінне електромагнітне поле, а отже і електричний струм. Величина цього струму тим більша, чим швидше змінюється в часі магнітне поле. Вікові геомагнітні варіації практично не спричиняють появу електричного струму, в зв'язку з надто повільною зміною їх у часі. В той же час варіації, зумовлені зовнішнім джерелом, можуть збуджувати в Землі досить сильні струми, які цілком можуть бути зареєстровані. Ці струми отримали назву *телуричних струмів* (від латинського слова *tellurus* - Земля). В цілому поле геомагнітних варіацій та телуричних струмів і називається *магнітотелуричним полем*.

Природа магнітотелуричного поля тісно пов'язана з процесами, що відбуваються на Сонці. Сонце безперервно викидає в космічний простір потужні потоки заряджених часток – корпускул, які утворюють так званий *сонячний вітер*. Основна причина збурення геомагнітного поля Землі, за сучасними уявленнями, якраз пов'язана з існуванням сонячного вітру і

процесами, що відбуваються при взаємодії сонячного вітру з магнітним полем Землі (з її магнітосферою) та іоносферою.

Існують декілька типів варіацій магнітотелуричного поля. В електрометрії в основному використовуються так звані *геомагнітні пульсації*, що називаються також *короткоперіодними коливаннями* (КПК) з періодом від часток секунди до перших сотень секунд. Короткоперіодні коливання являють собою квазіперіодичні коливання електромагнітного поля, зумовлені складними процесами взаємодії сонячного вітру з магнітосферою. Вони бувають *стійкі* чи *постійні* (P_c) і *нерегулярні* (*іррегулярні*) *пульсації* (P_i). Перші мають вигляд хвилових пакетів, що швидко ідуть один за одним, в результаті чого складається враження неперервного режиму коливань на протязі декількох годин. Не дивлячись на недостатність в наших знаннях про інтенсивність і геометрію джерел пульсацій ці варіації можуть бути з успіхом застосовані для вивчення геологічної будови Землі. При аналізі варіацій МТ-полів виходять з моделі плоского електромагнітного поля, розглянутої вище.

Окрім низькочастотних полів космічного походження в Землі існують електромагнітні поля, що характеризуються відносно високими (3 кГц-10 кГц) частотами. Їх виникнення спричинене, в основному, *грозовою активністю*. Грозовий розряд між хмарами чи хмарою і землею являє собою типовий електричний диполь великої потужності. Підраховано, що кожен секунду в землю б'є біля 100 блискавок. А тому поле грозових розрядів існує практично постійно. На достатньо великій віддалі від центру грозових розрядів первинне поле можна уявити у вигляді плоскої хвилі, що розповсюджується вздовж земної поверхні. Виміри цього поля несуть інформацію про властивості земних надр і використовуються, в основному, при геологічному картуванні.

В останній час значну увагу приділяють вивченню так званих природних імпульсних електромагнітних полів Землі (ПІЕМПЗ), що генеруються верхньою частиною геоелектричного розрізу. Відомо, що гірські породи (особливо у верхній частині розрізу) знаходяться під постійною дією механічних напружень, що призводить до постійної зміни в мікроструктурі цих порід – раптові появи мікротріщин, їх зникнення, мікрозміщення і т. ін. Ці структурні мікроперебудови супроводжуються генерацією (емісією) імпульсних електромагнітних полів. Інтенсивність такої емісії, яка вимірюється кількістю імпульсів в одиницю часу, залежить від інтенсивності і масштабу мікроструктурних змін в гірських породах, що, в свою чергу, залежить від інтенсивності механічних напружень і динамічних процесів, які відбуваються в них. Природні імпульсні електромагнітні поля Землі з успіхом використовуються для вирішення задач вивчення зсувних процесів, а також при інженерно-технічному дослідженні територій, відведених під будівництво житлових та технічних споруд.

3.3 Класифікація методів електророзвідки

В електророзвідці налічується більше п'ятдесяти різних методів і модифікацій, призначених як для глибинних досліджень, так і для вивчення верхньої частини розрізу. Через багатоманітність способів електророзвідки можна розділити на класи, групи, методи і модифікації. Всі методи електророзвідки можна поділити на три класи:

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

II. *Методи зондування*, які спрямовані на вивчення горизонтально-однорідних шаруватих геоелектричних розрізів і їх розчленування по вертикалі на певній ділянці профілю.

III. *Підземна (об'ємна) електророзвідка*, в якій об'єднані методи, що вивчають простір між гірськими виробками, свердловинами і землею поверхнею.

Під *методом* розуміється спосіб електророзвідки, який відрізняється прирідною досліджуваного поля чи способом його створення, частотним чи часовим діапазоном вимірюваних полів, методикою і технікою виконання робіт, особливостями інтерпретації і вирішуваних задач. *Модифікації* – це різні варіанти методу електророзвідки, що відрізняються методикою вимірів поля, інколи апаратурою і місцем проведення робіт. Основні групи і методи електророзвідки в них наступні.:

1. *Методи постійного струму*, засновані на вивченні постійних, а також низькочастотних (до 20 Гц) змінних електричних (рідко магнітних) полів, для яких справедлива теорія постійних полів. До них відносяться різні модифікації *електричного профілювання* (ЕП) в залежності від виду використовуваних установок: симетричні (СЕП), дипольні (ДЕП), комбіновані (КЕП), серединного градієнту (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 інші. 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 відноситься метод природного поля (ПП) чи поляризації самочинної (ПС), який використовує природні електричні поля, що вимірюються не тільки на поверхні, але і у підземних виробках, свердловинах (модифікації ППП і ППС). До цієї групи методів відноситься також метод спричиненої поляризації (СП), заснований на вивченні штучного неусталеного поля електрохімічної природи. Модифікаціями СП є: електричні профілювання на постійному струмі (ЕП-СП) та змінному струмі з вимірами амплітудних і фазових частотних характеристик (СПЧ, СПФ), вертикальні електричні зондування (ВЕЗ-СП), свердловинні спостереження (СПС). Близькі за природою є контактний і безконтактний способи поляризаційних кривих (КСПК та БКСПК) та метод часткового вилучення металу (ЧВМ).

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

а). *Магнітотелуричні методи*, які засновані на вимірах варіацій (змін в часі) природних електромагнітних полів космічного походження (магнітотелуричних полів). До них відносяться магнітотелуричні зондування (МТЗ) та профілювання (МТП), комбінованого магнітотелуричного

профілювання (КМТП), методи телуричних струмів (МТС), магнітоваріаційного зондування та профілювання (МВЗ та МВП).

б). *Низькочастотні електромагнітні індуктивні методи з контрольованими джерелами*, що базуються на вимірах полів контрольованих (штучних) джерел, або гармонійних ($f < 10$ кГц), або неусталених, що виникають при імпульсному збудженні. В класі зондувань до них відносяться частотні електромагнітні зондування (ЧЕМЗ, або ЧЗ) та зондування становленням поля (ЗСП, або ЗС). В свою чергу метод ЗСП має свої модифікації такі, як зондування становленням поля в дальній і ближній зонах джерела (ЗСДЗ і ЗСБЗ, або ЗСД і ЗСБ). Модифікацію ЗСБЗ часто називають зондуванням методом перехідних процесів (ЗМПП). До класу профілювань відносяться 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 відносяться методи, що використовують високочастотні гармонійні поля ($10 \text{ кГц} < f < 300 \text{ МГц}$): радіохвильове профілювання чи радіокомпараційна зйомка на довгих (ДХ-РК) і наддовгих (НДХ-РК) хвилях, радіохвильове зондування (РХЗ) і метод радіохвильового просвічування (МРХП). В цю групу входить також імпульсний метод радіолокації (ІМР) чи радіолокаційне зондування (РЛЗ), що використовує імпульсне поле.

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

3.4 Електророзвідувальна апаратура

В різних методах електророзвідки реєструються штучні чи природні, постійні чи змінні електромагнітні поля. В методах, заснованих на вивченні штучних полів, використовуються установки для збудження поля і апаратура для вимірів (реєстрації) полів, що вивчаються. Для виконання робіт методами природного поля та магнінотелуричними в принципі необхідна тільки вимірювальна установка.

Електророзвідувальну апаратуру ділять на *переносну (портативну)* та *електророзвідувальні станції*. Переносна апаратура має невеликі розміри і малу масу, її використовують при вивченні геоелектричного розрізу на невеликі глибини (до 3 км). В електророзвідувальних станціях вимірювальна апаратура стаціонарно облаштовується в кузові автомобіля, як правило підвищеної прохідності. В комплект електророзвідувальної станції входить також джерело живлення (генератор), який розміщується в кузові іншого автомобіля.

Виміри електричних сигналів можуть виконуватись *компенсаційним*, *автокомпенсаційним* та *компараційним* способами. Найпростіша схема вимірів, що забезпечує відносно високий вхідний опір вимірювального приладу, є компенсаційна. Робота такої схеми зводиться до зрівнювання вимірюваної різниці потенціалів ΔU відомою компенсаційною різницею потенціалів $U_K = i_K R_K$. Вона створюється на каліброваному опорі R_K при

пропусканні через реостат струму i_k від гальванічного елементу. Момент компенсації фіксується гальванометром по відсутності електричного струму у первинному ланцюзі. Нині ця схема вимірів є історією і практично в електророзвідці не використовується.

В практиці електрометричних досліджень часто використовується *автокомпенсаційна схема*, основу якої складає підсилювач з від'ємним зв'язком. В ній компенсація досягається автоматично, а різниця потенціалів визначається шляхом безпосереднього відліку з приладу. Вимірювана різниця потенціалів ΔU подається в первинний контур на вхід підсилювача і послідовно з ним на опір R_k , який під'єднаний як у первинний, так і вторинний контур цього ж підсилювача. Завдяки глибокому від'ємному зв'язку підсилювача напруга на його виході створює у вторинному контурі такий струм i_k , який забезпечує падіння напруги на опорі R_k , рівне вимірюваній напрузі ($i_k R_k \approx \Delta U$), але протилежне за знаком. Автоматично настає момент компенсації, а компенсаційний струм i_k , значення якого показує міліамперметр, буде пропорційним вимірюваній напрузі ΔU .

Сутність *компараційного способу* вимірів різниці потенціалів зводиться до порівняння вимірюваної різниці потенціалів з відомою напругою, що виробляється джерелом градуовальної напруги (ДГН) при роботах на постійному струмі чи генератором опорної напруги (ГОН) при роботах на змінному струмі. Подача градуовальної напруги на схему без зміни опорів заземлення і параметрів схеми дозволяє визначити ціну одиниці виміру.

При створенні радіоелектронних електрометричних приладів існують два основних підходи – аналоговий і цифровий. При *аналоговому* підході досліджуваний сигнал підсилюється (частіше за все за напругою), проходить необхідні перетворення (активні і пасивні фільтри, наприклад RC - ланцюжки, LC – ланцюжки, гіратори, модуляцію – демодуляцію), потім виводиться в аналоговому вигляді (на стрілочний індикатор чи осцилограф). Управління апаратурою в цьому випадку також виконується аналоговим способом (змінні резистори, конденсатори і т.п.).

При *цифровому* підході вихідний сигнал цифрується через певні проміжки часу (ці проміжки називаються періодом опитування). Цифровка полягає в зображенні амплітуд вихідного сигналу у двійчатій формі. Всі наступні перетворення сигналу (фільтрація, спектральний аналіз, зберігання інформації) можуть виконуватися за допомогою цифрових елементів (процесори, пристрої зберігання інформації і т. ін.). Управління апаратурою у цьому випадку може здійснюватися за програмно формованими цифровими командами.

Як правило, в сучасній апаратурі обидва ці підходи поєднуються. При вимірах сигнал аналоговим чином підсилюється, інколи фільтрується, потім цифрується. В генераторних установках цифрові команди управляють потужними аналоговими комутованими пристроями.

Класи електророзвідувальної апаратури. Всю електророзвідувальну апаратуру можна розділити на наступні основні класи: *генератори, датчики поля і вимірювачі*.

Генератори. Більшість методів електророзвідки (ВЕЗ, ДЕЗ, ЕП, ЧЕМЗ, ЗСП) за збудника первинного поля використовують штучні джерела. Основними характеристиками генераторних установок є наступні: форма збуджуваного

сигналу (постійний струм, гармонійний струм, прямокутні імпульси, меандр і т.ін.); тип збудника поля (заземлений електричний диполь, індукційний контур - петля або вертикальний магнітний диполь, антена); максимальна сила струму і напруги у вихідному контурі; 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 у вихідному контурі. Цього можна досягнути методично - зменшуючи опір заземлення, чи апаратно – змінюючи вихідну напругу.

Загальна блок-схема генераторних установок має наступний вигляд (рис. 3.9). Перетворювач напруги забезпечує підтримку необхідної напруги у вихідному ланцюзі в залежності від зміни параметрів збудника поля через ланцюг зворотного зв'язку, або за командами з пульта управління (як аналогового так і цифрового). Комутатор забезпечує необхідну форму і частоту вихідного сигналу під управлінням задавального генератора. Збудник поля перетворює електричну енергію в необхідну складову електромагнітного поля – електричну чи магнітну (це безпосереднє джерело поля).

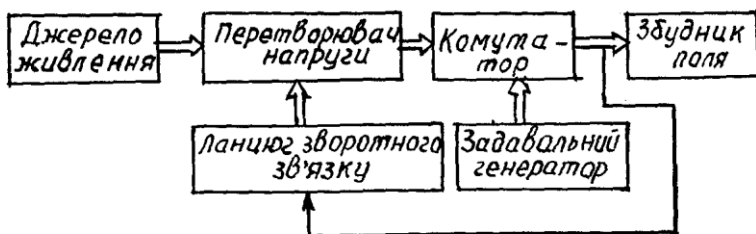


Рисунок 3.9 Загальна блок-схема генераторних установок

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

Для реєстрації змінних у часі височастотних 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 в котушках чи рамках електрорушійна сила (ЕРС).

Для реєстрації низькочастотних магнітних полів застосовують *кварцові магнітometri*. Чутливим елементом магнітметра є магніт із дзеркальцем, що обертається на кварцовій нитці. Світловий потік відбивається від дзеркальця і попадає на прозору призму під кутом, що залежить від інтенсивності магнітного поля. Після заломлення у призмі світловий потік попадає на фотодіоди, на яких з'являється різниця потенціалів. Інтенсивність

світлового потоку, а отже і значення різниці потенціалів на фотодіодах, залежить від інтенсивності магнітного поля.

Реєстрацію електричного поля виконують за допомогою *заземленої лінії MN (електричного диполя)*. Для усунення впливу власної поляризації електродів застосовуються неполяризовані електроди (мідний стрижень в розчині мідного купоросу або графітовий стрижень у графіті). Окрім того, в методах опору з цією ж метою застосовується низькочастотний струм типу меандр. Для вимірів електричних компонент змінних електромагнітних полів Землі крім електричних диполів, можуть застосовуватися також безконтактні ємнісні датчики. У датчиків такого типу дуже високий опір. Досить високочастотне електричне поле може реєструватися за допомогою антен.

Вимірювачі. Це прилади, які призначені для реєстрації електромагнітного поля як штучного, так і природного походження. Загальна схема побудови вимірювальної апаратури наведена на рис. 3.10.

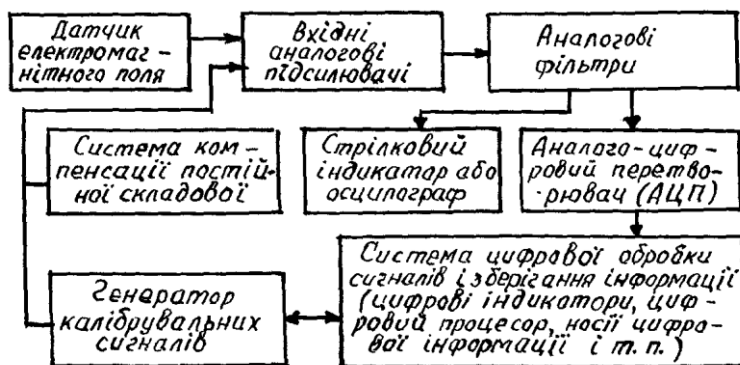


Рисунок 3.10 Загальна блок-схема електророзвідувальних вимірювачів

Основні характеристики вимірювачів наступні: форма сигналів та компоненти поля (тип датчиків), що реєструються; кількість каналів; вхідний опір підсилювачів; чутливість каналів; динамічний діапазон; діапазон частот (чи часових параметрів); наявність вбудованих аналогових фільтрів; тип індикатора (стрілочний, цифровий); для цифрової апаратури – період опитування (частота дискретизації); наявність вбудованих носіїв інформації і їх ємність; можливість автоматизованої обробки даних; джерело живлення.

Спеціалізація апаратури за групами методів. В сучасній електророзвідці вимірювальна апаратура може бути вузько спеціалізована, що пов'язано з особливостями методик вимірів. Виділимо декілька класів апаратури з прикладами конкретних пристроїв. При цьому немає сенсу наводити їх принцип дії та технічні характеристики, адже методологічні і конструктивні підходи при створенні апаратури, як і технічні показники, весь час змінюються і вдосконалюються.

1. Апаратура, призначена для вимірів *методами постійного струму*: електричного профілювання, зондування та зарядженого тіла (АЭ-72, АНЧ-ЗЮ, ЭИН-204, ЭРА). Тут виникає проблема компенсації власних електродних потенціалів. Вона вирішується введенням ручної чи автокомпенсації (АЕ-72),

або ж роботою на низькочастотному сигналі типу меандр, що не призводить до відчутного впливу індукційних ефектів (АНЧ-3, ЭРА, ЭИН-204). Ця апаратура відноситься до переносної.

2. Переносна апаратура, призначена для *електрохімічних методів* ПП та СП (АЕ-72, ЭРА). В цих методах проблема власної різниці потенціалів електродів вирішується застосуванням неполяризованих електродів.

3. Апаратура, призначена для часових вимірів *неусталених полів* в методах ЗСП (КОД-1) та СП (КОД-1, генератор 2ПН-225-МУХ і вимірювальна станція СВПУ). Основним способом боротьби із завадами тут є метод накопичення сигналів, при якому завада, як випадкова величина, може бути усереднена і значно подавлена. В цих методах може застосовуватися також потужний генератор УГЕ-50.

4. Апаратура, призначена для *частотних вимірів* в методах ЧЕМЗ (ИН-204, ЦЕС-М, генератор УГЕ-50) та МТЗ (ИН-204, ЦЕС-М). В ній передбачена можливість виділення вузькочастотного діапазону реєстрації шляхом введення аналогових фільтрів.

5. Апаратура, призначена для виконання досліджень у *високочастотних діапазонах* в таких методах як радіокомпараційної зйомки (польовий вимірювач ПВНП, радіоприймач типу СДВР), георадарного зондування (георадар ЗОНД-10), міжсвердловинного та міжшахтного просвічування (СРП, АММ-ВЧ). Особливістю високочастотної цифрової апаратури є проблема цифрування сигналів, у зв'язку з чим до АЦП пред'являються досить жорсткі вимоги, а тому вони є дорогі і енергоємні.

3.5 Методи електророзвідки на постійному струмі

Основними методами постійного струму є *методи опорів*, які діляться на *електропрофілювання* (ЕП) і *електричне зондування* (вертикальне – ВЕЗ і дипольне ДЗ). Окрім цього до даної групи відносяться також підземні, об'ємні чи шахтно-свердловинні методи – *зарядженого тіла (заряду)*, *занурених електродів*, *електричної кореляції* та ін. В даній групі штучних методів електророзвідки використовуються не тільки постійні поля, але і змінні низькочастотні ($f < 20$ Гц), для яких при малих розмірах установок справедлива теорія постійних полів.

Позірний опір. Сутність методів опорів (ЕП, ВЕЗ, ДЗ) зводиться до визначення позірних опорів шляхом виміру різниці потенціалів на приймальних електродах і сили струму в живильній лінії. Із розв'язку прямих задач для стаціонарних електричних полів різних джерел над однорідним провідним напівпростором випливають формули для визначення його питомого опору ρ . В методах опору за цими ж формулами розраховується позірний опір ρ_p , що характеризує аномальне поле, зумовлене неоднорідною будовою напівпростору.

Позірний опір ρ_p неоднорідного середовища – це дійсний питомий опір такого фіктивного однорідного ізотропного середовища, в якому при заданій геометрії розташування живильних (А і В) і приймальних (М і N) електродів і силі струму I на приймальних електродах створюється різниця потенціалів ΔU ,

рівна вимірній в неоднорідному середовищі. Позірний опір ρ_{Π} має розмірність омметр (Ом·м) і визначається за формулою

$$\rho_{\Pi} = K \cdot \Delta U / I,$$

де I – величина струму, що пропускається в землю через живильні електроди A і B , ΔU – різниця потенціалів, яка зареєстрована між вимірювальними електродами M і N в момент перебігу струму; K – коефіцієнт установки (геометричний коефіцієнт, який має розмірність у метрах). У випадку довільного розташування живильних і приймальних електродів коефіцієнт установки визначається:

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

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

Позірний опір підпорядковується *принципу взаємності*, який формулюється наступним чином: величина позірного опору, виміряного будь-якою чотириелектродною установкою, залишається без зміни, якщо приймальні і живильні електроди змінити місцями.

В методах *електричного зондування* вивчається залежність позірного опору від розносу установки, яким регулюється глибинність дослідження. Таким чином, маючи дистанційну залежність позірного опору (криву зондування), можна отримати інформацію про зміну електричних властивостей геоелектричного розрізу з глибиною. Отже основною задачею електричних зондувань є вивчення залежності питомого опору порід з глибиною, і, на цій основі, розчленування геоелектричного розрізу на окремі горизонти, що різняться за питомими опорами. Для методів електричних зондувань найбільш сприятливим геоелектричним розрізом є горизонтально-шаровий, або близький до нього.

Основною задачею *електричного профілювання* є дослідження зміни електричних властивостей геоелектричного розрізу в горизонтальному напрямку (по латералі), причому на приблизно одному і тому ж глибинному рівні. Вирішення цієї задачі досягається вимірами позірного опору установками, які переміщуються по профілю без зміни їх геометрії, тобто розносу. Зрозуміло, що для електричного профілювання найбільш сприятливою моделлю розрізу є вертикально-шарова.

Вертикальне електричне зондування (ВЕЗ). Вертикальне електричне зондування виконується симетричною чотириелектродною установкою $AMNB$, в якій $MN \leq 1/3AB$. Ця модифікація методу опорів була запропонована французьким вченим К. Шлюмберже на початку 20-х років ХХ-го сторіччя. Вона і тепер залишається однією із найпоширеніших в електрометричній практиці при вирішенні геолого-зйомочних, геолого-пошукових, інженерно-геологічних, гідрогеологічних та екологічних задач.

Методика робіт. Техніка виконання зондувань досить проста. На поверхні землі збирається установка, яка складається із двох живильних електродів A і B та двох вимірювальних (приймальних) електродів M і N , що розташовані симетрично відносно центра (рис. 3.11). Через електроди A і B від батарей чи генератора пропускають в землю електричний струм, який спричинює появу різниці потенціалів на приймальних електродах MN . Виконавши за допомогою вимірювального приладу виміри струму I і різниці потенціалів ΔU ,

розраховують позірний опір ρ_l за раніше наведеною формулою, в якій коефіцієнт K симетричної установки визначається :

$$K = \pi AM \cdot AN / MN .$$

Виконавши розрахунок позірного опору, збільшують розмір живильної лінії AB і повторюють виміри. Так на одній стоянці центра установки O виконують 20-25 подібних вимірів.

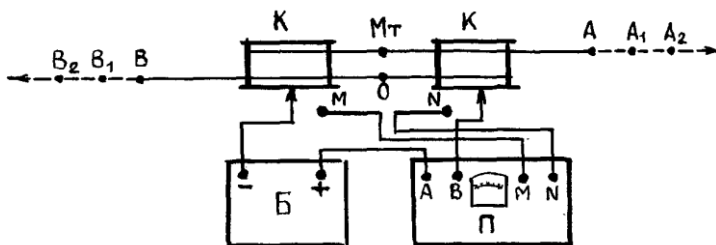


Рисунок 3.11 Схема установки ВЕЗ з автокомпенсатором
Б – батарея; П – автокомпенсатор; МТ – мітки; К – котушки з проводом

Конструктивно установка ВЕЗ складається із двох ідентичних ліній AO і BO (рис. 3.11) із проводу марки ГПСМО, намотаних на дві котушки. На проводах мітками позначені відповідні розноси $AB/2$. Кожний наступний рознос більший попереднього приблизно в 1,2 рази. Внутрішні кінці проводів, намотаних на котушку, за допомогою штепсельних роз'ємів чи ковзаючих контактів під'єднані до контуру, що з'єднує ці проводи з приладом і батареєю. Приймальна лінія MN безпосередньо під'єднується до гнізд MN панелі приладу. Живильні електроди представляють собою сталеві, а приймальні, як правило, латунні чи мідні стрижні. Для зменшення перехідного опору заземлень A і B при їх облаштуванні використовують декілька електродів, з'єднаних одним проводом.

Зі збільшенням розносу AB сигнал слабшає. Ця обставина вимагає переходу на більшу за розміром лінію MN . При виконанні ВЕЗ, як правило, використовують декілька приймальних ліній різних розмірів. Таким чином приймальна лінія фактично являє собою косу, що складається із декількох ліній MN . Під час переходу з меншої за розміром лінії MN на більшу роблять перекриття на двох розносах $AB/2$, на яких виміри виконують обома лініями MN . Перекриття вважається якісним, коли розходження вимірів позірного опору не перевершують 5 %. Наявність значного розходження свідчить про присутність горизонтальних неоднорідностей в даній точці ВЕЗ. Інколи це вимагає зміни положення центра установки (точки ВЕЗ) на профілі.

Результати вимірів та розрахунків записують у журнал і зображують графічно на подвійному логарифмічному бланку модуля 6,25 см у вигляді залежності позірного опору ρ_l від напіврозносу установки $AB/2$ (рис.3. 12). Ця залежність називається *кривою ВЕЗ*.

Крива позірного опору якісно відображає зміну питомого опору розрізу по вертикалі. Горизонти підвищеного і зниженого опору на кривій ВЕЗ теж відмічаються підвищеними і зниженими значеннями позірного опору. Крива

ВЕЗ, зображена на рис. 3.12, свідчить про те, що геоелектричний розріз складається із чотирьох горизонтів з наступним співвідношенням їх питомих опорів: $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$.

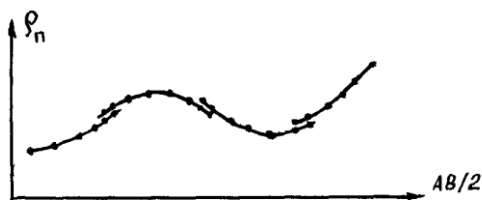


Рисунок 3.12 Крива позірного опору

Криві електричного зондування є основною вихідною інформацією, яка підлягає кількісній інтерпретації по визначенню питомих опорів і потужностей горизонтів.

Теоретичні криві ВЕЗ. В будь-якому геофізичному методі для розробки системи кількісної інтерпретації експериментальних даних необхідно мати вирішення прямої задачі в рамках якоїсь формалізованої моделі. Для методу ВЕЗ пряма задача полягає в отриманні алгоритму розрахунку кривих ВЕЗ для горизонтально-шарової моделі геоелектричного розрізу з довільною кількістю горизонтів. Розв'язок цієї задачі ґрунтується на визначенні електричного поля точкового джерела на поверхні довільного горизонтально-шарового розрізу, що складається із n горизонтів з потужностями $h_1, h_2, \dots, h_{n-1}, h_n = \infty$ і питомими опорами $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_{n-1}, \rho_n$.

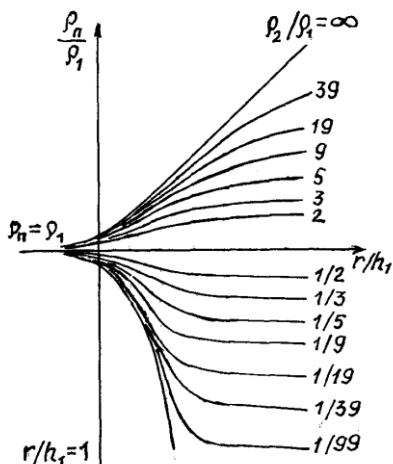


Рисунок 3.13 Палетка двошарових кривих ВЕЗ
 $\rho_2/\rho_1=1/9$ – шифр кривих

Розраховані теоретичні криві ВЕЗ будують на логарифмічних бланках у відносному зображенні: $\rho_{II}/\rho_1 = f(r/h_1)$.

Такі побудови теоретичних кривих ВЕЗ називаються *палетками*. Приклад дво- і тришарових палеток приведений на рисунках 3. 13, 3. 14.

Криві ВЕЗ мають асимптоти на малих ($r \rightarrow 0$) і великих ($r \rightarrow \infty$) розносах:

$$\rho_{II}(r)_{r \rightarrow 0} = \rho_1; \quad \rho_{II}(r)_{r \rightarrow \infty} = \rho_n; \quad \rho_{II}(r)_{r \rightarrow \infty} = r/S, \quad \rho_n \rightarrow \infty$$

де r – рознос установки ($r=AB/2$), ρ_1 і ρ_n – питомі опори першого і останнього горизонтів; $S = \sum_{i=1}^{n-1} h_i/\rho_i$ – сумарна поздовжня провідність провідної частини розрізу.

Розраховані теоретичні криві ВЕЗ будують на логарифмічних бланках у відносному зображенні: $\rho_{II}/\rho_1 = f(r/h_1)$. Такі побудови теоретичних кривих ВЕЗ називаються *палетками*. Приклад дво- і тришарових палеток приведений на рисунках 3.13, 3.14.

Криві ВЕЗ мають асимптоти на малих ($r \rightarrow 0$) і великих ($r \rightarrow \infty$) розносах:

$$\rho_{II}(r)_{r \rightarrow 0} = \rho_1; \quad \rho_{II}(r)_{r \rightarrow \infty} = \rho_n; \quad \rho_{II}(r)_{r \rightarrow \infty} = r/S, \quad \rho_n \rightarrow \infty$$

де ρ_1 і ρ_n – питомі опори першого і останнього горизонтів; $S = \sum_{i=1}^{n-1} h_i/\rho_i$ – сумарна поздовжня провідність провідної частини розрізу.

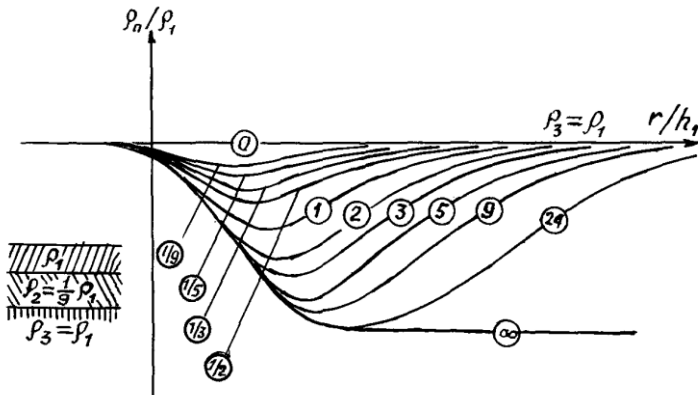


Рисунок 3.14 Палетка тришарових кривих ВЕЗ
 $\rho_2/\rho_1=1/9$, $\rho_3=\rho_1$, цифри в колах - $v_2=h_2/h_1$ (шифр кривих)

Асимптота кривої ВЕЗ на великих розносах для випадку, коли основою розрізу є ізолятор ($\rho_n \rightarrow \infty$), залежить від S розрізу. В логарифмічному зображенні вона має вигляд прямої висхідної лінії, нахиленої під кутом 45° (рис. 3.13). При виконанні електричних зондувань над такими розрізами ознакою закінчення зондування є вихід трьох значень ρ_{II} на асимптоту S . По

асимптоті S досить просто визначити надзвичайно важливу узагальнену характеристику розрізу, якою є його сумарна поздовжня провідність. Для цього проводиться лінія S (пряма під кутом 45°), визначаються координати $AB/2$ і ρ_{II} довільної точки на цій лінії і обчислюється їх відношення, тобто $S = (AB/2)/\rho_{II}$.

Криві ВЕЗ, як і геоелектричні розрізи, відрізняються за типами. Принцип типізації кривих ВЕЗ такий же, як і для геоелектричних розрізів. Тришарові криві ВЕЗ мають типи H , A , K і Q (рис. 3.15). Тип багат шарових кривих ВЕЗ визначається аналогічно типам багат шарових розрізів. Так, зображена на рис. 3.12 чотиришарова крива має тип KH , оскільки вона відображає співвідношення питомих опорів, характерне для цього типу розрізу.

Аналіз розрахунків кривих ВЕЗ для різних геоелектричних розрізів свідчить, що їм властива *еквівалентність*, яка полягає у наявності практичної відповідності однієї кривої ВЕЗ певній множині геоелектричних розрізів з різними параметрами проміжних горизонтів.

Для тришарових розрізів вирізняють еквівалентність за поздовжньою провідністю $S_2 = h_2/\rho_2$ і 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, якщо у них однакові поздовжні провідності проміжного горизонту, тобто $h_2/\rho_2 = h'_2/\rho'_2$ (при умові, що h_1, ρ_1 і ρ_3 однакові для обох розрізів). Відповідно, два розрізи типу K чи Q еквівалентні, якщо $h_2\rho_2 = h'_2\rho'_2$.

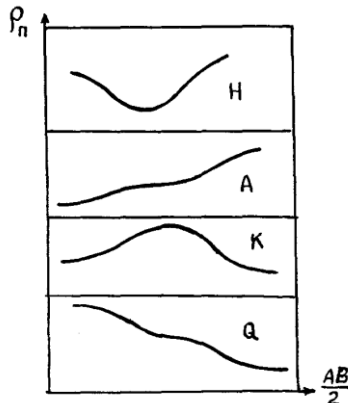


Рисунок 3.15 Типи тришарових кривих ВЕЗ

Оскільки принцип еквівалентності є практичною категорією (різниця між кривими ВЕЗ для еквівалентних розрізів завжди має місце, але вона незначна, наприклад до 5 %), то існують межі дії цього принципу. Зокрема, при значній потужності проміжного горизонту принцип еквівалентності практично не діє, а при малопотужному проміжному горизонті він має досить широкі межі своєї дії. Наявність еквівалентності призводить до неоднозначності в інтерпретаційному процесі. А тому для регуляризації процесу кількісної інтерпретації кривих ВЕЗ

вельми бажано заздалегідь знати один із параметрів проміжних горизонтів – потужність чи питомий опір. Частіш за все закріплюють питомий опір.

Інтерпретація результатів електричних зондувань. Розрізняють якісну і кількісну інтерпретацію даних електричних зондувань.

Якісна інтерпретація кривих ВЕЗ спрямована на визначення загальних закономірностей геологічної будови досліджуваного району та оцінки імовірних зон знаходження тих чи інших геологічних структур. Методи якісної інтерпретації засновані на зв'язку між особливостями будови геоелектричного розрізу і параметрами кривих електричних зондувань. Зазвичай на етапі якісної інтерпретації виконують побудову різних карт і графіків, а саме: а) карти типів кривих зондувань; б) карти ізоом; в) вертикальні розрізи ізоом; г) карти ізоліній сумарної позовжньої провідності та ін.

Кarti типів кривих зондувань представляють собою схематичні карти, що показують розподіл областей розповсюдження однотипових кривих ВЕЗ. Ці карти несуть інформацію про особливості загальної геологічної будови району досліджень.

Кarti ізоом позірних опорів – карти ізоліній позірного опору, побудовані в горизонтальній площині за значеннями ρ_n для фіксованого розносу установки. Така карта (чи набір карт для різних розносів) якісно відображає зміну електричних властивостей розрізу в горизонтальному напрямку на приблизно однаковому глибинному рівні.

Вертикальний розріз ізоом – це карта ізоом, яка будується у вертикальній площині, що проходить вздовж профілю дослідження. Для її побудови на вертикальних осях кожної точки ВЕЗ, розташованої на профілі, виписують значення позірних опорів, що відповідають фіксованим глибинам, кількісно рівним $AB/2$ (як правило ці глибини відкладають в логарифмічному масштабі). Потім проводять ізолінії рівних значень ρ_n . Отриманий вертикальний розріз якісно відображає особливості реального геоелектричного розрізу. Для більшої виразності він може бути розфарбованим з різною кольоровою тональністю у відповідності зі значеннями ρ_n . По такому розрізу встановлюються зони розповсюдження високоомних і провідних горизонтів, напрямок падіння верств розрізу, за наявності вузьких високоградієнтних областей визначається присутність розломів і т. ін.

Кarti ізоліній сумарної позовжньої провідності S. Ці карти будуються при площових дослідженнях методом ВЕЗ за результатами визначення сумарної позовжньої провідності по асимптотичним гілкам кривих зондувань (методика визначення розглянута вище). Кarti S відображають зміну сумарної потужності H надпорної провідної частини геоелектричного розрізу, тобто глибини до поверхні непрвідної ($\rho_n \rightarrow \infty$) основи. При постійному (чи малозмінному) значенні середнього позовжнього опору ρ_l на площі досліджень кarti S можуть бути трансформовані в кarti глибин по алгоритму $H = S\rho_l$. Значення ρ_l визначають за результатами параметричних ВЕЗ на свердловинах: $\rho_l = H_0/S_0$, де H_0 – потужність надпорної частини розрізу, яка відома за даними буріння; S_0 – сумарна позовжжня провідність розрізу, визначена по параметричній кривій ВЕЗ.

На етапі якісної інтерпретації можуть виконуватися і інші побудови, наприклад *кarti ізоліній ординат і абсцис екстремальних точок* кривих ВЕЗ

($\rho_{II \min}$, $\rho_{II \max}$, $(AB/2)_{\min}$, $(AB/2)_{\max}$), які дають якісну уяву про зміну потужності проміжного горизонту.

Кількісна інтерпретація кривих ВЕЗ. Задачею кількісної інтерпретації кривих ВЕЗ є визначення потужностей і питомих опорів геоелектричних горизонтів. Варті уваги два основних способи кількісної інтерпретації – палетковий та автоматизованого підбору (або машинний чи комп'ютерний).

Палетковий спосіб інтерпретації кривих ВЕЗ. Палетка – це логарифмічний бланк, на якому побудована низка розрахованих теоретичних кривих ВЕЗ у відносному функціональному зображенні $\rho_{II} / \rho_1 = f(r/h_1)$, де $r=AB/2$ (приклади палеток наведені на рис. 3.13, 3.14). Для палеткової інтерпретації використовується двошарова та, як правило, набір (альбом) тришарових палеток. Кожна палеткова крива електричного зондування має свій шифр. Для двошарової палетки – це значення модуля $\mu_2 = \rho_2 / \rho_1$ (відносного опору другого горизонту), а для тришарової – значення трьох модулів: $\mu_2 = \rho_2 / \rho_1$ і $\mu_3 = \rho_3 / \rho_1$ та $v_2 = h_2 / h_1$ (відносної потужності проміжного горизонту). Модулі μ_2 і μ_3 тришарової палетки можна вважати шифром самої палетки, оскільки їх значення однакові для всіх кривих, зображених на ній.

Процес інтерпретації полягає у графічному співставленні польової кривої ВЕЗ з палетковими і підборі, на цій основі, такої теоретичної кривої, яка найкраще співпадає з експериментальною. Параметри геоелектричного розрізу, що відповідають підбраній теоретичній кривій, являються результатом формальної кількісної інтерпретації.

Практична реалізація палеткової інтерпретації дво- та тришарових польових кривих ВЕЗ полягає у наступному. Попередньо експериментальна крива будується на прозорому логарифмічному бланку модуля 6,25 см. Потім цей бланк розташовують поверх відповідної палетки і шляхом його переміщення по палетці (зберігаючи паралельність осей бланка і палетки) добиваються найкращого графічного суміщення експериментальної кривої з однією із теоретичних кривих палетки. Після виконання цієї дії на прозорому бланку відмічають початок координат палетки, яким є точка перетину її одиничних осей $r/h_1 = 1$ і $\rho_1 / \rho_1 = 1$, і фіксують значення модулів шифру палеткової кривої, суміщеної з експериментальною (для двошарової кривої – це значення μ_2 , а для тришарової – значення трьох модулів: μ_2 , μ_3 і v_2). В подальшому параметри першого горизонту h_1 і ρ_1 визначають як значення, відповідно, абсциси і ординати перенесеної на прозорий бланк точки початку координат палетки, а параметри наступних горизонтів розрізу розраховують: $\rho_2 = \mu_2 \rho_1$, $h_2 = v_2 h_1$, $\rho_3 = \mu_3 \rho_1$. Для двошарової кривої обмежуються розрахунком лише ρ_2 .

При неможливості суміщення експериментальної і теоретичної кривих добиваються найкращого розташування польової кривої між двома сусідніми палетковими. В цьому випадку значення модуля v_2 підбраної теоретичної кривої визначають шляхом інтерполяції в межах значень модулів палеткових кривих, між якими розташувалася експериментальна.

Досить часто при інтерпретації тришарових кривих приходиться виконувати графічне суміщення не повних кривих, а лише їх початкових і середніх частин. Ця обставина пов'язана з обмеженістю спектра значень модуля $\mu_3 = \rho_3 / \rho_1$ в альбомах тришарових палеток.

При інтерпретації тришарових кривих ВЕЗ доводиться із альбому палеток вибирати одну, яку використовують для графічних співставлень з експериментальною кривою. Виконання такого вибору вимагає знання модулів $\mu_2 = \rho_2/\rho_1$ і $\mu_3 = \rho_3/\rho_1$ необхідної палетки. Значення цих модулів оцінюють шляхом попередньої інтерпретації двошаровою палеткою початкової малорозносної гілки експериментальної кривої ВЕЗ та візуальної оцінки ρ_3 за асимптотичною гілкою даної кривої на великих напіврозносах $AB/2$.

Отримані результати інтерпретації тришарових кривих ВЕЗ носять формальний характер, оскільки вони можуть знаходитися в межах дії принципу еквівалентності. А тому при апіорі відомому (закріпленому) значенні питомого опору проміжного горизонту ρ'_2 необхідно уточнити отриману в результаті інтерпретації потужність h_2 згідно принципу еквівалентності: $h'_2 = h_2 \cdot \rho'_2 / \rho_2$

- для кривих H і A ; $h'_2 = h_2 \cdot \rho_2 / \rho'_2$ - для кривих K і Q .

Палеткова інтерпретація *багатошарових кривих* зондувань ґрунтується на апроксимації цих кривих рядом тришарових (чи їх елементів). Спочатку на експериментальній кривій виділяють її ліву тришарову гілку, що відповідає відносно невеликим розносам, і інтерпретують її за методикою інтерпретації тришарових кривих, визначаючи h_1 , ρ_1 , h_2 і ρ_2 . В подальшому перші два горизонти замінюють одним еквівалентним шаром, параметри якого h_e і ρ_e визначаються в залежності від типу початкового розрізу:

$$\text{для типу } H: h_{e,H} = h_1 + h_2, \quad \rho_{e,H} = (h_1 + h_2) / (h_1/\rho_1 + h_2/\rho_2);$$

$$\text{для типу } Q: h_{e,Q} = \frac{1}{\eta} h_{e,H}, \quad \rho_{e,Q} = \frac{1}{\eta} \rho_{e,H};$$

$$\text{для типу } A: h_{e,A} = \sqrt{(h_1\rho_1 + h_2\rho_2)(h_1/\rho_1 + h_2/\rho_2)},$$

$$\rho_{e,A} = \sqrt{(h_1\rho_1 + h_2\rho_2)/(h_1/\rho_1 + h_2/\rho_2)};$$

$$\text{для типу } K: h_{e,K} = \varepsilon h_{e,A}, \quad \rho_{e,K} = \rho_{e,A}.$$

Наведені формули дозволяють розраховувати координати так званих *характерних еквівалентних точок*. Ці точки потім наносяться на прозорий логарифмічний бланк з експериментальною кривою. Коефіцієнти η і ε у формулах є емпірично-функціональними, перший залежить від модулів $\mu_2 = \rho_2/\rho_1$ і $\mu_3 = \rho_3/\rho_1$ розрізу, а другий – від коефіцієнта макроанізотропії двох горизонтів $\lambda = \sqrt{(h_1\rho_1 + h_2\rho_2)(h_1/\rho_1 + h_2/\rho_2)} / (h_1 + h_2)$. Для визначення коефіцієнтів η і ε існують спеціальні номограми, побудовані на основі емпіричних досліджень. В більшості альбомів тришарових палеток є допоміжні палетки, за допомогою яких можна спочатку встановлювати положення характерних еквівалентних точок на прозорому логарифмічному бланку, а потім визначати їх координати h_e і ρ_e . В деяких альбомах характерні еквівалентні точки кожної кривої нанесені безпосередньо на бланк палетки, що дозволяє в процесі інтерпретації досить просто виконувати еквівалентні заміни шляхом перенесення цих точок на прозорий логарифмічний бланк з експериментальною кривою.

Отже, виконавши еквівалентну заміну перших двох горизонтів, наносять характерну еквівалентну точку ($h_{e,1}, \rho_{e,1}$) на прозорий бланк і, виділивши на експериментальній кривій ВЕЗ тришаровий фрагмент, що відповідає розрізу з параметрами $h_{e,1}, \rho_{e,1}, h_3, \rho_3, \rho_4$ інтерпретують його, визначаючи h_3 і ρ_3 . В подальшому знову виконавши заміну горизонтів $h_{e,1}, \rho_{e,1}, h_3, \rho_3$ на еквівалентний горизонт $h_{e,2}, \rho_{e,2}$, інтерпретують наступний тришаровий фрагмент експериментальної кривої зондування, визначаючи h_4, ρ_4 і т. д. Таким чином, вдається послідовно визначити усі параметри $h_1, \rho_1, h_2, \rho_2, \dots, h_{n-1}, \rho_{n-1}, \rho_n$ розрізу. На рис. 3.16 наведена схема такої інтерпретації.

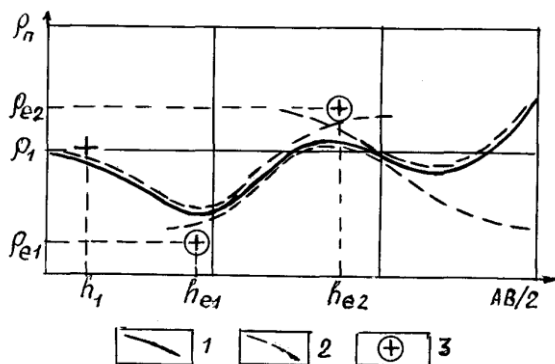


Рисунок 3.16 Схема інтерпретації багатшарової кривої ВЕЗ типу *HKH* тришаровими палетками

1—експериментальна крива; 2—палеткова крива; 3—характерна еквівалентна точка

Інтерпретація даних ВЕЗ методом автоматизованого підбору. На сучасному етапі, в зв'язку з широким впровадженням комп'ютерної техніки (перш за все ПЕОМ) у практику геофізичних досліджень, методи інтерпретації електророзвідувальних даних із застосуванням ЕОМ практично повсюдно витісняють палеткову (ручну) інтерпретацію. В основі автоматизованих методів інтерпретації покладена та ж сама ідея методу підбору, яка використовується і в палеткових способах інтерпретації, тобто електронно-обчислювальна машина (комп'ютер) за спеціальними розробленими програмами виконує в автоматизованому режимі підбір такої теоретичної кривої електричного зондування, яка найкраще співпала б з експериментальною.

Основним результатом робіт методом ВЕЗ є, як правило, *геоелектричні розрізи*, побудовані на основі кількісної інтерпретації кривих зондувань. Для побудови таких розрізів в кожній точці ВЕЗ, розташованій на профілі, вздовж глибинної вісі відкладають глибини до поверхонь горизонтів, виділених у процесі інтерпретації, із зазначенням питомих опорів цих горизонтів. Потім плавно з'єднують глибинні відмітки ідентифікованих горизонтів і отримують вертикальний геоелектричний розріз (приклад наведений на рис. 3.17,а). При площових дослідженнях можлива побудова структурних карт поверхонь опорних горизонтів (рис.3. 17,б).

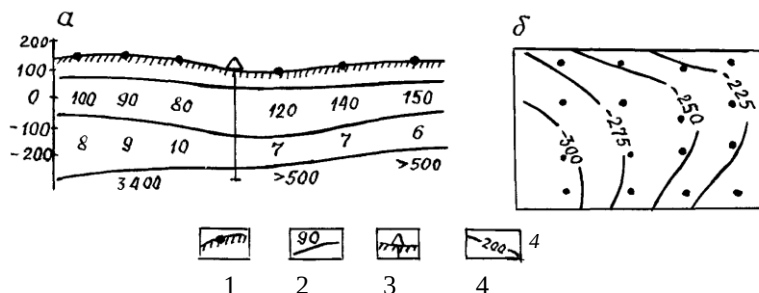


Рисунок 3.17 Геоелектричний розріз (а) і структурна карта (б), побудовані за результатами інтерпретації ВЕЗ

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

Дипольні електричні зондування (ДЗ). В дипольних електричних зондуваннях, як і у методі ВЕЗ, використовується також *геометричний принцип*. При виконанні дипольних зондувань застосовують два диполі (заземлені лінії) – живильний AB і приймальний MN . При цьому приймальний диполь винесений за межі живильного. Глибинність дослідження регулюється розносом r дипольних установок – відстанню між центрами живильного і приймального диполів. Криві дипольних зондувань отримують шляхом багаторозносних вимірів позірнього опору. Для цього на кожному розносі r пропускають струм I в диполь AB , вимірюють різницю потенціалів ΔU у диполі MN і розраховують позірний опір.

В залежності від взаємної орієнтації живильного AB і приймального MN диполів розрізняють наступні *типи дипольних установок*: перпендикулярні (ортогональні), паралельні, радіальні, азимутальні, екваторіальні і осьові (рис. 3.18). У практиці дипольних електричних зондувань зазвичай використовують азимутальну, екваторіальну і осьову установки.

В *азимутальній установці* (зондування такою установкою позначають ДАЗ) приймальний диполь MN перпендикулярний радіусу r . Параметри азимутальної установки повинні задовольняти наступним умовам: $AB < 0.6r$, $MN < 0.2r$, $70^\circ < \varphi < 110^\circ$, де AB і MN – розміри живильного і приймального диполів, φ – кут між віссю диполя AB і радіусом r . Коефіцієнт K азимутальної установки обчислюється за формулою

$$K = 2\pi^3 a / (AB \cdot MN \cdot \sin \varphi).$$

Частковим випадком азимутальної установки є *екваторіальна* (зондування такою установкою позначають ДЕЗ). У цій установці кут $\varphi = \pi/2$, диполі AB і MN паралельні, а центри їх лежать на лінії екватора живильного диполя. Коефіцієнт такої установки виражається

$$K = 2\pi^3 b / (AB \cdot MN).$$

В *радіальній установці* (ДРЗ) приймальний диполь розташовується за напрямком радіуса r , а параметри установки повинні задовольняти наступним

умовам: $AB < 0,2r$, $MN < 0,1r$, $-30^\circ < \varphi < 30^\circ$. Коефіцієнт радіальної установки обчислюється за формулою:

$$K = \pi^3 c / (AB \cdot MN \cdot \cos \varphi).$$

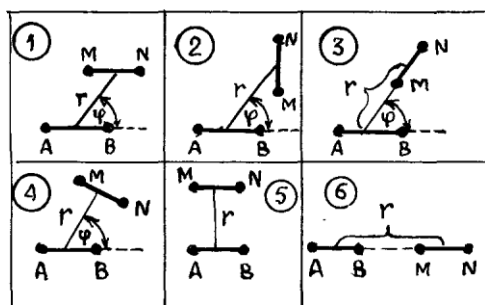


Рисунок 3.18 Типи дипольних установок

1 – паралельна; 2 – перпендикулярна; 3 – радіальна; 4 – азимутальна; 5 – екваторіальна; 6 – осьова

Частковим випадком радіальної установки є *дипольна осьова* (ДОЗ), у якій AB і MN розташовані на осі диполя ($\varphi = 0^\circ$). Коефіцієнт такої установки виражається:

$$K = \pi^3 d / (AB \cdot MN).$$

У формулах розрахунку коефіцієнтів a , b , c , d – додаткові коефіцієнти, що враховують недипольність установок. Вони близькі до 1 і визначаються за спеціальними номограмами.

При виконанні дипольних зондувань як правило живильний диполь AB залишається на місці, а приймальний віддаляється від нього. Зазвичай передбачають 20–25 розносів. По мірі віддалення від живильного диполя вимірювана різниця потенціалів зменшується до рівня, що унеможливорює її впевнену реєстрацію. В цьому випадку збільшують розміри живильного диполя, вимірюючи позірний опір на двох розносах з перекриттям (при меншому і більшому розмірі AB), як це робиться в методі ВЕЗ під час переходу на іншу приймальну лінію.

У зв'язку з невизначеністю точки запису кривих односторонніх ДЗ (центр розносу між диполями весь час зміщується) зондування виконують, частіш за все, за двосторонньою схемою. Живильний диполь залишається в центрі, а два приймальні диполі розносяться в різні сторони від нього. Кількісній інтерпретації підлягає усереднена крива позірного опору.

Асимптоти кривих дипольних зондувань такі ж самі, як і для кривих ВЕЗ. Однак, на відміну від кривих позірного опору ВЕЗ, ДЕЗ і ДАЗ, вихід кривих ρ_p осьових і радіальних дипольних зондувань на дійсне значення ρ_1 при $r \rightarrow 0$ відбувається з незначною осциляцією. Сумарна поздовжня провідність S розрізу визначається по правій висхідній асимптоті кривих ДЗ за аналогічними в методі ВЕЗ методикою і алгоритмом: $S = r_0 / \rho_{II}^{ДЗ}$, де r_0 – діючий рознос

дипольної установки. Глибинність досліджень азимутальної і екваторіальної дипольних установок така ж, як і симетричної чотириелектродної установки методу ВЕЗ, в той час як глибинність радіальних і осьових ДЗ приблизно у два рази менша.

Якісна і кількісна інтерпретація кривих ДЗ та результативні геоелектричні побудови практично нічим не відрізняються від способів інтерпретації і форм зображення інформації в методі ВЕЗ.

У порівнянні із методом ВЕЗ метод ДЗ відрізняється перевагами – використання порівняно коротких ліній $MN < AB < 3\text{ км}$ та можливість (при переміщенні приймальної лінії MN) працювати по криволінійним маршрутам, що полегшує вирішення проблеми під'їзду до точок розмотки приймальної лінії. Однак в методі ДЗ є і недоліки – більша чутливість до горизонтальних неоднорідностей і невизначеність положення точки запису односторонніх ДЗ при вивченні розрізів з нахиленими горизонтами.

Методи електричного профілювання. *Електричне профілювання* (ЕП) – це модифікація методу опорів, при якій уздовж заданих напрямків (профілів) переміщується установка з постійними розносами і на кожній точці визначається позірний опір. Напрямок профілів задається вхрест простягання досліджуваних об'єктів і геологічних структур. Відстань між профілями і пікетами на профілях залежить від масштабу зйомки та розмірів об'єктів, які необхідно виявити. Ці об'єкти повинні перетинатися не менше ніж 2-3 профілями та фіксуватися не менше ніж 3-4 точками на профілях. По зміні позірних опорів на однакових розносах можна робити висновок про зміну геоелектричного розрізу уздовж цих профілів і в цілому по площі на приблизно однакових глибинах. Електропрофілювання застосовується там, де є диференціація порід за питомим опором в горизонтальному напрямку. Є декілька модифікацій електричного профілювання. Зупинимося на їх розгляді.

Профілювання симетричною установкою $AMNB$ (СЕП). Ця модифікація електропрофілювання застосовується при вивченні простих геоелектричних розрізів, в яких геологічні об'єкти, що вивчаються, знаходяться у порівняно однорідних вм'ящуючих породах і перекриті витриманими за потужністю і опорами покривними відкладами.

Сутність профілювання симетричною установкою розглянемо на результатах, зображених на рис. 3.19. Коли установка $AMNB$ розташована далеко від вертикального пласта, вплив його на просторовий розподіл електричного поля незначний, а тому позірний опір, що вимірюється, буде прямувати до питомого опору вм'ящуючого середовища ρ_L . Коли установка знаходиться безпосередньо над слабкопровідним пластом, останній відтискує струм до денної поверхні, цим самим збільшуючи його щільність і напруженість поля в точці виміру (центрі установки). Це зумовить зростання вимірюваного позірного опору. Таким чином, над пластом підвищеного опору будемо мати аномалію підвищених значень позірного опору (максимум). Навпаки, над добре провідним пластом, завдяки спрямуванню струму в нього, на поверхні землі відбувається зниження щільності струму і, як наслідок, позірного опору. В цьому випадку пласт з підвищеною провідністю на графіку ρ_L зафіксується мінімумом.

Профілювання дворозносною симетричною установкою $AA'MNB'B$. Ця установка відрізняється від попередньої наявністю ще однієї пари живильних

електродів A' і B' , рознос яких менший розносу електродів A і B . При кожному розташуванні установки вимірюються два значення позірнього опору і таким чином уздовж профілю будуються два графіки ρ_n . Оскільки розмір живильної лінії визначає глибинність дослідження, можна вважати, що ці графіки відображають геоелектричний розріз на двох глибинах. Такі дослідження підвищують інформативність електропрофілювання, дозволяючи робити висновки про характер зміни геологічного розрізу у вертикальному напрямку, а отже і про природу аномалій.

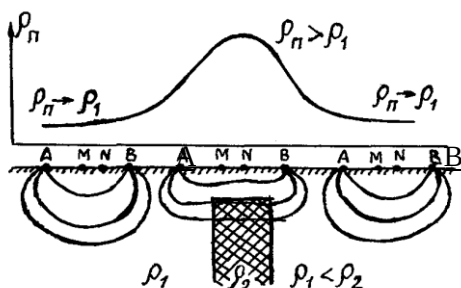


Рисунок 3.19 Профілювання симетричною установкою над слабкопровідним вертикальним пластом

На рис. 3.20 показані результати дворозносного електропрофілювання над різним типом геологічних структур з різними співвідношеннями опорів. Характерним є те, що графік ρ_n , отриманий установкою $AMNB$ (графік однорозносного СЕП) однаковий над усіма структурами. Таким чином при сумісному аналізі графіків ρ_n суттєво підвищується однозначність геологічної інтерпретації результатів профілювання. Суттєве значення має випадок, коли графік ρ'_n , отриманий установкою з меншою живильною лінією $A'B'$, чітко відображає зміну електричних властивостей покривних відкладів (третій фрагмент рис. 3.20). В зв'язку з цим дворозносне електропрофілювання рекомендується застосовувати в районах з неоднорідною за потужністю і опором покривною товщею.

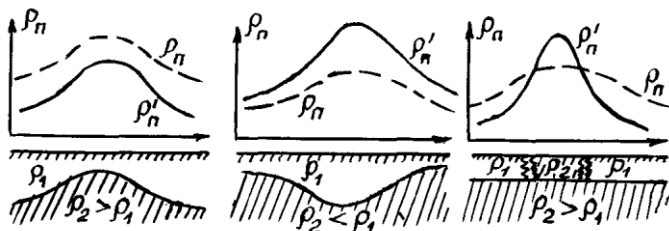


Рисунок 3.20 Графіки профілювання установкою $AA'MNB'B'$ над різними геологічними структурами

Комбіноване електропрофілювання (КЕП). Комбіноване електропрофілювання застосовують головним чином для пошуків і картування круто нахилених добре провідних геологічних утворень – жильних рудних тіл, зон тектонічних порушень, пластів антрацитів, графіту і т. ін.

Установка комбінованого електропрофілювання (рис. 3.21) складається із двох триелектродних зустрічних асиметричних установок AMN і BMN із загальним живильним електродом C , віднесеним у “нескінченність” (відстань електрода C до центра MN в 10 раз більша, ніж електродів A і B). Електроди A і B розташовані симетрично відносно центра приймальної лінії MN , яка є загальною для обох установок. При розрахунку позірного опору, вимірюваного триелектродною установкою AMN , її коефіцієнт у два рази більший коефіцієнта симетричної чотириелектродної установки $AMNB$, тобто $K=2\pi AM \cdot AN / MN$.

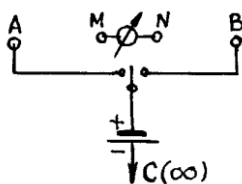


Рисунок 3.21 Установка комбінованого електропрофілювання

При кожному положенні установки на профілі вимірюються два значення позірного опору – установкою $AMN(C_\infty)$ і установкою $BMN(C_\infty)$. Для кожної установки точку запису відносять до центра MN . В результаті профілювання отримують два графіки ρ_n . Сумісний аналіз двох графіків дозволяє більш чітко виявити особливості будови геоелектричного розрізу. Розглянемо це на прикладі, наведеному на рис. 3.22, на якому зображений результат комбінованого електропрофілювання над рудним пластом.

Вплив високопровідного пласта 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 аномально збільшується щільність струму, збігаючого з більш віддаленого від рудного об'єкта живильного електрода, і аномально зменшується щільність струму, збігаючого з менш віддаленого живильного електрода. В свою чергу аномальні відхилення щільностей струму позначаються відповідно на збільшенні і зменшенні вимірюваного триелектродними установками позірного опору відносно питомого опору вміщуючого середовища.

З огляду на наведені міркування графік ρ_n для установки $AMN(C_\infty)$ ліворуч від рудного об'єкта розташується вище, а праворуч – нижче графіка ρ_n установки $BMN(C_\infty)$. Над пластом обидва графіки перетинаються, утворюючи “рудний перетин”. Для випадку, коли об'єкт погано провідний (наприклад кварцова жила), характер перетину був би протилежний. Такий перетин називається “нерудним”. Графіки позірного опору, побудовані за середніми

значеннями ($\rho_{II}^{cep} = (\rho_{II}^{AMN} + \rho_{II}^{BMN})/2$), згідно принципу суперпозиції полів, відповідають графікам електропрофілювання симетричною установкою $AMNB$.

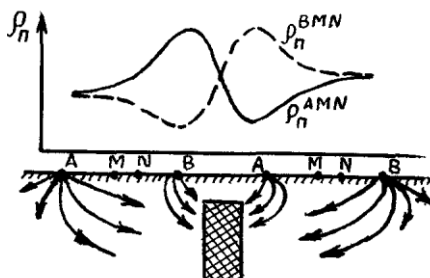


Рисунок 3.22 Графік КЕП над провідним рудним пластом (заштрихований)

Профілювання за способом серединних градієнтів (ЕП-СГ). Цей спосіб електропрофілювання застосовують в районах зі складним геоелектричним розрізом (складно побудовані рудні поля, райони розвитку карсту та ін.). В 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. 3.23).

В однорідному середовищі напруженість поля двох точкових джерел мало змінюється в середній третині відстані AB , а тому при спостереженнях над неоднорідними середовищами в цій області можна найбільш чітко виявити характер впливу геоелектричного розрізу на вимірюване поле. В зв'язку з цим довжина профілів при зйомці способом серединних градієнтів не повинна перевищувати одної третини відстані між живильними електродами. Відстань між крайніми профілями теж в більшості береться такою ж.

Відстань між живильними електродами вибирають, виходячи з геологічної ситуації і необхідної глибинності досліджень для вирішення конкретної задачі. Ця відстань повинна в декілька раз перевершувати необхідну глибинність досліджень. Її вибір бажано обґрунтовувати рекогносцирувальними зондуваннями. Взагалі розмір лінії AB повинен бути таким, щоб геологічні об'єкти, які підлягають дослідженню, знаходилися у відносно однорідному електричному полі.

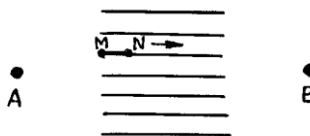


Рисунок 3.23 Установка профілювання з фіксованими живильними електродами

Рознос вимірювальних електродів M і N визначається розмірами досліджуваних об'єктів, необхідною детальністю досліджень та технічними можливостями генераторного і вимірювального пристроїв. Наприклад, при

пошуках і відстеженні круто нахилених пластів рознос MN не повинен перевищувати їх дво- п'ятикратну потужність.

Величину позірнього опору при зйомці серединних градієнтів відносять до середини лінії MN . При зміні положення приймальної лінії MN буде змінюватися і коефіцієнт установки. Його розраховують за загальною формулою, або ж використовують спеціальну номограму.

За результатами зйомки СГ будується карта графіків позірного опору або ж карта ізоом. Перша форма зображення даних доречно при розповсюдженні в районах досліджень витягнутих (двовимірних) об'єктів. На картах графіків ρ_n рудні провідні об'єкти картуються у вигляді лінійних зон знижених значень ρ_n , що чітко корелюються на профільних графіках, а нерудні (слабкопровідні) – у вигляді лінійно витягнутих зон підвищених значень ρ_n . При картуванні поверхні опорного високоомного горизонту негативні форми його рельєфу відмічаються на карті позірного опору областями знижених значень ρ_n , а позитивні – підвищених значень ρ_n .

Дипольне профілювання (ДП). Електропрофілювання цим способом виконують зазвичай двосторонньою осьюовою установкою $ABMNA'B'$ (рис. 3.24), хоча може застосовуватися і одностороння установка $ABMN$. Точкою запису при роботі 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 по обидва боки від вимірювального диполя MN . При кожному положенні такої установки на профілі величину позірного опору вимірюють двічі – установками $ABMN$ і $A'B'MN$. Результати вимірів, як уже відмічалось, відносять до центра лінії MN . Дипольна двостороння осьова установка в певній мірі схожа на установку комбінованого електропрофілювання. Схожі і графіки ρ_n , отримані цими установками. Разом з тим ця установка вигідно відрізняється від установки КЕП відсутністю заземлення в нескінченності, що дозволяє суттєво підвищити продуктивність робіт.

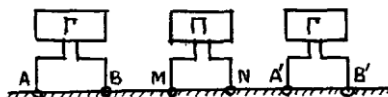


Рисунок 3.24 Схема установки дипольного двостороннього електричного профілювання

Γ – генератор; Π – приймач

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 позірних опорів будують графіки ρ_n і ρ'_n та графік їх середніх значень $\rho_n^{сеп} = (\rho_n + \rho'_n)/2$ (у площадному варіанті

карти $\rho_{\Pi}^{сеп}$), на яких чітко відображаються локальні неоднорідності геоелектричного розрізу.

Перевага дипольного профілювання в порівнянні з профілюванням у полі точкових джерел полягає в більшій диференційованості графіків ρ_{Π} і більшій амплітуді аномалій над локальними об'єктами. Суттєвий недолік ДП полягає у наявності великого рівня завад, зумовлених впливом поверхневих неоднорідностей, та нестабільністю електричного опору вміщувачих порід. Ці обставини обмежують область застосування дипольного профілювання районами з порівняно однорідними покривними і вміщувачими породами.

Кругове профілювання. Під круговим профілюванням розуміють вивчення залежності позірнього опору ρ_{Π} від азимута лінії розмотки установки при незмінному положенні центра приймальної лінії MN . Кругове профілювання симетричною установкою застосовують для вивчення анізотропних в електричному відношенні порід – тріщинуватих вапняків, сланців, при виявленні тріщинуватих обводнених зон у кристалічних породах та ін.

Вимірюваний позірний опір анізотропного середовища суттєво залежить від напрямку перебігу струму, а отже від орієнтації установки відносно простягання анізотропних порід. При круговому профілюванні симетричною установкою $AMNB$ живильні і вимірювальні електроди переміщують навкруг центра приймальної лінії MN і при кожному положенні установки на профілі визначають значення ρ_{Π} . Результати зображують у вигляді полярної (кругової) діаграми ρ_{Π} (рис. 3.25). При наявності анізотропного середовища полярна діаграма має форму еліпса (чи близьку до еліпса). При цьому напрямок його великої вісі співпадає з напрямком простягання анізотропної пачки порід. Відношення великої напівосі полярної діаграми до малої при крутому падінні анізотропного середовища дає можливість оцінити його коефіцієнт анізотропії λ .

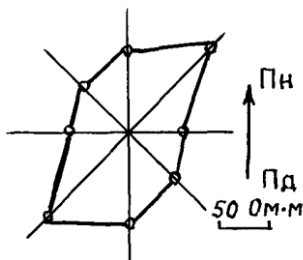


Рисунок 3.25 Полярна діаграма ρ_{Π} , отримана симетричною установкою $AMNB$

Інколи кругове профілювання виконують на декількох розносах з метою вивчення поширення анізотропії на глибину. З цієї ж метою можуть виконуватися і вертикальні електричні зондування при орієнтації установки в різних азимутах. За результатами багатоазимутальних ВЕЗ будується серія полярних діаграм для різних фіксованих розносів. Такий вид робіт називається *круговим вертикальним зондуванням (КВЗ)*. Частковим випадком КВЗ є

хрестові зондування, коли на одній точці виконують два вертикальні електричні зондування з орієнтацією установки вздовж двох взаємно-перпендикулярних азимутів.

Для визначення напрямку і оцінки кута падіння закартованих пластів над ними ставлять кругові профілювання несиметричною установкою AMN . Полярна діаграма ρ_n в цьому випадку асиметрична. Зокрема, для погано провідного пласта в напрямку його падіння ρ_n більший, ніж в напрямку його підйому. Ступінь відмінності позірного опору в різних напрямках характеризує величину кута падіння.

Принципи інтерпретації результатів електропрофілювання. В процесі інтерпретації результатів електричного профілювання на основі даних польових робіт роблять висновки про геоелектричну і відповідно геологічну будову досліджуваної площі. Основними матеріалами, що використовуються для інтерпретації, є графіки позірного опору, карти ізоом і карти графіків ρ_n , які будуються за результатами електропрофілювання, та дані про електричні властивості порід і руд, а також геологічні дані, що є по ділянці робіт та суміжних ділянках.

Початковим етапом процесу інтерпретації є виділення на графіках і картах ρ_n особливостей, пов'язаних з об'єктами, що являють геологічний інтерес – пластами, рудними тілами, розломами, областями розповсюдження масивів геологічних утворень і т. ін. Цей процес утруднюється впливом на графіки ρ_n аномалій-завад як геологічного характеру – неоднорідностей покривних відкладів (якщо вони не є об'єктом дослідження), вміщуючих порід, рельєфу денної поверхні, так і похибок спостережень. Якщо амплітуда корисних аномалій значно більша перешкод, то аномалії виділяють і корелюють візуально з урахуванням характерних особливостей графіків ρ_n . При високому рівні аномалій-завад застосовують статистичні методи виділення корисних аномалій та методи їх міжпрофільної кореляції.

Після того, як аномальні зони виділені на графіках і картах ρ_n і дано їм геологічне тлумачення, бажано за характером аномалій уточнити положення цих об'єктів і оцінити, по можливості, елементи їх залягання, розміри і т. д., тобто виконати кількісну інтерпретацію. Цей етап інтерпретації є досить складним і далеко не завжди можна його реалізувати. Все ж таки для простих геологічних моделей, використовуючи палеткові методи співставлення та методи мінімізації, вдається уточнити положення контактів, пластів, жил, рудних об'єктів ізометричної і витягнутої форм, визначити напрямки падіння пластів і оцінити їх кут падіння.

Метод зарядженого тіла (МЗТ). Метод зарядженого тіла (метод заряду (МЗ)), застосовується для прослідковування і оконтурювання геологічних утворень, розкритих гірськими виробками або свердловинами в одній чи декількох точках, якщо ці утворення складені гірськими породами чи рудами, що мають підвищену у порівнянні із вміщуючими породами електропровідність. Відомі *електрична (МЗ) і магнітна (МЗМ) модифікації* методу заряду та його *гідрогеологічний і міжсвердловинний* варіанти.

Електрична модифікація (МЗ). В рудному тілі, перетнутому свердловиною, розміщують один із електродів живильної лінії. Інший електрод розташовують на поверхні землі, відносячи на достатньо велику відстань (в 10–15 раз більшу за лінійні розміри площі досліджень), щоб його полем можна було знехтувати.

Після вмикання в живильну лінію джерела струму “заряджене” рудне тіло саме становиться джерелом електричного поля, просторова структура якого залежить від форми рудного об’єкта (рис. 3.26,а). Це поле вивчають на поверхні землі і у сусідніх свердловинах шляхом зйомки його потенціалу чи градієнта потенціалу.

Існують два способи вимірів електричного поля: слідування екіпотенціальних ліній над зарядженим тілом та виміри потенціалу чи градієнта потенціалу вздовж системи профілів, розташованих над зарядженим тілом. Перший спосіб використовують головним чином для вивчення тіл ізометричної форми, а другий – для дослідження лінійно витягнутих круто спадаючих тіл жильного і пластового типів.

Ізолінії сліdkують наступним чином. Спочатку на профілі, що перетинає гирло свердловини (проекцію точки зарядки), вибирають початкові точки ізоліній (частіш за все рівновіддалені) і при пропусканні струму вимірюють їх потенціали відносно вибраної базисної точки. Сліdkування кожної ізолінії починають з її початкової точки і виконують це за допомогою щупів M і N , між якими фіксують вимірювачем мінімальну різницю потенціалів. При цьому задній щуп N залишається нерухомим, а положення переднього щупа змінюють, відшукуючи точку мінімальної різниці потенціалів, яку закріплюють пікетом. Потім задній щуп переносять у знайдену точку і продовжують аналогічно пошук мінімального сигналу і т. д. Результати зйомки зображують у вигляді карти екіпотенціальних ліній (рис. 3.26,б).

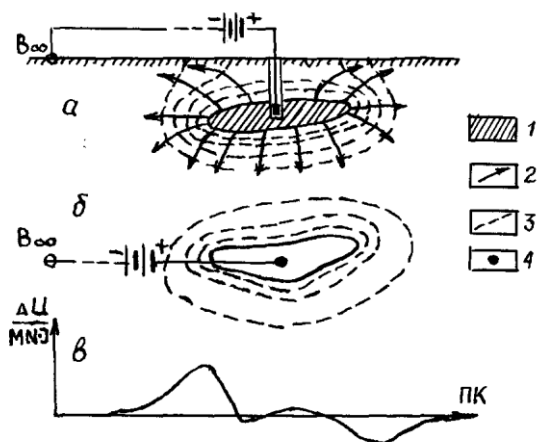


Рисунок 3.26 Електричне поле зарядженого рудного тіла

а – струмові і екіпотенціальні лінії навколо зарядженого тіла; б – екіпотенціальні лінії на денній поверхні; в – графік градієнта потенціалу: 1- заряджене тіло; 2- струмові лінії; 3- екіпотенціальні лінії; 4- точка зарядки

Виміри другим способом починаються із топографічної підготовки ділянки робіт. Над зарядженим тілом вздовж припустимого його простягання розбивають *базисний профіль* і перпендикулярно йому систему рядових профілів, віддалених один від одного на 20–40 м. Сама методика зйомки

потенціалу чи градієнта потенціалу аналогічна методиці, що застосовується в методі природного поля (див. "Поляризаційні методи"). В обох випадках у процесі вимірів обов'язково фіксують у польовому журналі знак вимірюваної різниці потенціалів (при роботі на постійному струмі).

Окрім різниць потенціалів вимірюють і силу струму зарядки I . Значення потенціалу U і градієнта потенціалу ($\Delta U/MN$) нормують по силі струму I (при стабілізованій силі струму це не обов'язково). Результати польових робіт зазвичай зображають у вигляді карт потенціалу чи карт графіків потенціалу U/I і градієнта потенціалу $\Delta U/(MN \cdot I)$. Карти графіків зручні при кореляції результатів спостережень на сусідніх профілях і виділенні ознак поля, що характеризують положення зарядженого тіла. Зокрема жильні тіла чітко фіксуються точками переходу через нуль графіків градієнта потенціалу (рис. 3.26, в).

Гідрогеологічний варіант методу заряду. Цей варіант методу МЗ застосовують для визначення напрямку і швидкості фільтрації підземних вод з використанням однієї свердловини.

З цією метою у свердловину, що виявила підземний потік, опускають на кабелі один електрод A живильної лінії і мішок з кухонною сіллю. Інший електрод відносять у "нескінченність". Після опускання електрода пропускають струм і відслідковують ізолінію. Ця ізолінія буде мати форму близьку до кола. Початковий радіус ізолінії береться рівним 1,5–2-кратній глибині до водоносного горизонту.

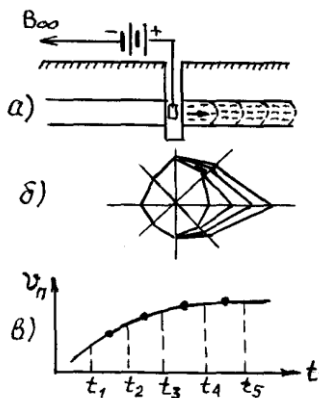


Рисунок 3.27 Визначення швидкості фільтрації підземних вод методом заряду
а – положення сольового ореолу у пласті; б – схема зміщення ізоліній; в – графік залежності V від t

Під дією потоку розчин солі буде вимиватися із свердловини і біля неї утвориться заряджена зона електроліту, витягнута в сторону міграції підземних вод. Передня границя цієї зони буде рухатися зі швидкістю, приблизно рівною швидкості руху підземного потоку. Динаміку і напрямок руху цієї зони вивчають на поверхні землі шляхом зйомки замкнутих еквіпотенціальних ліній в різні проміжки часу (від одиниць до десятків годин).

Еквіпотенціальні лінії витягуються в напрямку руху підземного потоку зі швидкістю $V = \Delta r / \Delta t$, де Δr - зміщення ізоліній уздовж напрямку потоку, Δt - проміжок часу між зйомками еквіпотенціальних ліній (рис. 3.27,б). Будуючи графік залежності швидкості руху фронту ізолінії, можна визначити її сталі значення, яке і відповідає швидкості фільтрації підземного потоку (рис. 3.27,в).

3.6 Поляризаційні (електрохімічні) методи електророзвідки

Метод природного електричного поля (ПП). Метод заснований на вивченні природних електричних полів локального характеру. Походження цих полів пов'язане із фізико-хімічними процесами, в яких приймають участь геологічні утворення, а також з електрокінетичними явищами в багатофазних середовищах, якими є гірські породи.

Природне поле вивчають шляхом вимірів його потенціалу чи градієнта потенціалу на денній поверхні, у свердловинах і гірських виробках. Особливістю вимірювальних установок є те, що в них використовують неполяризовані електроди.

Зйомки природного електричного поля, зазвичай, носять площинний характер. Досліджувана площа покривається сіткою профілів, вздовж яких вимірюється електричне поле. Відстані між профілями і точками спостережень на них залежать від прогнозованих (очікуваних) розмірів, форми та глибини пошукових об'єктів і визначають масштаб зйомки.

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) в межах аномалій, зафіксованих при пошукових зйомках. В залежності від вимірюваних характеристик електричного поля розрізняють два способи виконання зйомок – *спосіб потенціалів* і *спосіб градієнтів потенціалів*.

Спосіб потенціалів. Сутність способу полягає в тому, що потенціал усіх точок в межах досліджуваного профілю вимірюють відносно однієї точки, прийнятої за вихідну. За цю точку приймається або початкова точка профілю, або базисна, що розташована в центрі профілю (якщо профіль довгий). Схема установки для зйомки потенціалів зображена на рис. 3.28.



Рисунок 3.28 Установка для зйомки природного поля способом потенціалу

Електрод N вимірювальної лінії в процесі вимірів залишається закріпленим на вихідній точці, а інший електрод M поступово переміщують в усі точки профілю з вимірами різниці потенціалів, тобто фактично вимірюються потенціали точок профілю відносно закріпленої точки N . Для полегшення переміщення електрода M провід, що веде до нього, намотують на котушку. Виміри виконують, як правило, при розмотці проводу, тобто від ближніх електродів до дальніх відносно закріпленого. При змотуванні проводу виконують контрольні виміри.

Для ув'язки спостережень між собою на різних профілях вимірюють потенціали початкових точок профілів відносно початкової точки одного із них, яка є базовою точкою для всього планшета зйомки. З метою контролю поляризації електродів на кожному профілі перед і в кінці вимірів визначають різницю потенціалів при розташуванні електродів M і N поряд на відстані 5-10 см. Вона не повинна перевищувати 1-2 мВ.

Спосіб градієнтів потенціалів. Відмінною особливістю способу є те, що в процесі польових робіт рухаючись вздовж профілю вимірюють різницю потенціалів між двома сусідніми точками профілю. За вимірними різницями потенціалів підраховують потенціали усіх точок досліджуваної площі відносно однієї базисної.

Спостереження виконують за системами профілів, що утворюють замкнуті ходи. Це дає можливість оцінити і врахувати при обробці похибки спостережень. Замкнуті ходи зручно утворювати із двох сусідніх профілів чи їх половин.

Для оцінки величини власної поляризації електродів на кожній п'ятій чи десятій точці профілю виконують двократні виміри різниці потенціалів з перестановкою електродів між вимірами. Середнє значення суми відліків відповідає різниці потенціалів природного поля між точками профілю, а середнє значення їх різниці – різниці потенціалів власної поляризації електродів. В тому випадку, коли необхідна високоточна зйомка природного поля, виміри з перестановкою електродів необхідно виконувати в усіх точках профілю.

Із двох розглянутих способів зйомки природного поля спосіб потенціалів є більш високопродуктивним, а тому він застосовується при площинних пошукових зйомках. Спосіб градієнтів є більш високоточним і може бути рекомендованим для детальних робіт на обмежених площах. В районах з високим рівнем промислових завад перевагу належить віддати способу градієнтів потенціалу.

Обробка та зображення результатів. Мета обробки полягає у визначенні потенціалів точок профілів відносно базової точки полігону. Способи обробки результатів спостережень залежать від методики польових робіт. При обробці спостережень способом потенціалів спочатку визначають середню абсолютну похибку за даними контрольних вимірів. Вона не повинна перевищувати 5 мВ. При цьому абсолютні похибки на окремих точках не повинні перевищувати середньої більш ніж у три рази.

Для ув'язки потенціалів початкових (вихідних) точок усіх профілів обчислюють середнє значення різниці потенціалів між цими точками і базовою точкою полігону за результатами прямого і зворотного зв'язного ходу. Потенціал природного електричного поля точок профілів відносно базової отримують як алгебраїчну суму відповідних зв'язних різниць потенціалів з різницями потенціалів, вимірених на рядових точках профілів.

Обробку даних при роботі способом градієнтів потенціалів починають із визначення нев'язки спостережень m по замкнутим контурам: $m = \sum \Delta U_+ + \sum \Delta U_-$, де $\sum \Delta U_+$ – сума додатних, а $\sum \Delta U_-$ – сума від'ємних різниць потенціалів, вимірених в контурі.

Якість зйомки оцінюють за значенням процентної похибки p : $p = |m| / \sum |\Delta U| \cdot 100 \%$, де $\sum |\Delta|$ – сума абсолютних значень різниць потенціалів, виміряних у контурі. Ця похибка не повинна перевищувати 5 %.

Нев'язку m розкидають рівними долями з протилежним знаком по всім виміряним різницям потенціалів. За виправленими значеннями різниць потенціалів підраховують потенціали усіх точок контуру відносно вихідної. Визначення потенціалів природного поля на рядових точках профілів відносно базової точки даного полігону виконують так само, як і у способі потенціалу.

Основними графічними матеріалами, що подаються за результатами польових робіт, є карти еквіпотенціальних ліній, карти графіків та окремі графіки потенціалу природного електричного поля. Січення потенціальних ліній на картах залежить від інтенсивності спостереженого поля. Зазвичай воно вибирається кратним 5, 10, 25 і 50 мВ.

Інтерпретація експериментальних даних. Інтерпретація результатів зйомки природного електричного поля може бути якісною і кількісною. *Якісна інтерпретація* полягає в тому, що на картах природного поля виділяються аномалії, 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 і його просторову орієнтацію. Так, ізометричні чи витягнуті в плані аномалії відповідають аналогічним за формою рудним об'єктам. Якщо на карті графіків природного поля фіксується чітка кореляція аномалій на сусідніх профілях, в результаті чого утворюється витягнута корельована зона, це може свідчити про наявність поляризованого пласта (графіту, сульфідного зруденіння).

В районах розвитку фільтраційних процесів негативними аномаліями природного поля фіксуються області притоку води, а позитивними – області її розвантаження. Амплітудно-морфологічними характеристиками просторового розподілу природного поля можуть картуватися різні за літологією гірські утворення – пісок, суглинки, глина і т.ін.

Кількісна інтерпретація аномалій природного поля виконується, як правило, в районах розповсюдження рудних об'єктів з метою наближеної оцінки їх параметрів. При цьому самі поляризовані рудні тіла апроксимуються тілами правильної геометричної форми – куля, циліндр, пласт. Для таких поляризованих об'єктів отримані аналітичні розв'язки прямих задач, які дозволяють виконувати кількісну інтерпретацію аномалій. Наприклад, поле U_e вертикально поляризованої сфери радіуса R_0 з центром, розташованим на глибині h від поверхні землі, виражається як поле електричного диполя:

$$U_e = -2\Delta U_0 R_0^2 \frac{\rho_e}{\rho_e + 2\rho_i} \frac{h}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}},$$

де ΔU_0 – максимальний стрибок потенціалу на контакті поверхні рудного об'єкта з вмшуючим середовищем; ρ_e і ρ_i – питомий опір вмшуючого середовища і рудного покладу; x, y – координата точки спостережень на поверхні землі (початок декартової системи координат суміщений з центром сфери). Графік потенціалу природного поля зображений на рис. 3.29.

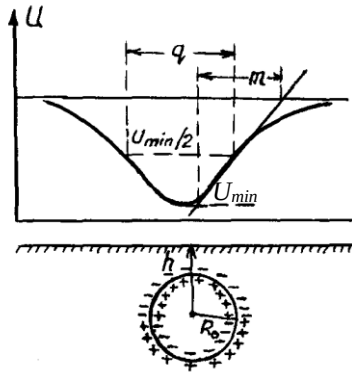


Рисунок 3.29 Інтерпретація аномалій природного поля способом параметрів m і q

Аналіз формули свідчить, що глибина h досить просто може бути визначена за шириною аномалії q на амплітудному рівні $U_{min}/2$:

$$h \approx 0,65q .$$

Глибину h можна визначити також за параметром m , що характеризує нахил дотичної до графіка потенціалу в точці перегину (рис. 3.31):

$$h \approx 0,86m .$$

Сам параметр m визначається графічно за спостереженою кривою потенціалу способом, зображеним на рисунку.

Для визначення глибини залягання вісі поляризованого циліндра (аномалії природного поля у цьому випадку досить витягнуті) також можна використати параметри m і q :

$$h = 0,5q; \quad h \approx 0,6m .$$

Глибина залягання верхньої кромки поляризованого пласта визначається за алгоритмами:

$$h = 0,4q; \quad h \approx 0,55m .$$

Для оцінки розмірів рудного об'єкта необхідно знати питомий опір вміщуючого середовища ρ_e і покладу ρ_i , а також максимальний стрибок потенціалу на вісі поляризації ΔU_0 . Останній оцінюється за результатами вимірів природного поля у свердловині чи на відслоненнях, де чітко видно контакт рудного об'єкта з вміщуючим середовищем. Зазвичай він становить 500-600 мВ. Якщо $\rho_e \gg \rho_i$, то у випадку сферичної покладі її радіус визначається:

$$R_0 = \sqrt{|U_{min}| h^2 / (2\Delta U_0)}$$

Існують також способи аналітичної інтерпретації аномалій ПП, спричинених нахилоно поляризованими об'єктами [1,8]. Окрім того, є програми автоматизованої комп'ютерної інтерпретації, що реалізують метод підбору параметрів джерела природного поля за найкращим співпадінням спостереженого та розрахункового полів.

Область застосування методу ПП. Пошуки і розвідка родовищ електропровідних руд, а також вугілля є основною областю застосування методу природного поля. Роботи цим методом виконуються на мідноколчеданних, колчедано-поліметалічних, мідно-нікелевих та сіркоколчеданних родовищах. Тут інтенсивність аномалій варіює від десятків до декількох сотень мілівольт.

При геологічному картуванні метод природного поля використовується головним чином для локалізації порід, які мають у своєму складі розсіяні електропровідні мінерали: графіт, пірит і частково магнетит. В тих випадках, коли графітизація приурочена до зон тектонічних порушень, метод природного поля може бути застосований для картування цих зон.

Існує можливість застосування методу ПП для картування тектонічно послаблених зон тоді, коли ці зони є шляхами розвантаження поверхневих вод у більш глибокі горизонти. Фільтраційні поля, що виникають при цьому, досягають десятків і навіть перших сотень мілівольт.

При інженерно-геологічних і гідрогеологічних дослідженнях зйомка природного поля дає інформацію про напрямок фільтрації підземних вод. Має місце успішне застосування цього методу для локалізації ділянок фільтрації підземних вод через основи гребель та інших інженерних споруд.

Метод спричиненої поляризації (СП). Метод заснований на вимірюванні вторинних електричних полів електрохімічної та електрокінетичної природи, що виникають у гірських породах в результаті перебігу в них електричного струму.

Існують два основні варіанти вивчення поля спричиненої поляризації – *імпульсний* і *частотний*. У першому вивчають часові характеристики електричного поля після вмикання постійного струму в заземленій живильній лінії. У частотному варіанті методу СП вивчають або амплітудні, або фазові характеристики електричного поля заземлених джерел, що живляться струмом інфранизької частоти (0,1 – 10 Гц).

Метод СП застосовують у модифікаціях як *профілювання* так і *зондування*. Для цього використовуються такі ж установки, як і в методах опорів. Найбільш поширені із них це установки для зйомки *серединних градієнтів*, *комбінованого профілювання*, *симетричні чотириелектродні* та *дипольні осьові*.

При площинних зйомках методом СП основною установкою є установка для зйомки серединних градієнтів (модифікація СП-СГ). Комбіноване профілювання методом СП (модифікація КЕП-СП) застосовують при детальних дослідженнях з метою пошуків плаstopодібних крутоспадних об'єктів. З цією ж метою можуть застосовуватися дипольні двосторонні осьові установки. В простих геологічних ситуаціях виконуються профілювання симетричними установками (СЕП - СП).

Зондування методом СП (модифікація ВЕЗ-СП) використовують при вивченні розрізів з пологими границями розділу середовищ з різною поляризованістю, зокрема, при пошуках пластових рудних покладів, вивченні шаруватих піщано-глинистих розрізів та ін.

При вимірюванні спричиненої поляризації в часовому (нестационарному) режимі поляризація геологічного розрізу здійснюється постійним струмом. Після вмикання струму поле СП з плином часу зникає. Швидкість і характер його спаду залежить від поляризаційних властивостей геологічних утворень.

На практиці інформацію про ці властивості отримують шляхом визначення миттєвого значення позірної поляризованості η_{Π} для вибраного моменту часу, або вивчаючи залежність η_{Π} від часу.

Для визначення позірної поляризованості пропускають у живильну лінію постійний електричний струм протягом 2–5 хвилин (час зарядки середовища), а після його вимикання реєструють на встановленій часовій затримці (зазвичай це 0,5 сек) різницю потенціалів $\Delta U_{СП}$. Позірну поляризованість визначають:

$$\eta_{\Pi} = \Delta U_{СП} / \Delta U_{ПР} \cdot 100\%,$$

де $\Delta U_{ПР}$ - різниця потенціалів на електродах M і N приймальної лінії під час пропускання струму. Одночасно, як правило, визначають і позірний опір:

$\rho_{\Pi} = K \Delta U_{ПР} / I$, де K – коефіцієнт установки. Взагалі методи опору і спричиненої поляризації реалізуються як правило сумісно (при наявності апаратури для вимірів неусталених полів).

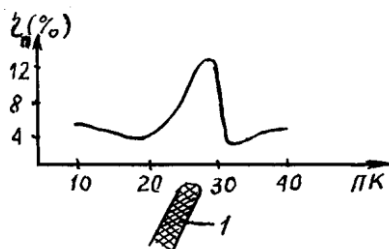


Рисунок 3.30 Графік η_{Π} над зоною графітизації і піритизації за даними СП-СГ (за Комаровим В.О.)
1 – рудне тіло

За результатами вимірів позірної поляризованості η_{Π} будують графіки цього параметру вздовж профілів (рис. 3.30), при площових дослідженнях – карти графіків і карти ізоліній (рис. 3.31). При виконанні ВЕЗ-СП на логарифмічних бланках будуються криві позірної поляризованості, тобто залежності позірної поляризованості η_{Π} від напіврозносу живильної лінії $AB/2$ (рис. 3.32).

Інтерпретація результатів профілювання методом СП в основному якісна. Вона зводиться до виділення аномалій з підвищеною позірною поляризованістю по відношенню до фонових значень, які складають близько 0,5–1 %. Над піритизованими чи графітизованими породами поляризованість сягає 5–10 % і більше. Над провідними сульфідними зруденіннями η_{Π} може досягати перших десятків відсотків. На рисунках 3.30, 3.31 наведені приклади застосування методу СП.

Для окремих аномалій, спричинених локальними об'єктами простої форми, можна застосовувати *кількісну інтерпретацію*. Вона ґрунтується на аналітичних рішеннях прямої задачі для тіл простої геометричної форми: кулі, циліндра, вертикального пласта та ін. [9].

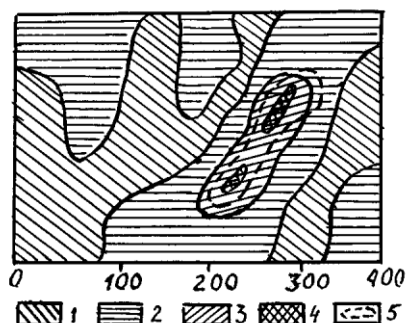


Рисунок 3.31 План ізоліній η_p на одному із мідно-нікелевих родовищ (за Михайловим Г.Н.)

Величини η_p : 1- <2%, 2- 2-3 %, 3- 3-5%, 4- >5%, 5 – контур тіла

Аналіз графіків η_p над похилими тілами свідчить, що графіки асиметричні. Аномалії плавно зростають уздовж підйому тіла і круто спадають з боку його "голови" (рис. 3.30). Над крутоспадними тілами, що розповсюджуються на значні глибини, спостерігаються окремі максимуми, а над ізометричними рудними об'єктами ці максимуми супроводжуються боковими мінімумами. Відстань між мінімумами приблизно в 2 рази більша глибини до центра об'єкта.

Інтерпретація даних зондування методом СП спрямована на розчленування геоелектричного розрізу за параметром поляризованості і багато в чому подібна інтерпретації в методі ВЕЗ. Так само як і в методі ВЕЗ вона буває якісною і кількісною. На етапі *якісної інтерпретації* будуються карти ізоліній позірної поляризованості у вертикальній площині вздовж профілю спостережень (вертикальні розрізи η_p), та графіки позірної поляризованості (при площинних роботах карти графіків чи ізоліній η_p) для фіксованих розносів $AB/2$. *Кількісна інтерпретація кривих η_p* так само, як і у методі ВЕЗ, буває, в основному, палетковою і комп'ютерною (метод автоматизованого підбору).

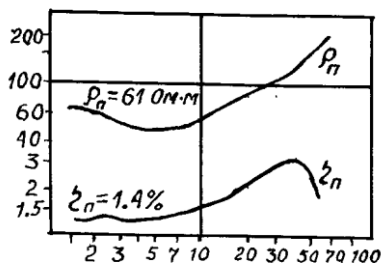


Рисунок 3.32 Графіки зондувань методом ВЕЗ-СП (за Кузьміною Е.М.)

На рис. 3.32 наведений один із прикладів застосування методу ВЕЗ–СП. Як видно із ілюстрації водоносний горизонт на кривій позірного опору не проявляється, а на графіку $\eta\eta$ він чітко проявляється у вигляді максимуму. Інтерпретація двохшаровою палеткою дозволяє визначити дзеркало підземних вод на глибині 18 м (за даними буріння – 21 м). Завищення рівня підземних вод за даними ВЕЗ–СП, вочевидь, пов'язане з наявністю зволоженої капілярної кайми над водоносним горизонтом.

Окрім наземних досліджень метод спричиненої поляризації може застосовуватися також в гірських виробках для вивчення рудоконтролюючих структур і пошуків “сліпих” рудних тіл, а також у свердловинному варіанті при виконанні робіт по міжсвердловинній електричній кореляції рудних об'єктів (МЕК–СП) і вивченні будови навіколосвердловинного простору.

3.7 Магніотелуричні методи

Магніотелуричні методи ґрунтуються на вимірах варіацій (змін в часі) природного електромагнітного поля Землі космічного походження (3.2). Серед групи магніотелуричних методів найбільш використовуваними в практиці прикладних геофізичних досліджень є магніотелуричні зондування (МТЗ), магніотелуричні профілювання (МТП) та метод телуричних струмів (МТС). Перший із них відноситься до класу зондувань, два інших – до класу профілювань.

Магніотелуричне зондування (МТЗ). Основу магніотелуричних зондувань складає індукційний принцип, що ґрунтується на явищі *скін-ефекту* – пропорційній залежності глибини проникнення електромагнітного поля від періоду коливачь.

В методі МТЗ на одній точці виконується реєстрація (як правило цифрова) варіацій п'яти компонент магніотелуричного поля - двох електричних E_x , E_y і трьох магнітних H_x , H_y , H_z . Тривалість запису варіацій може коливатися від 2 до 5-6 годин в залежності від інтенсивності МТ- поля і його спектрального складу. При реєстрації варіацій датчиками електричного поля слугують приймальні лінії MN розміром 0,2–1 км, заземлені на кінцях неполяризованими (інколи свинцевими) електродами, а магнітного – магнітоелектричні магнітометри або магнітні індукційні датчики. Вибір системи координат на точці підпорядковується правилу: за координатний напрямок x приймається той напрямок розмотки однієї із приймальних ліній MN , який є ближчим до географічного напрямку “захід - схід”, відповідно за y - напрямок розмотки ближчий до географічного напрямку “південь - північ”.

Отримані записи варіацій МТ – поля (*телуро – і магнітограми*) підлягають обробці (як правило комп'ютерній), в процесі якої виконується їх *спектральний аналіз*. В результаті спектрального аналізу зареєстрованих варіацій виділяються монохроматичні гармонійні складові МТ-поля в широкому діапазоні періодів – від 0,01 – 0,1 с до декількох хвилин. В рамках моделі плоского електромагнітного поля для кожної спектральної складової визначається модуль $|Z|$ і фаза $\varphi_T = \text{Arg}Z$ імпедансу Z магніотелуричного поля:

$$Z = E_x / H_y = -E_y / H_x.$$

За модулем $|Z|$ розраховується *ефективний (позірний) опір* напівпростору ρ_T :

$$\rho_T = |Z|^2 / \omega \mu = 10^7 / 8\pi^2 \cdot |Z|^2 T.$$

В укрупненій системі одиниць (електричне поле вимірюється в мВ/км, а магнітне - в гаусах (γ)), яка зазвичай використовується при магнітотелуричних дослідженнях, розрахунок ρ_T ведеться за наступною формулою:

$$\rho_T = 0,2 |Z|^2 T.$$

Залежності ефективного опору ρ_T , фази імпедансу φ_T і його модуля $|Z|$ від кореня квадратного із періоду $\sqrt{T}$, отримані за результатами спектрального аналізу, називаються *кривими МТЗ – амплітудною, фазовою і імпедансною* відповідно. Для візуалізації кривих МТЗ виконуються їх графічні побудови: амплітудна і імпедансна криві будуються на логарифмічних бланках модуля 6,25 см, а фазова – на напівлогарифмічних (абсциса $\sqrt{T}$ відкладається в логарифмічному масштабі, ордината φ_T – у пропорційному в 1 см 10°). Завдяки скін-ефекту, криві МТЗ несуть інформацію про глибинну структуру геоелектричного розрізу і є вихідними даними, що підлягають інтерпретації з метою вивчення геоелектричної будови розрізу. Особливу увагу приділяють амплітудним кривим ефективного опору $\rho_T(\sqrt{T})$, адже вони, як і криві позірного опору в методах зондувань на постійному струмі, візуально відображають структуру геоелектричного розрізу (рис. 3.33).

Криві МТЗ у випадку наявності в основі розрізу ізолятора ($\rho_n = \infty$) або ідеального провідника ($\rho_n = 0$) мають інтервали періодів, на яких імпеданс Z МТ-поля і ефективний опір ρ_T залежать від узагальнених характеристик геоелектричного розрізу. Ці інтервали, відповідно, називаються *інтервалом S* і *інтервалом H*. За проведеними у вказаних асимптотичних інтервалах лініями S і H (рис. 3.33) досить просто визначити сумарну поздовжню провідність до ізолюючої, чи глибину до покрівлі високо провідної основи розрізу. Для цього на проведеній асимптотичній лінії вибирається довільна точка і визначаються її координати – абсциса ρ_T та ордината $\sqrt{T}$. Узагальнені характеристики розрізу S і H розраховуються за формулами:

$$S = \sqrt{T} / \sqrt{2\pi\mu\rho_T}; \quad H = \sqrt{T\rho_T} / \sqrt{2\pi\mu}.$$

Метод МТЗ має суттєву перевагу над методами електричних зондувань на постійному струмі. Вона полягає в тому, що пласти високого опору, які є екранами для методів ВЕЗ і ДЗ, для магнітотелуричних полів є проникними. Отже методом МТЗ можна вивчати заекрановані високоомними екранами товщі.

В МТЗ, як і в зондуваннях на постійному струмі, має місце *принцип еквівалентності*. Для кривих МТЗ типу H та A , як і для кривих ВЕЗ, характерна S_2 -еквівалентність, а для кривих МТЗ типу K та Q , на відміну від кривих ВЕЗ, характерна h_2 - еквівалентність (еквівалентність за потужністю

проміжного горизонту). Це означає, що якщо $h_2 = \text{const}$, а ρ_2 змінюється в певних межах, то крива МТЗ залишиться практично незмінною.

При наявності в розрізі горизонтальних неоднорідностей імпеданс не є інваріантом по відношенню до системи координат. А тому, в теорії методу МТЗ використовується модель тензору імпедансу і розроблена методика визначення ефективного імпедансу [12], який є інваріантним параметром МТ поля і основною вихідною інформацією для розрахунку фазових і амплітудних кривих МТЗ.

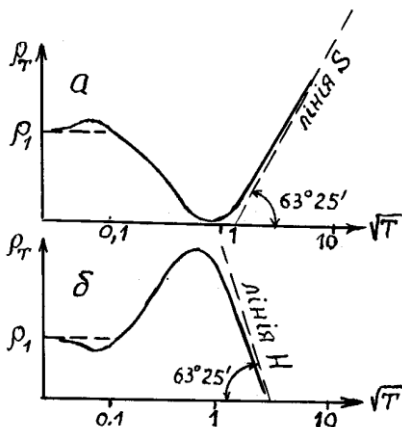


Рисунок 3.33 Тришарові амплітудні криві МТЗ типу H з $\rho_3 = \infty$ (а) та K з $\rho_3 = 0$ (б) і їх асимптоти

На сучасному етапі значна увага в практиці методу МТЗ приділяється *математичному моделюванню* магнітотелуричних полів у горизонтально-неоднорідних середовищах. Неоднорідні середовища поділяють на дво- та тривимірні. Алгоритмічні і програмні розробки для моделювання МТ-полів у двовимірних середовищах нині мають практично промислове поширення, а для моделювання у тривимірних середовищах – знаходяться на початковому етапі їх впровадження у практику МТ-методів.

Інтерпретація даних МТЗ буває якісною і кількісною. На етапі *якісної інтерпретації* даних профільних МТЗ будуються *часові розрізи* модуля ефективного імпедансу $|Z_{\text{еф}}|$ та ефективного опору ρ_T , а також *вертикальні глибинні розрізи* *ізоліній* цих параметрів, при побудові яких ефективні глибини розраховуються за формулою потужності скін-шару:

$$h_{\text{еф}} = \sqrt{2\rho_T / \omega\mu} \approx 159\sqrt{10T \cdot \rho_T} \text{ (м)}.$$

Методика побудови часових і вертикальних розрізів аналогічна побудові вертикальних карт ізоом ρ_T у методі ВЕЗ.

Часові і глибинні розрізи дозволяють виділити блоки порід з різними питомими опорами, встановити напрямок падіння геоелектричних границь, зафіксувати наявність розломів (за присутністю на розрізах вузьких градієнтних зон) та оцінити розповсюдження їх на глибину. При площових

роботах методом МТЗ на етапі якісної інтерпретації будуються карти типів амплітудних кривих МТЗ, карти координат екстремумів кривих та інші побудови.

В арсеналі *кількісної інтерпретації* кривих МТЗ є ціла палітра традиційних способів: використання емпіричних зв'язків координат екстремумів кривих з параметрами горизонтів; визначення сумарної провідності S до високоомного горизонту і глибини H до поверхні низькоомного горизонту за лініями S і H ; палеткова та автоматизована інтерпретація методом підбору. В результаті кількісної інтерпретації кривих МТЗ будуються геоелектричні розрізи вздовж профілів спостережень, а при площинних роботах – карти потужностей і опорів того чи іншого горизонту, глибин залягання опорних горизонтів, сумарної поздовжньої провідності S та ін.

На етапі кількісної інтерпретації велике значення має математичне моделювання МТ-полів у неоднорідних середовищах. Результати такого моделювання дозволяють підібрати (за експериментальними даними) параметри неоднорідностей і врахувати їх спотворюючий вплив на криві зондування.

На рис. 3.34 наведений приклад геофізичного розрізу по профілю, що перетинає Передкавказький прогин, і криві МТЗ, за якими побудована поверхня фундаменту. Як видно із рисунка поперечні криві $\rho^{\perp}$ (розраховані за поперечним імпедансом $Z^{\perp} = E_y / H_x$, де напрямок x співпадає з простяганням прогину) спотворені так званим *крайовим гальванічним ефектом*.

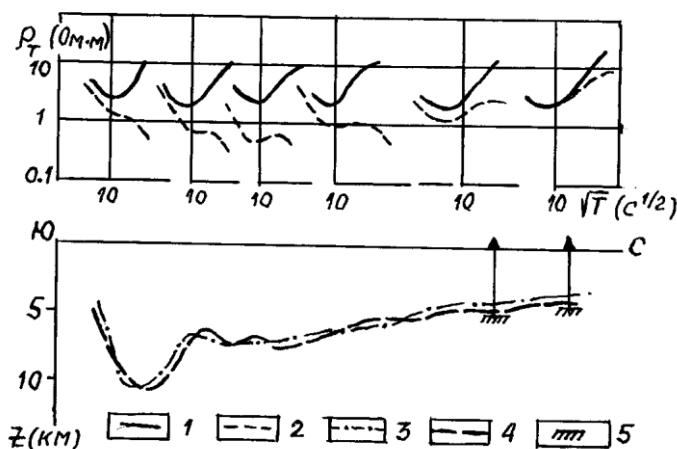


Рисунок 3.34 Криві МТЗ (а) і геофізичний розріз (б) по профілю, що перетинає Передкавказький прогин

1 – крива $\rho^{\parallel}$; 2 – крива $\rho^{\perp}$; 3–5 – положення поверхні фундаменту за кривими $\rho^{\parallel}$, сейсмозвідкою і бурінням відповідно

Область застосування МТЗ. Магнітотелуричні зондування є основною модифікацією магнітотелуричних методів. Вони застосовуються при структурних дослідженнях в глибоких осадових басейнах, де потужність відкладів складає 3–10 км, а також для регіональних досліджень та вивчення глибинної електропровідності земної кори і верхньої мантиї. Для вивчення глибинної будови Землі використовуються записи варіацій МТ-поля, отримані на опорних пунктах протягом декількох місяців. Вони забезпечують виділення спектральних складових з періодами від десятків секунд до годин і діб.

Застосування методу МТЗ на кристалічних масивах наштовхується на труднощі, пов'язані із значними спотвореннями кривих МТЗ за рахунок впливу субвертикальних границь поділу. Разом з тим, як свідчить практика, дані МТЗ з успіхом можуть використовуватися для картування глибинних розломів, що розділяють різні геологічні блоки. Наявність розломів чітко проявляється на часових розрізах ефективного імпедансу у вигляді присутності на них високоградієнтних субвертикальних областей.

Методи телуричних струмів (МТС) та магнітотелуричного профілювання (МТП). Методи МТС і МТП відносяться до модифікацій профілювання. У першому методі у відносно вузькому асимптотичному інтервалі періодів 10-100 с синхронно реєструються варіації електричних компонент E_x , E_y телуричного поля на базисній (стаціонарній в радіусі 30-50 км) точці, на якій глибина до ізолюючої основи розрізу та його сумарна поздовжня провідність відомі, та одній або декількох рядових (польових) точках, рівномірно розташованих на площі робіт. За результатами обробки даних спостережень найчастіше визначається телуропараметр $K = E_{ef}^{\Pi} / E_{ef}^B$, де E_{ef}^{Π} та E_{ef}^B – ефективні (середні) за період значення напруженостей електричного поля відповідно на польовій та базисній точках. Побудовані карти цього телуропараметра якісно характеризують зміну сумарної поздовжньої провідності S надопорної частини розрізу (обернено пропорційна залежність). При відомій S на базисній точці вони можуть бути перераховані в карти сумарної поздовжньої провідності площі робіт, а останні, при відомому значенні середнього поздовжнього опору ρ_l , – в структурні карти поверхні опорного горизонту за формулою $H = S \cdot \rho_l$.

В методі МТП, як і при виконанні МТЗ, реєструються варіації всіх п'яти компонент електромагнітного поля (E_x , E_y , H_x , H_y , H_z), але у такому ж як і в методі МТС вузькому асимптотичному інтервалі періодів. За результатом аналізу експериментальних даних визначається ефективний імпеданс Z_{ef} та сумарна поздовжня провідність надопорної частини геоелектричного розрізу: $S = 1 / |Z_{ef}|$. Отже результатами цих робіт є карти сумарної поздовжньої провідності та структурні карти глибин до поверхонь високоомних горизонтів. Інколи застосовується методика синхронної реєстрації варіацій на базисній і рядових точках. Така модифікація отримала назву комбінованого магнітотелуричного профілювання (КМТП).

Методи МТС та МТП характеризуються значно вищою продуктивністю, ніж метод МТЗ. При їх виконанні обов'язкова постановка в незначних об'ємах опорних магнітотелуричних зондувань. Методи можуть застосовуватися для вивчення рельєфу поверхні високоомних порід (кристалічного фундаменту, хомогенних відкладів та ін.), особливо при неглибокому (2-3 км) їх заляганні.

На щитах метод МТП може застосовуватися для вивчення їх глибинної блоково-розломної тектоніки.

3.8 Низькочастотні методи електророзвідки з контрольованими джерелами

До даної групи методів електророзвідки відносяться методи, засновані на вимірах низькочастотних електромагнітних полів ($f < 10$ кГц) штучних джерел. Теоретичні оцінки та експериментальні дослідження свідчать, що у вказаному частотному діапазоні електромагнітні поля реальних середовищ відносяться до класу *квазістаціонарних*. На їх просторову структуру будуть впливати, перш за все, такі електромагнітні властивості гірських порід, як питомий електричний опір ρ та магнітна проникність μ . Оскільки більшість гірських порід немагнітні, то визначальна роль належить, безперечно, питомому опору.

Частотні електромагнітні зондування (ЧЕМЗ). Частотні електромагнітні зондування, як і метод МТЗ, відносяться до зондувань, що використовують індукційний принцип. На відміну від МТЗ в ЧЕМЗ вимірюються не природні, а штучні гармонійні електромагнітні поля, які створюються контрольованими джерелами. Виміри цих полів виконуються в *дальній зоні* джерел збудження на відстанях r , що значно перевершують довжину електромагнітної хвилі λ у провідному середовищі ($r/\lambda \gg 1$ або $|kr| \gg 1$, де k – комплексне хвильове число).

При проведенні польових робіт методом ЧЕМЗ застосовують різні установки, за допомогою яких виконують багаточастотні виміри ефективного опору ρ_ω . Для цього на кожній фіксованій частоті в живильний контур пропускають гармонійний струм I і за допомогою приймального контуру вимірюють інформативний сигнал ΔU . За результатами вимірів ΔU та I розраховують ефективний опір за відомою формулою дальньої зони:

$$\rho_\omega = K |\Delta U| / I,$$

де K – коефіцієнт установки. Інколи при виконанні ЧЕМЗ вимірюють також фазу φ_ω сигналу ΔU по відношенню до фази струму в живильному контурі. Багаточастотність вимірів необхідна для отримання зондувальних кривих ЧЕМЗ – амплітудної $\rho_\omega = \rho_\omega(\sqrt{T})$ та фазової $\varphi_\omega = \varphi_\omega(\sqrt{T})$, подібних амплітудній та фазовій кривим МТЗ.

Для виконання експериментальних робіт в методі ЧЕМЗ застосовують різні установки, які відрізняються за способом збудження поля і вимірюваними параметрами.

Методика виконання частотних зондувань визначається перш за все необхідною глибинністю досліджень. Оптимальний рознос r установки, який забезпечує виконання умови дальньої зони, повинен бути в 5–6 разів більшим проектованої глибини досліджень H . Максимальна частота в герцах може бути оцінена за співвідношенням $f_{\max} \approx \rho / H^2$, де ρ – середній питомий опір верхньої частини розрізу, H – глибина розвідки в кілометрах. Мінімальна робоча частота повинна бути в 100–1000 разів меншою максимальної.

Точка запису в ЧЕМЗ відноситься до центра розносу r . При нахиленому заляганні шарів розрізу необхідно проводити зустрічні зондування (положення живильного і приймального диполів міняються місцями). Середні значення ефективних опорів ρ_ω і фаз φ_ω відносяться до центра r . Розміри диполів AB і MN повинні бути меншими $1/3$, а сумарна площа приймальної петлі – біля 0,5–1 км². Зондування починають з максимальної частоти. Кожна наступна частота в 1,5–2 разів менша попередньої.

Після виконання зондувань будуються амплітудна і фазова криві ЧЕМЗ. Амплітудні криві ефективного опору ρ_ω будуються на логарифмічних бланках: по горизонталі відкладається $\sqrt{T} = 1/\sqrt{f}$, а по вертикалі ρ_ω . Фазові криві будуються на напівлогарифмічних бланках – по вертикалі відкладаються кути в арифметичному масштабі в 1 см 10°, а по горизонталі – в логарифмічному масштабі $\sqrt{T}$. Амплітудні і фазові криві ЧЕМЗ є основними вихідними експериментальними даними, які підлягають інтерпретації, при цьому основне значення мають криві ρ_ω .

На рис. 3.35, як приклад, наведені палеткові чотиришарові криві ефективного опору типу KH для установки “диполь-петля”. Розгляд кривих показує, що наявність проміжного непровідного екрана ($\rho_2 \rightarrow \infty$) не перешкоджає електромагнітному зондуванню заекранованих товщ. При наявності в основі розрізу високоомного опорного горизонту ($\rho_n = \infty$) *хвильові криві ЧЕМЗ* (криві для нескінченного розносу установки $r = \infty$) мають асимптоту S – висхідну під кутом 63° 25' лінію (рис. 3.35), по якій визначається сумарна поздовжня провідність надопорної частини геоелектричного розрізу згідно алгоритму:

$$S = \sqrt{2/(\omega\mu\rho_\omega)} = \sqrt{T} / \sqrt{\pi\mu\rho_\omega}.$$

Примітною властивістю хвильових кривих є те, що вони не залежать від типу установки і досить подібні кривим МТЗ.

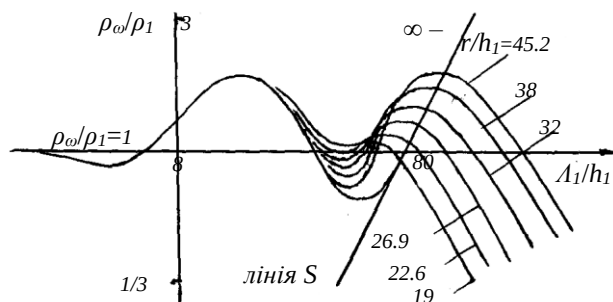


Рисунок 3.35 Чотиришарові амплітудні криві частотного зондування типу KH для магнітного поля заземленого

диполя при $\rho_2 = \infty$, $\rho_3 = 1/4\rho_1$, $\rho_4 = \infty$, $h_2 = h_3 = 2h_1$: λ_1 – довжина хвилі у першому горизонті.

Способи інтерпретації кривих ЧЕМЗ та способи зображення даних практично аналогічні способам інтерпретації кривих і побудовам, що застосовуються в методі МТЗ. За результатами інтерпретації будуються геоелектричні розрізи, карти сумарної провідності до поверхні опорного горизонту, структурні карти та ін.

Частотні електромагнітні зондування *застосовуються* при вирішенні наступних задач: 1) - регіональному картуванні з метою оцінки основних рис тектоніки осадових басейнів, зокрема визначенні глибини залягання високоомного фундаменту; 2) - структурних дослідженнях, перш за все на нафту та газ; 3) - крупномасштабному картуванні і вивченні розрізів на невеликій глибині; 4) - вирішенні деяких інженерно-геологічних задач та пошуків підземних вод.

Метод зондування становлення поля (ЗСП). Метод ЗСП відноситься до категорії індукційних зондувань (як і методи МТЗ та ЧЕМЗ). Він заснований на реєстрації процесів *становлення поля (перехідних процесів)* індукційної природи, які виникають у провідному середовищі при миттєвій зміні (комутації) струму в живильному контурі джерела збудження. Для збудження і реєстрації перехідних процесів можуть застосовуватися установки тих типів, що і в методі частотних електромагнітних зондувань. Зондуючим параметром в ЗСП є час t , оскільки з його плином збільшується глибинність розповсюдження індукованого поля в провідному середовищі, а отже і глибинність досліджень.

В практиці електророзвідки методом становлення поля укорінилися дві основні його модифікації: *метод становлення поля в дальній зоні (ЗСДЗ або ЗСД)* та *метод становлення поля в ближній зоні (ЗСБЗ або ЗСБ)*.

Зондування становлення поля в дальній зоні (ЗСДЗ). Ця модифікація ЗСП є спорідненою методу ЧЕМЗ. В ній використовуються ті ж самі установки, що і в методі частотних зондувань. Обов'язковою вимогою в цій модифікації електромагнітних зондувань є та, що реєстрація неусталених полів повинна виконуватися в дальній зоні джерела збудження (відстань r до точки реєстрації в 5–6 разів більша за проектовану глибину досліджень).

Збудження поля здійснюється шляхом подачі серії прямокутних імпульсів струму в заземлену лінію АВ чи незаземлену петлю. Тривалість як самих імпульсів струму, так і пауз між ними повинна бути достатньою для повного усталення поля. Інколи при збудженні застосовують режим різнополярних імпульсів, або режим подвоєння – інверсний режим, при якому струм не вимикається, а лише змінюється його полярність. Останній режим забезпечує підсилення інформативних сигналів у два рази. Багатоімпульсний режим збудження і реєстрації дозволяє виконувати накопичення інформативних сигналів (або апаратне, або в процесі обробки даних) з метою боротьби із завадами.

Зареєстровані імпульси становлення поля $\Delta U(t)$ (як правило осереднені в процесі накопичення) трансформуються в криві зондування (*криві ефективного опору ρ_r*) за допомогою універсальної формули дальньої зони $\rho_r = K \Delta U(t) / I$, де I – стрибок сили струму в живильному контурі; K – коефіцієнт установки. Опір, визначений за формулою дальньої зони, у випадку однорідного середовища буде рівний його дійсному опору, а у випадку неоднорідного напівпростору – позірному (ефективному).

Найбільш часто для виконання зондувань в дальній зоні застосовують установки “диполь-петля” (модифікація ЗСМ, в якій збудження перехідного процесу виконують заземленою лінією, а реєстрацію – індукційною незаземленою петлею) та “диполь-диполь” (модифікація ЗСЕ).

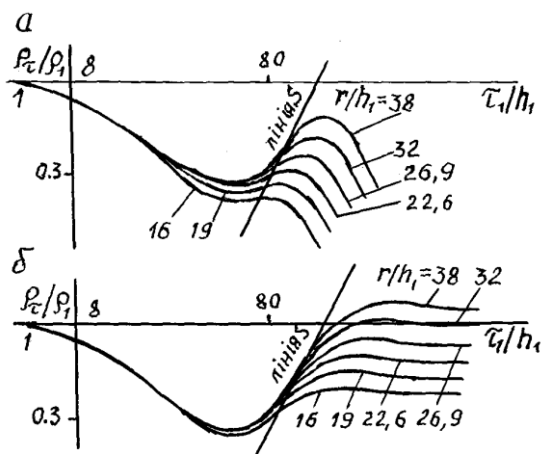


Рисунок 3.36 Тришарові криві становлення поля заземленого диполя в дальній зоні для $\rho_2=1/4\rho_1$, $h_2=4h_1$, $\rho_3=\infty$:

а – вертикальне магнітне поле; б – екваторіальна компонента електричного поля

За результатами трансформації сигналів перехідних процесів на подвійних логарифмічних бланках будуються криві зондування становленням поля: вздовж горизонтальної вісі відкладають $\sqrt{2\pi t}$ (сек^{1/2}), вздовж вертикальної – ρ_z (Ом·м). Криві ЗСДЗ представляють собою, фактично, зареєстрований сигнал, побудований в логарифмічному масштабі, але зі зміненою метрикою (замість вольт ми маємо Ом·м). Криві ефективного опору $\rho_z(\sqrt{2\pi t})$ є основною вихідною інформацією для інтерпретації даних ЗСДЗ. Теоретичні (палеткові) криві ефективного опору також будуються на логарифмічних бланках: вздовж вертикальної вісі відкладаються значення відносного ефективного опору ρ_z/ρ_1 , вздовж горизонтальної – безрозмірного часового параметра $\tau_1/h_1 = \sqrt{10^7 \rho_1 2\pi t}/h_1$. На рис. 3.36 наведений приклад тришарових кривих ЗСМ і ЗСЕ типу Н, з якого видно чітке відображення структури геоелектричного розрізу в ранній (хвильовій) стадії перехідного процесу.

Хвильові криві зондувань становленням поля (криві для установок з нескінченно великим розносом $r \rightarrow \infty$) як і у методі ЧЕМЗ не залежать від типу установок, а визначаються лише структурою геоелектричного розрізу. Для розрізів з непровідною основою ($\rho_n=\infty$) хвильова крива ρ_z має асимптоту S-пряму лінію, нахилену під кутом $\arctg 2=63^\circ 25'$ до вісі абсцис (рис. 3.36). По цій

асимптоті можна визначити сумарну провідність розрізу S до високоомного опорного горизонту за алгоритмом:

$$S = \sqrt{2t/\mu\rho_\tau} = 503\sqrt{2\pi t}/\sqrt{\rho_\tau}.$$

Хвильова стадія кривої ρ_τ підлягає як *якісній*, так і *кількісній інтерпретації*, аналогічно як в методах МТЗ та ЧЕМЗ. В процесі якісної інтерпретації при глибинних побудовах вертикальних розрізів і площинних карт ρ_τ ефективні глибини дослідження для кожного фіксованого часу t розраховують за формулою: $h_{ef} = \alpha\sqrt{t\rho_\tau}$ [км], де α - емпіричний коефіцієнт, який бажано визначити за результатом параметричних зондувань. Часто $\alpha \approx 1-1,5$.

Кількісна інтерпретація кривих ЗСДЗ виконується палетковим способом. В останній час завдяки вдалим програмним розробкам, виконаним у Сибірському відділенні РАН, все частіше впроваджують комп'ютерну інтерпретацію в інтерактивному режимі.

Зондування ЗСДЗ застосовують при вирішенні *наступних задач*:

- 1) глибинних дослідженнях (до глибин 10 км);
- 2) регіональному картуванні з метою вивчення загальних рис тектоніки осадових басейнів і пошуків структур;
- 3) картуванні поверхні фундаменту і вивченні високоомних екрануючих горизонтів;
- 4) виділенні зон розвитку провідних теригенних комплексів в осадовому чохлі та літологічному розчленуванні осадових порід.

Метод ЗСДЗ зіграв суттєву роль в 60-х роках минулого сторіччя при регіональному вивченні території колишнього Радянського Союзу. Нині частіше застосовують метод зондування становленням поля в ближній зоні.

Зондування становленням поля в ближній зоні (ЗСБЗ). Цей метод широко використовується при вирішенні не тільки структурних, але й рудних задач. В рудному варіанті він отримав назву зондування методом перехідних процесів (ЗМПП), хоча фізична основа методів ЗСБЗ і ЗМПП залишається однаковою, як і методика обробки та аналізу експериментальних даних.

При зондуванні становленням поля в ближній зоні рознос r установки (як правило це установки з індукційним датчиком – незаземленою приймальною петлею) вибирається у 1,5–3 рази меншим проєктованих глибин досліджень. Для однорідного напівпростору з питомим опором ρ умова ближньої зони

суворо виконується при $\sqrt{2\pi\rho 10^7}/r > 16$. Отже ця умова може бути виконаною на пізніх часах перехідного процесу і на малих розносах r .

В методі ЗСБЗ найбільшого практичного поширення набули установки “диполь-петля” (“заземлена лінія – петля”), та установки з генераторною квадратною (значно рідше круглою) петлею, всередині якої виконуються виміри перехідного процесу. Серед установок з магнітним збудженням розрізняють наступні.

1. *Співвісна установка “петля в петлі”* – установка, яка складається з генераторної квадратної петлі з розміром сторони квадрата L , та приймальної петлі (як правило багатовиткової) менших розмірів, розташованої в центрі генераторної.

2. *Суміщена установка* – установка, в якій генераторний і приймальний контури петлі суміщені, тобто контур приймальної петлі повторює контур генераторної.

3. *Однопетлева установка* – установка, яка складається з однієї петлі: в момент перебігу струму вона працює як генераторна, а після вимикання струму автоматично перемикається на вимірювальний канал і працює як приймальний контур.

Всі установки з магнітним збудженням є співвісними, а отже вісесиметричними відносно центру. Практичне застосування цих установок вирішує повністю проблему точки запису, яка певним чином існує для установок “диполь-петля”. В цьому їх значна перевага перед останньою.

В методі ЗСБЗ реєстрація збуджуваних перехідних процесів як правило виконується після вимикання електричного струму, тобто в паузах між його імпульсами, адже генераторна петля працює в імпульсному режимі з метою накопичення реєстрованих інформативних сигналів.

Точки ЗСБЗ відпрацьовуються уздовж профілів, зорієнтованих поперек простягання основних структурних елементів району досліджень. При площових зйомках, задається система профілів. Відстань між сусідніми точками (за центр зондування приймається центр r установки “диполь-петля”, або ж центр співвісних петлевих установок) бажано вибирати приблизно рівною максимальній глибині дослідження.

Обробка інформативних польових імпульсів $\varepsilon(t)$ полягає в їх трансформації у криві зондувань (аналогічно методу ЗСДЗ). Застосовують два види трансформації сигналів $\varepsilon(t)$ – у криві ефективного опору $\rho_\tau(t)$ і у криві залежності ефективного поздовжньої провідності S_τ від ефективного глибини дослідження H_τ [10]. На основі отриманих залежностей $S_\tau(H_\tau)$ виконується ряд *графічних побудов*. Найбільш вживані способи візуалізації результатів трансформації – побудова *розрізів ефективних провідностей* S_τ та *диференціальних провідностей* $\sigma_\tau = \partial S_\tau / \partial H_\tau$. На розрізах будують або самі криві $S_\tau(H_\tau)$, $\sigma_\tau(H_\tau)$, як показано на рис. 3.37, або ізолінії цих ефективних геоелектричних параметрів. За характерними заломками на кривих S_τ відслідковують границі горизонтів, а по ізолініях удається локалізувати в розрізі наявність рудних та нафтових покладів. На сучасному етапі обробка сигналів (накопичення, фільтрація) і їх трансформація практично повсюдно виконуються на персональних комп'ютерах.

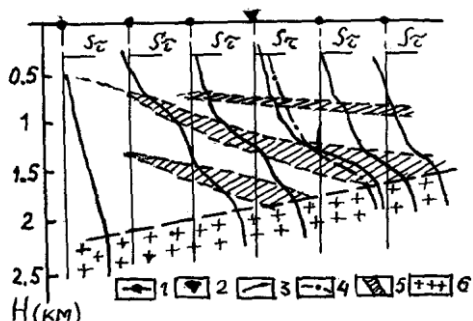


Рисунок .37 Схематичний розріз ефективної поздовжньої провідності S_z за даними інтерпретації ЗСБЗ способом "плавальної площини"

1 – точки ЗС; 2 – свердловина; 3 – графік S_z за даними ЗС; 4 – графік S по каротажу; 5 – провідні горизонти; 6 – фундамент

Задачі, які вирішуються методом ЗСБЗ, приблизно такі ж як і в методі ЗСДЗ. Основна перевага зондувань становленням поля в ближній зоні – локальність результатів досліджень в плані – пов'язана з малими розносами установок та можливістю погоризонтного слідування зміни електричних властивостей порід, що важливо при пошуках родовищ нафти та газу. У відношенні рудних родовищ ця модифікація електромагнітних зондувань показала непогані результати при пошуках провідних пластових покладів з пологим заляганням. В деяких випадках обнадійливі результати отримані при пошуках алмазних трубок. В останній час ЗСБЗ з успіхом застосовують для вивчення верхньої частини розрізу (ВЧР) при вирішенні інженерно-геологічних та екологічних задач, зокрема вивченні зсувних процесів. При застосуванні ЗСБЗ для дослідження ВЧР досить жорсткі вимоги висуваються до апаратурних комплексів, у зв'язку з необхідністю якісного збудження і реєстрації досить коротких за тривалістю (десятки мікросекунд) перехідних процесів.

Методи низькочастотного індуктивного профілювання. Методи застосовуються для виявлення на площі досліджень неоднорідних за електропровідністю включень. Вони проводяться як при загальних пошуково-картувальних зйомках, так і при детальній розвідці родовищ добре провідних руд.

В групу низькочастотних індуктивних методів профілювання входять методи довгого кабелю (ДК), дипольного індуктивного профілювання (ДІП), незаземленої петлі (НП) та перехідних процесів (ПП). Вони використовують як гармонійні (від одиниць до перших десятків тисяч герц), так і неусталені поля.

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 повинні бути малими у порівнянні з довжиною хвилі. В 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 і аномального поля, зумовленого

впливом локальних геологічних об'єктів. За фізичною природою аномалії поділяються на індуктивні (вихрові), кондуктивні (концентраційні) та магнітостатичні.

Індуктивні (вихрові) аномалії – це аномалії, що спричинені магнітним полем струмів, індукованих первинним змінним магнітним полем в добре провідних (рудних) тілах. *Кондуктивні (концентраційні) аномалії* – це аномалії, спричинені концентрацією в рудних об'єктах електричних струмів, наведених у вміщуючому середовищі, і виникненням при цьому (в результаті перетину цими струмами границь розділу) поляризаційних зарядів на поверхнях рудних тіл. *Магнітостатичні аномалії* мають місце лише при наявності магнітних об'єктів – за рахунок їх намагнічування первинним магнітним полем.

В реальному геологічному розрізі, що знаходиться в первинному магнітному полі якого-небудь джерела, аномалії вихрового, концентраційного і магнітостатичного типів складно накладаються одна на одну. Спеціальним вибором типу джерела поля, частоти та часу реєстрації можна змінювати співвідношення між аномаліями різних типів і таким чином створювати модифікації індуктивних методів, ефективні при розв'язку конкретних задач.

Метод довгого кабелю (ДК). Джерелом поля в методі ДК є прямолінійний кабель довжиною від 1 до 20 км, заземлений на кінцях і під'єднаний до генератора напруги низької частоти (до 1000 Гц). При достатньо довгому живильному кабелю метод інколи називають *методом нескінченно довгого кабелю (НДК)*.

Кабель укладається вздовж очікуваного простягання структур та рудних тіл і добре заземлюється на кінцях. Сила струму живлення залишається постійною в процесі зйомки. Поле кабелю АВ (рис. 3.38,а) досліджують на ділянці його середньої третини вздовж паралельних профілів, орієнтованих перпендикулярно і розташованих по обидві сторони від нього. Основними вимірюваними параметрами поля в методі ДК є: а) - амплітуди горизонтальної та вертикальної компонент магнітного поля; б) - відношення амплітуд і різниця фаз магнітних, рідше горизонтальних електричних складових у двох точках, розташованих на відстані 5–10 м; в) - інколи вимірюються елементи еліпса поляризації поля. Виміри магнітного поля можуть виконуватися і в аероваріанті на висоті 50-60 м за допомогою гелікоптера чи літака, що буксирує датчик магнітного поля.

За результатами зйомок методом ДК вздовж профілів будуються графіки вимірюваних параметрів поля і карти графіків (кореляційні плани). Інтерпретація матеріалів в основному якісна і зводиться до кореляції аномалій по профілях та встановлення їх природи шляхом співставлення з геологічними даними.

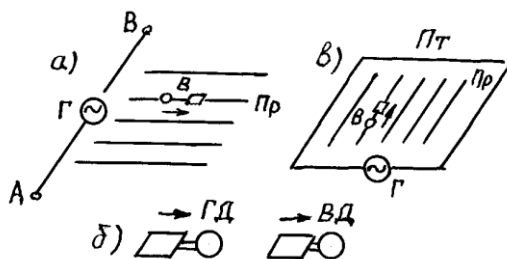


Рисунок 3.38 Модифікації індуктивних методів
 а – метод довгого кабелю; б – метод незаземленої петлі; в – дипольне індуктивне профілювання

Метод ДК відноситься до пошуково-kartувальних і застосовується для вирішення задач геологічного картування, виявлення крутоспадних контактів, пластів, тектонічних зон, пошуків провідних порід (ділянок графітизації, піритизації, тріщинуватості), пошуків добре провідних масивних руд.

Дипольне індуктивне профілювання (ДІП). Метод представляє собою модифікацію індуктивної електророзвідки, у якій джерелом первинного збуджувального поля є магнітний генераторний диполь $\Gamma Д$ (рис. 3.38, в) – 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 їх взаємного розташування. Умова дипольності зберігається при розносі у 2–3 рази більшому розміру рамок. Рознос повинен бути сумірним з проектною глибинністю розвідки.

В результаті зйомки будуються окремі графіки, карти графіків, карти вимірюваних параметрів. Інтерпретація даних в основному якісна і є подібною методу ДК. Окремі чіткі аномалії можуть інтерпретуватися кількісно: по формі аномалії і характерним точкам можна оцінити форму і умови залягання рудного об'єкта, а по частотним характеристикам (на стадії деталізації) – його електропровідність, що дає змогу провести класифікацію аномалій на “рудні” і “нерудні”.

Метод ДІП може бути реалізований і в аероваріанті. Для цього генераторний контур закріплюється навколо фюзеляжу гелікоптера КА-26, а виносна приймальна рамка – в гондолі, що буксирується на кабель-тросі довжиною 35-50 м.

Метод ДІП відноситься до пошукових і пошуково-kartувальних. Головним чином застосовується для пошуків провідних рудних покладів. Інколи він застосовується і з інженерно-геологічною метою.

Метод незаземленої петлі (НП). В методі НП джерелом первинного магнітного поля слугує прямокутна чи квадратна петля з розмірами сторін до 1–2 км, яка живиться змінним струмом від генератора Γ (рис. 3.38, б). Первинне магнітне поле в середній частині петлі є практично однорідним і характеризується наявністю лише вертикальної компоненти H_z . Отже ця область є сприятливою для виявлення горизонтальних, полого нахилених а також локальних провідних об'єктів, оскільки первинне магнітне поле

орієнтовано перпендикулярно до них. Поза межами петлі структура первинного магнітного поля ускладнена наявністю горизонтальної компоненти.

Амплітудно-фазові виміри електромагнітного поля виконуються вздовж паралельних профілів, розташованих або всередині петлі, або поза нею на відстанях від 10 до 100 м один від одного. Напрямок профілів вибирається перпендикулярним простяганням об'єктів. Довжина внутрішніх профілів складає $1/2$ – $1/3$ довжини короткої сторони петлі. При суцільних площових зйомках петля переміщується або перпендикулярно, або паралельно профілям з урахуванням необхідності повторення вимірів (перекриттів) по одному із крайніх профілів, або в декількох точках усіх профілів. Основні вимірювані параметри в полі незаземленої петлі ті ж самі, що і в методі ДІП.

За результатами робіт будуються карти графіків та ізоліній спостережених параметрів поля, а на деталізаційних точках – частотні характеристики. Інтерпретація матеріалів при пошукових роботах якісна, а при деталізаційних – кількісна (визначається електропровідність та розміри об'єктів, їх глибини залягання).

Метод НП ставиться на перспективних ділянках для пошуків і розвідки рудних корисних копалин. Глибинність розвідки до 150–200 м.

Метод перехідних процесів (МПП). В методі перехідних процесів вивчається нестаціонарне електромагнітне поле, збурене за допомогою незаземлених контурів (подібно методу ЗСБЗ чи ЗМПП). Тривалість імпульсів струму в генераторній петлі варіює від 20 до 40 мс, а тривалість пауз між імпульсами – від 30 до 80 мс.

Існують два способи вимірів перехідних процесів. Перший спосіб полягає в тому, що вторинне індуковане поле вимірюється за допомогою автономної вимірювальної рамки, що переміщується по профілям в межах планшету центральної частини петлі (подібно методу незаземленої петлі НП). Цей спосіб отримав назву рамково-петлевого (МППР). Другий спосіб – це однопетлева модифікація методу перехідних процесів (МППО). Ця модифікація тотожна методу ЗМПП, розглянутому раніше. Відмінність МППО від ЗМПП лише в кількості часових затримок, на яких вимірюється сигнал. В МППО цих затримок значно менше.

Роботи методом МПП включають два етапи: *загальна* чи *пошукова зйомка* і *детальна*. Головна задача *загальної зйомки* – виявлення в межах досліджуваної площі зон з аномальною поведінкою неусталеного поля, які зумовлені наявністю добре провідних геологічних утворень. Ця площа пошукова зйомка зазвичай виконується суміщеними генераторними і вимірювальними петлями (МППО). За результатами цієї зйомки будуються карти ізоліній нормованого по струму I сигналу $\varepsilon(t)$ перехідного процесу на одній чи декількох часових затримках. Приклад такої карти для одного із родовищ наведений на рис. 3.39. Над провідними об'єктами затухання поля уповільнюється, отже рудні об'єкти на картах фіксуються підвищеними значеннями нормованого по струму зареєстрованого сигналу $\varepsilon(t)/I$.

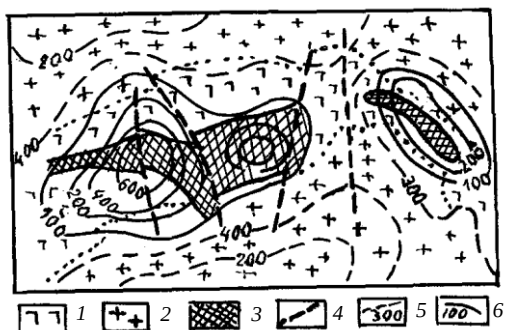


Рисунок 3.39 Карта ізоліній амплітуди сигналу перехідного процесу на мідно-колчеданному родовищі

1 – габро-діабази; 2 – гранодіорити; 3 – проекції рудних тіл на поверхні;
4- розломи; 5 і 6 – ізолінії $\varepsilon(t)$ для часу 1 і 2 мс

Детальні зйомки рекомендується виконувати з автономною рамкою, що переміщується по профілю (МППР). Для зменшення впливу аномалій кондуктивного типу петлю необхідно розкласти так, щоб аномальна зона була в центрі. Менша сторона петлі (якщо петля прямокутна) не менш ніж у 1,5 рази повинна бути більшою від глибини досліджень. Виміри неусталеного поля виконують на 5–7 затримках по густій сітці польових точок. Побудови за результатами робіт такі ж, як і в методі НП. Деталізаційні роботи можна виконувати також суміщеними генераторним і приймальним контурами. У цьому випадку виміри проводяться вздовж окремих інтерпретаційних профілів, що перетинають аномальну зону, по густій мережі точок і з мінімальним розміром петель, при якому сигнал реєструється ще досить впевнено. Метод МПП може бути реалізований і в аероваріанті, аналогічно методу ДІП.

Кількісна інтерпретація експериментальних даних виконується на основі профільних аномальних графіків і перехідних характеристик. Інколи досить непогані результати дають прийоми інтерпретації, що застосовуються в методі ЗСБЗ (ЗМПП).

Областю застосування методу перехідних процесів ε , в основному, пошук добре провідних рудних покладів. Цим методом можливо вирішувати також деякі задачі геологічного картування.

3.9. Високочастотні методи електророзвідки

До високочастотних (*радіохвильових*) методів відносяться методи, в яких використовуються змінні електромагнітні поля частот 10 кГц – 200 МГц. Ці поля вивчають у хвильовій (дальній) чи проміжній зонах джерела, тобто на відстанях, що набагато перевершують довжину хвилі або співставних з нею.

На характер електромагнітних полів радіохвильових частот суттєвий вплив здійснюють струми зміщення, і відповідно, діелектрична проникність середовища. В області радіохвильових частот суттєво збільшується поглинання електромагнітного поля провідним середовищем. У випадку, коли

довжина хвилі суттєво 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 та використовувати такі явища як відбиття, заломлення, поляризація електромагнітних хвиль на границях 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 (метод радіокіп). Метод заснований на вивченні електромагнітних полів в дальній зоні мовних довгохвильових (ДХ-РК) при довжині хвилі у повітрі $\lambda_0=1-10$ км, або спеціальних наддовгохвильових (НДХ-РК) при $\lambda_0=10-100$ км радіостанцій.

Довгі і наддовгі радіохвилі розповсюджуються у вигляді земних хвиль, тобто хвиль, що проходять уздовж поверхні землі, огинаючи її завдяки дифракції. Ці хвилі проникають в землю на певну глибину, яка зростає зі збільшенням довжини хвилі і опору порід. Так при довжинах хвиль від 1 до 100 км глибина проникнення радіохвилі в породи з опором 100–1000 Ом·м змінюється приблизно від десяти до ста метрів.

Напруженість поля в дальній зоні ($r/\lambda \geq 10$) мало змінюється з відстанню і визначається, в основному, електромагнітними властивостями порід поблизу точки виміру. Заломлена хвиля збуджує в неоднорідному середовищі вторинне поле, яке зумовлює появу локальних аномальних ефектів, особливо, коли зустрічаються контакти середовищ з різними електромагнітними властивостями. Це дозволяє, вимірюючи радіополя, виконувати радіохвильове картування, тобто виявляти в плані геоелектричні неоднорідності.

Польова зйомка методом радіокіп частіше за все буває площинною. Вона ведеться польовими вимірювачами напруженостей поля (ПВНП). Датчиком магнітного поля є оберտальна навколо вертикальної і горизонтальної осей рамка, а електричного – ізолювані чи заземлені на кінцях лінії довжиною до 20 м. Зйомка ведеться по профілям, зорієнтованим поперек простягання порід (напрямок x), з відстанню між ними 10–100 м і кроком 5–50 м (на аномальних ділянках до 2 м). При пошуках провідних об'єктів досить виміряти повну горизонтальну H_ϕ (обертанням рамки навколо вертикальної осі домагаються максимального сигналу) і вертикальну H_z (рамка горизонтальна) складові магнітного поля. При вирішенні картувальних задач і пошуках непровідних тіл доцільно вимірювати H_y і E_x (вертикальна площина рамки і приймальна лінія

зорієнтовані уздовж профілю), або H_ϕ і $E_r = \sqrt{E_x^2 + E_y^2}$. За результатами вимірів можна визначити імпеданс поля $Z=E_x/H_y=E_r/H_\phi$ і ефективний питомий опір середовища $\rho_{\text{еф.}}$). Метод радіокіп застосовується також в підземному, аеро- та автомобільному варіантах (зйомка в русі).

Інтерпретація даних у методі радіокіп в основному якісна. Будуються карти графіків і кореляційні плани вимірних параметрів чи ефективного опору $\rho_{\text{еф.}}$. За аномаліями виділяють контакти порід, пласти, зони тектонічних порушень, рудні і нерудні об'єкти. Аномалії, типові для різних геологічних розрізів, зображені на рис. 3.40.

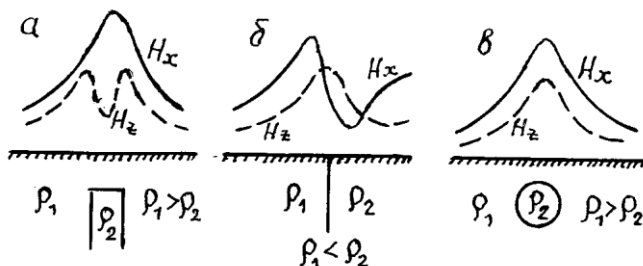


Рисунок 3.40 Аномалії полів дальніх радіостанцій над різними геоелектричними розрізами:

а – круто нахилений провідний поклад; б-контакт порід; в-ізометричний локальний провідник

Метод радіокіп використовують для вирішення задач крупномасштабного геологічного картування, пошуків і розвідки рудних і нерудних корисних копалин, виявлення обводнених і картування мерзлих порід. Глибинність методу не перевищує 10–100 м і залежить від електропровідності геоелектричного розрізу.

Метод радіохвильового просвічування (МРХП або РП). Метод РП є провідним методом підземної електророзвідки, призначеним для вивчення цілості порід між свердловинами чи гірськими виробками з метою пошуків рудних тіл, виявлення обводнених та зруйнованих порід. В різних варіантах методу радіохвильового просвічування вивчаються явища поглинання, відбиття, і дифракції високочастотних електромагнітних хвиль (частота поля 100 КГц–100 МГц) в гірських породах. По затуханню електромагнітних хвиль у просвічуваному масиві порід можна робити висновки про наявність рудних тіл, встановлювати їх форму, розміри, умови залягання, а також виявляти обводнені тектонічні порушення.

Найбільш розповсюджені модифікації радіопросвічування – радіопросвічування між свердловинами, радіопросвічування з-під землі на поверхню, шахтне радіопросвічування.

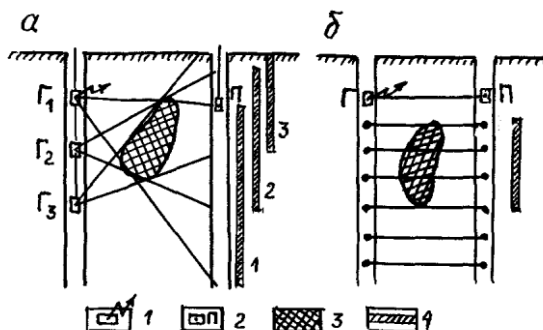


Рисунок 3.41 Свердловинне радіопросвічування (а – віяловий спосіб; б - спосіб паралельного переміщення)

1 – радіопередавач; 2 – приймач; 3 – рудне тіло; 4 – зона “радіотіні”

При міжсвердловинному просвічуванні застосовують дві системи спостережень: кроковий (віяловий) спосіб, при якому поле на окремих інтервалах вимірювальної свердловини реєструється при нерухомому передатчику (рис. 3.41,а), і спосіб паралельного переміщення передатчика і приймача (рис. 3.41,б). При цьому, як правило, використовують електричні антени.

Найбільш простий спосіб інтерпретації даних МРХП є тінювий, в якому за вимірними сигналами та коефіцієнтами екранування (відношеннями вимірюваного поля до нормального поля у вміщуючому середовищі) виділяються радіотіні, зумовлені поглинанням хвиль провідними включеннями. Положення провідного об'єкта визначають способом засічок по променям, що обмежують зону тіні (рис. 3.41,а).

Область застосування методу радіохвильового просвічування – розвідка рудних родовищ, зокрема: виділення безрудних просторів між виробками чи свердловинами; оконтурення розкритих виробками чи свердловинами рудних покладів; пошуки сліпих рудних тіл у міжсвердловинних та міжвиробкових просторах; виявлення об'єктів високого опору – пегматитових кварцових жил, карстових порожнин та ін.

Георадарне зондування (ГРЗ). Георадарне зондування, яке називається також *радіолокаційним зондуванням* або *радіолокаційним методом підповерхневого зондування*, засноване на посиланні в землю коротких (від 1нс до 1мкс) радіо чи відеоімпульсів і реєстрації відбитих від границь розділу з різними електромагнітними властивостями сигналів.

Радіолокатори (георадари) для зондування в землі працюють в 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 електромагнітних властивостей середовища ϵ , μ , γ .

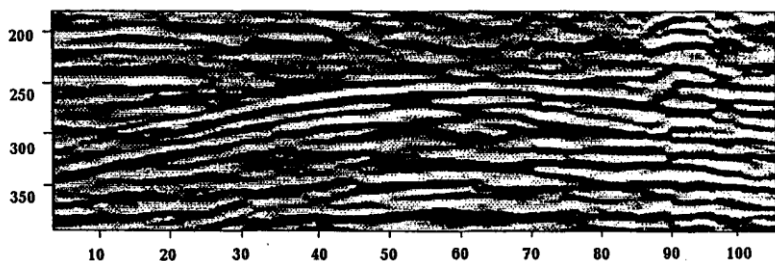


Рисунок 3.42 Часовий розріз за результатами георадарної зйомки

У зв'язку із високим частотним діапазоном теорія електромагнітних хвиль, яка використовується в методі ГРЗ, носить хвильовий характер і нагадує теорію розповсюдження пружних хвиль у сейсморозвідці. А тому результати зондувань георадарами більш схожі з даними, отриманими за результатами

сейсмічних досліджень. Кінематична аналогія електромагнітних хвильових і сейсмічних полів дозволяє застосовувати до експериментальних даних георадарних зондувань відомі методи обробки сейсмічних сигналів, які включають обов'язкову побудову часових розрізів. *Часові розрізи* представляють собою радарограми, побудовані в кожній точці профілю з відкладенням часу t після посилення електромагнітного імпульсу вздовж вертикальної вісі. На часових розрізах виконують кореляцію хвиль, відбитих від границь з різними електромагнітними властивостями.

У верхній частині часового розрізу, наведеного на рис. 3.42, відмічається чітка кореляція електромагнітних хвиль, відбитих від поверхні ґрунтових вод. Час реєстрації відбиттів складає 230–250 нс. Розрахунки показують, що при $\varepsilon=10$ глибина до поверхні рівня ґрунтових вод складає біля 10 м.

Література

Основна:

1. Толстой М.И., Тимошин Ю.В., Сухорада А.В. и др. Основы геофизических методов разведки. Киев, Выща школа, 1985, 327 с.
2. Хмелевской В.К. Электроразведка. М.: Изд-во МГУ, 1984. – 420 с.
3. Якубовский Ю.В., Ренард И.В. Электроразведка. - М.: Недра, 1991.
4. Якубовский Ю.В., Ляхов Л.Л. Электроразведка. - М.: Недра, 1982. – 381 с.
5. Матвеев Б.К. Электроразведка. - М.: Недра, 1990, - 368 с.
6. Жданов М.С. Электроразведка. - М.: Недра, 1986. – 315 с.
7. Федьинский В.В. Разведочная геофизика.- М.: Недра, 1967. – 672 с.

Додаткова:

1. Огильви Л.А., Хмелевской В.К. Сборник задач и упражнений по курсу электроразведки. М.: Изд-во МГУ, 1964. – 204 с.
2. Электроразведка методом сопротивлений/ Под. ред. В.К.Хмелевского, В.А.Шевнина. М., МГУ.-1994.
3. Семенов А.С. Электроразведка методом естественного электрического поля. - Л.: Недра, 1980. – 446 с.
4. Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации. – 2-е изд. - Л.: Недра, 1980. – 391 с.
5. Сидоров В.А. Импульсная индуктивная электроразведка. - М.: Недра, 1985. – 192 с.
6. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально-однородных сред. - М.: Недра, 1991.
7. Методы геофизики в гидрогеологии и инженерной геологии / Н.Н.Горминов, Н.Н.Шарапанов, В.Н.Чубаров и др. - М.: Недра, 1985. – 183 с.
8. Вольвовский Н.Я., Кунин Н.Я., Терехин Е.Н. Краткий справочник по полевой геофизике. - М.: Недра, 1977. – 391 с.
9. Бондаренко В.М., Демуря Г.В., Ларионов А.М. Общий курс геофизических методов разведки. - М.: Недра, 1986. – 453 с.

Питання для самоконтролю

1. Дайте визначення електророзвідки та охарактеризуйте її особливості.
2. Що таке геоелектричний розріз? Типи горизонтально-шарового розрізу та його узагальнені характеристики.
3. Нормальні поля точкового джерела, заземленої лінії та диполя.
4. Природні електричні поля, їх характеристика та типи.
5. Електричне поле спричиненої поляризації та механізми його виникнення.
6. Дайте загальну характеристику гармонійних електромагнітних полів.
7. Дайте визначення плоского гармонійного поля. Імпеданс та його фізична сутність, скін-ефект і потужність скін-шару.
8. Охарактеризуйте нормальні гармонійні електромагнітні поля дипольних джерел.
9. Особливості радіохвильових полів.
10. Неусталене поле дипольних джерел в провідному середовищі та можливість його використання для визначення електропровідності.
11. Охарактеризуйте магнітотелуричні та природні змінні в часі електромагнітні поля.
12. Наведіть класифікацію методів електророзвідки.
13. Особливості електророзвідувальної апаратури та характеристика способів вимірів електричних сигналів.
14. Датчики електромагнітного поля, генераторні та вимірювальні пристрої. Спеціалізація електророзвідувальної апаратури по групах методів.
15. Опишіть сутність методів опору. Що таке позірний опір? Вкажіть принципову відмінність між електричним профілюванням та зондуванням.
16. Метод вертикального електричного зондування: загальна характеристика та методика робіт.
17. Експериментальні і теоретичні криві ВЕЗ, їх типи асимптоти та еквівалентність.
18. Якісна і кількісна інтерпретація кривих ВЕЗ, геоелектричні побудови.
19. Наведіть типи дипольних установок. Дайте характеристику дипольних електричних зондувань.
20. Охарактеризуйте різні модифікації електричних профілювань та способи інтерпретації результатів.
21. Метод зарядженого тіла при вирішенні задач рудної геології і гідрогеології.
22. Метод природного електричного поля – сутність, методика робіт, обробка та зображення результатів, інтерпретація даних, область застосування.
23. Охарактеризуйте метод спричиненої поляризації – його сутність, методику, інтерпретацію даних, область застосування.
24. Загальна характеристика методу магнітотелуричних зондувань – сутність, методика та область застосування.
25. Охарактеризуйте методи телуричних струмів та магнітотелуричного профілювання.
26. Сутність методу частотних електромагнітних зондувань, його модифікації, методика робіт та інтерпретація даних.

27. Метод зондування становленням поля в дальній зоні: загальна характеристика, криві зондувань, їх якісна і кількісна інтерпретація, геоелектричні побудови.
28. Загальна характеристика методу зондування становленням поля в ближній зоні.
29. Особливості використання методів низькочастотного індуктивного профілювання і характеристика їх модифікацій.
30. Характеристика високочастотних (радіохвильових) методів електророзвідки.

Глава 4 СЕЙСМІЧНА РОЗВІДКА

Сейсмічна розвідка – це комплекс методів дослідження геологічної будови земної кори, які засновані на вивченні розповсюдження пружних хвиль, що збуджуються штучно (вибухами, ударами) чи землетрусом. Пружні хвилі, які виникають в результаті вибуху чи удару, розповсюджуються в гірських породах із різними швидкостями. На границі, яка розділяє гірські породи різного складу, пружні хвилі відбиваються, заломлюються і частково повертаються до поверхні Землі. Вивчаючи час і швидкості розповсюдження хвиль, їх амплітуду, форму сигналу і характер коливання ґрунту, на якому встановлені приймачі коливань (сейсмоприймачі), можна визначити глибину залягання і форму границь в середовищі, кут їх падіння, напрямок простягання і ряд інших характеристик геологічного середовища.

Сейсморозвідка є найбільш точним методом визначення глибин до досліджуваних горизонтів. Сейсмічні методи знайшли широке застосування при пошуках і розвідці нафтогазових структур, розв'язанні задач структурної геології, прогнозуванні геологічного розрізу, при інженерно-геологічних дослідженнях.

Згідно поставленим завданням, розрізняють глибинне сейсмічне зондування (ГСЗ), структурну, рудну, інженерно-геологічну сейсморозвідку. За умовами спостереження – наземну, морську та свердловинну сейсморозвідку. При цьому використовуються різні частотні діапазони коливання пружних хвиль. За цим параметром розрізняють височастотну (більш 100 Гц), середньочастотну (від 15 до 100 Гц) і низькочастотну (нижче 15 Гц) сейсморозвідку.

4.1 Фізико-геологічні основи сейсморозвідки

Теорія розповсюдження сейсмічних хвиль базується на хвильовому рівнянні, яке є наслідком лінійної теорії пружності, оскільки геологічні середовища при першому наближенні можна вважати як лінійно-пружними. Пружним є тіло, яке після закінчення дії прикладених до нього сил відновлює свою початкову форму і об'єм. Сила тіла, можуть бути перпендикулярними чи паралельними. У першому випадку – це напруження стискання (чи розтягнення), у другому – зсуву. Напруження стискання змінюють об'єм, зсувні – форму тіла. Якщо до вільного кінця циліндричного бруса 1 (рис. 4.1) довжиною L і діаметром D , з площею периметру S і закріпленого до основи 2, прикласти розтягуючу силу, то брус зазнає витягування на величину ΔL і

зміниться в діаметрі на ΔD . Відношення $\frac{\Delta L}{L}$ і $\frac{\Delta D}{D}$ називається відповідно відносним повздовжнім розтягненням і відносним поперечним стисканням.

За законом Гука, напруження $P = E \frac{\Delta L}{L}$, де E коефіцієнт, який називається модулем повздовжнього розтягу (модулем Юнга), Н/м², чи в СГС - дин/см².

Крім того, $\frac{\Delta D}{D} = \mu \frac{\Delta L}{L}$, коефіцієнт який називається модулем поперечного стискання (коефіцієнтом Пуассона). Для рідини $\mu=0$.

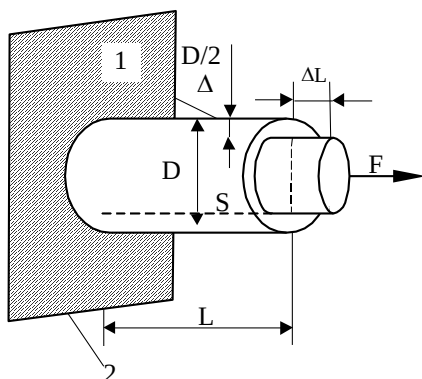


Рисунок 4.1 – Деформація розтягу

Коефіцієнти E і μ не залежать один від одного, розмірів і форми тіла. Вони залежать тільки від пружних властивостей речовини. Пружні властивості будь-якої ізотропної речовини на макрорівні повністю визначаються його модулями E і μ , тобто реальні геологічні середовища вважаються суцільними. При цьому абстрагуються від молекулярної будови речовини і її структурних особливостей, незначних в порівнянні з довжинами сейсмічних хвиль.

Деформація, при якій всі елементи тіла, не викривляючись і не змінюючись у розмірах, зміщуються паралельно один до одного, називається зсувом. Відношення величини зсуву Δx до величини відповідної сторони деформуючого тіла x називається відносним зсувом, а кут Θ - кутом зсуву (рис. 4.2).

При невеликих деформаціях

$$\Theta \approx \text{tg} \Theta = \frac{\Delta x}{x}$$

Згідно закону Гука, дотичне напруження $T=G\Theta$, де G — модуль зсуву, розмірність якого Н/м^2 .

Якщо зразку об'ємом V надати всебічне розтягнення або стискання під дією тиску P , його об'єм зменшиться на величину ΔV , згідно формули:

$$\Delta V = KPV, \text{ або } P = K \frac{\Delta V}{V}$$

де K – модуль об'ємного розширення (всебічного стискання).

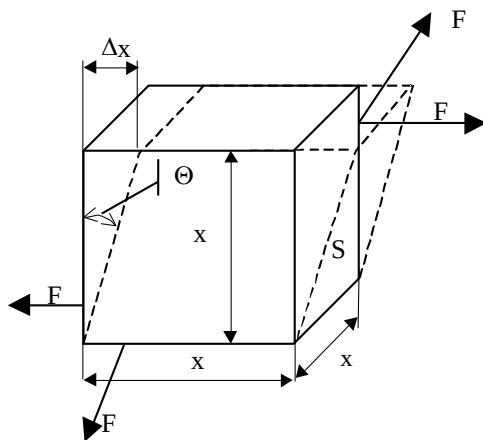


Рисунок 4.2 – Деформація зсуву

Вибух чи удар викликає деформацію гірських порід, в них виникають пружні сили. Під їх дією зміщення одних часточок викликає зміщення сусідніх частинок і т.д. Завдяки цьому деформація передається по всьому об'єму середовища. По середовищу проходить так звана пружна хвиля, яка переміщується із швидкістю, що залежить від пружних властивостей середовища. Особливістю сейсмічних хвиль є їх порівняно невелика тривалість (при вибухах, ударах і землетрусах).

Поверхня, яка поділяє область, де часточки середовища в результаті деформацій, викликаних пружною хвилею, зміщуються з положення рівноваги і область, куди хвиля ще не дійшла, називається *фронтом хвилі*.

Виникнення коливаний на фоні відносного спокою називається *вступом хвилі*.

Тверді середовища, в яких розповсюджуються пружні (сейсмічні) хвилі, чинять спротив змінам об'єму чи розміру елементів середовища і їх формам. Рідини і гази в діапазоні частот сейсмічних коливаний чинять спротив тільки змінам їх об'єму. При цьому розповсюдження пружних коливаний зводиться до передачі об'ємних деформацій через середовище. Цей процес називають проходженням *акустичних* (звукових), чи *повздовжніх хвиль* (*P*-хвилі). У повздовжній хвилі часточки середовища зміщуються вздовж напрямку розповсюдження хвилі, тобто вздовж променів, утворюючи хвилі стискання і розтягнення (деформація об'єму). Швидкість розповсюдження повздовжніх хвиль – V_P .

Якщо зміщення часточок відбувається перпендикулярно напрямку розповсюдження хвилі за рахунок деформації форми (зсуву), то така хвиля називається *зсувною*, чи *поперечною* (*S*-хвилі). Швидкість розповсюдження поперечних хвиль в середовищі – V_P .

Швидкості розповсюдження повздовжніх V_P і поперечних V_S хвиль залежать від пружних властивостей і густини середовища σ .

$$V_p = \sqrt{\frac{E(1-\mu)}{\sigma(1+\mu)(1-2\mu)}}; V_s = \sqrt{\frac{E}{2\sigma(1+\mu)}};$$

з відношення:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1-\mu)}{(1-2\mu)}} = \sqrt{1 + \frac{1}{1-2\mu}}$$

виходить, що повздовжні хвилі розповсюджуються швидше поперечних.

Оскільки для більшості порід $\mu=0,2\div0,4$, то $\frac{V_p}{V_s}$ звичайно змінюється у межах

$$1,6\div2,4. \text{ При } \mu \approx 0,25, \frac{V_p}{V_s} = \frac{V_s}{\sqrt{3}} = 1,73.$$

Важливою характеристикою пружних властивостей середовищ є акустична жорсткість, або хвильовий опір, $\gamma = V\sigma$. Для ґрунтів $\gamma=0,2\div1,6$, для кристалічних порід - $10\div20$.

Повздовжні і поперечні хвилі розповсюджуються по всьому об'єму середовища. В зв'язку із цим вони називаються *об'ємними*. Поряд з цим спостерігаються поверхневі хвилі, які розповсюджуються вздовж поверхні поділу середовищ.

Процес розповсюдження коливань в твердих середовищах ускладнюється явищем *трансформації хвиль*, яке полягає в тому, що при падінні, наприклад, повздовжніх хвиль (P) на границю шарів в Землі у загальному випадку на кожній з них виникає по чотири хвилі: дві відбиті – повздовжня (P) і поперечна (S), а також дві прохідні (P і S).

Якщо у середовищі зустрічається неоднорідність (із відмінними від вміщуючого середовища властивостями і розміром порядку довжини хвилі), то у середовищі спостерігається збурення у вигляді дифрагованої хвилі.

Характерними параметрами сейсмічних хвильових процесів, як і хвильових процесів взагалі, є довжина хвиль λ і частота f коливань, які пов'язані між собою відомим співвідношенням:

$$\lambda = \frac{V}{f} = VT,$$

де V – швидкість розповсюдження сейсмічних хвиль у середовищі;

$$T = \frac{1}{f} - \text{період коливань.}$$

Ці параметри визначають здатність сейсмозрозвідки розділяти хвилі по вертикалі і горизонталі, а також численні особливості розповсюдження хвиль у неоднорідних і шаруватих середовищах. Зокрема, за відношенням потужностей шарів і довжини хвилі шаруваті середовища розділяються на тонкошаруваті, для яких $\lambda_i \leq \lambda_i$, і товстошаруваті ($\lambda_i \gg \lambda_i$). Аналогічно класифікуються неоднорідності середовища.

Закони розповсюдження пружних хвиль в геологічних середовищах можуть бути описані рівняннями динамічної теорії пружності, частковим випадком яких є хвильове рівняння (зі змінними коефіцієнтами). На практиці з метою спрощення задачі часто обмежуються розглядом кінематичної сторони законів розповсюдження пружних хвиль в променевому наближенні, на основі принципів геометричної сейсміки, аналогічних принципам, що закладені в основі геометричної оптики. У рамках геометричної сейсміки, обмежуються вивченням розповсюдження хвильових фронтів і променів, які характеризують напрямок розповсюдження хвилі. У кожній точці фронту промені є нормальними до фронту.

Основними принципами геометричної сейсміки є *принципи Гюйгенса і Ферма*. Відповідно до принципу Ферма, хвиля поширюється між точками неоднорідного середовища за шляхом, який потребує мінімального часу. За принципом Гюйгенса, який визначає кінематику процесу поширення сейсмічних (пружних) хвиль, будь-яку точку фронту хвилі можна розглядати як самостійне (вторинне) джерело коливань.

Принцип Гюйгенса дозволяє побудувати розподіл фронтів хвилі в середовищі, якщо задано положення фронту, в будь-який момент часу t_0 і відомі швидкості V_p і V_s поширення хвиль в середовищі. При збудженні коливань в будь-якій точці простору навколо неї утворюється сейсмічна (пружна) хвиля, яка розповсюджується в усі сторони від джерела. При цьому в кожній точці середовища навколо джерела можливо визначити час прибуття хвилі, а сукупність часів утворює скалярне поле часів хвилі, в якому можна виділити рівневі поверхні. При поширенні хвилі в середовищі рівнева поверхня, яка відповідає його фронту, переміщується в просторі.

Рівневі поверхні, з якими співпадає фронт хвилі в різні моменти часу, називається *ізохронами*. В однорідному середовищі навколо точкового джерела ізохрони утворюють концентричні сферичні поверхні.

Розповсюдження хвиль в сейсморозвідці спостерігають на земній поверхні вздовж заданої лінії профілів чи на деякій площині (апертурі). При цьому визначають час прибуття хвилі в кожну точку апертури – профілю і будують поверхні (графіки) часу прибуття хвилі в різні точки поверхні спостережень (рис. 4.3).

Початок координат при цьому звичайно співпадає з джерелом. Ця поверхня (графік) називається сейсмічним годографом.

Якщо хвиля розповсюджується вздовж осі X з постійною швидкістю, то знаючи час t_1 і t_2 прибуття хвилі у дві точки x_1 і x_2 , можна визначити швидкість поширення хвилі.

$$\text{Тоді } t_1 = \frac{x_1}{V} \text{ і } t_2 = \frac{x_2}{V}, \text{ а } t_2 - t_1 = \frac{1}{V} (x_2 - x_1). \text{ Це рівняння лінійного годографу}$$

$$\text{хвилі, з якого слідує що, } V = \frac{x_2 - x_1}{t_2 - t_1} = \frac{\Delta x}{\Delta t}.$$

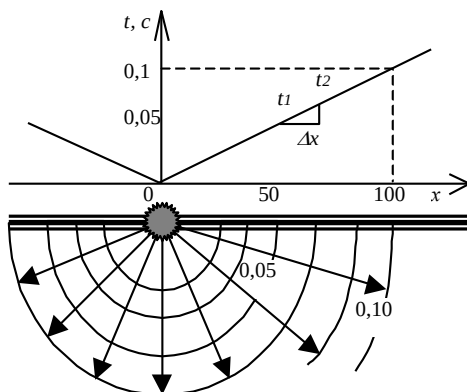


Рисунок 4.3 – Пряма хвиля від точкового джерела і її лінійний годограф

У випадку неоднорідного середовища, коли швидкість непостійна чи

годограф має нелінійну форму, $V = \frac{dx}{dt} = 1 \div \frac{dt}{dx}$.

Таким чином, кут нахилу годографу цієї чи іншої хвилі, який визначається його похідною за даним напрямком (профілем), характеризує швидкість поширення цієї хвилі вздовж відповідного напрямку (профілю).

Коли фронт хвилі перпендикулярний до профілю, то ми реєструємо дійсну швидкість поширення хвилі в середовищі – V . Якщо хвиля приходить до профілю під деяким кутом α , то ми маємо справу не з дійсною, а з *позірною швидкістю* V^* чи V_k (причому $V_k \geq V$). Якщо фронт хвилі паралельний профілю ($\alpha=0$, тобто промінь перпендикулярний профілю), уявна швидкість стає нескінченно великою величиною.

У загальному вигляді закон позірної швидкості має вигляд:

$$V_k = \frac{dx}{dt} = \frac{V}{\sin \alpha}.$$

Годограф будь-якої хвилі, побудований за спостереженнями у точках, які розташовані вздовж деякої прямої (профілю), називається лінійним. Якщо при цьому джерело коливань розташоване на лінії спостережень, то годограф називається повздовжнім (рис. 4.4).

Якщо профіль не проходить через джерело, то годографи, розташовані на площині, дозволяють побудувати поверхневі годографи різних хвиль. Сукупність повздовжніх годографів прямої хвилі, отриманих вздовж ліній спостереження, які проходять через джерело і мають різні азимуты, утворюючи конічну поверхню з вершиною в джерелі, називається *поверхневим годографом прямої хвилі*.

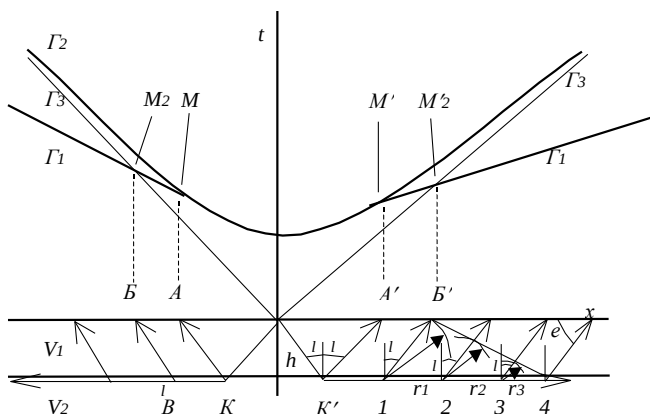


Рисунок 4.4 – Годографи заломленої (Γ_1), відбитої (Γ_2) і прямої (Γ_3) хвиль

У сейсморозвідці велике значення мають прямі хвилі, які поширюються вздовж поверхні спостереження за коротшим шляхом від джерела до точок спостереження.

Прямі хвилі використовуються для вивчення властивостей порід, які залягають на поверхні землі. Швидкість їх поширення залежить від типу хвилі, яка збуджується джерелом, і складом порід. Величини швидкостей визначаються нахилом годографу прямої хвилі. Повздовжній годограф прямої хвилі є прямою лінією, а неповздовжній - гіперболою. Неповздовжній поверхневий годограф прямої хвилі, коли джерело хвиль знаходиться не на поверхні спостережень, має форму гіперболи.

Якщо швидкість поширення прямої хвилі V , то час її пробігу від джерела (точки вибуху) до довільної точки поверхні спостережень визначається виразом:

$$t = \frac{1}{V} \sqrt{x^2 + y^2}.$$

Цей вираз являє собою рівняння поверхневого годографу прямої хвилі.

Ми розглядали особливості поширення пружної хвилі в однорідному середовищі. Однак, земна кора досить неоднорідна, містить велике число геологічних об'єктів з різними пружними характеристиками. У зв'язку з цим, розглянемо найпростіший випадок неоднорідності середовища, коли є одна плоска горизонтальна границя поділу, вище якої залягає середовище зі швидкістю V_1 і густиною σ_1 , а нижче зі швидкістю V_2 і густиною σ_2 . Причому, для спрощення, будемо вважати, що при вибуху виникає тільки повздовжня хвиля P . Вона поширюється в усі сторони і падає на границю розділу в різних її точках під різними кутами. Її називають падаючою чи прямою хвилею. Там, де вона перпендикулярна до границі поділу, напрямок її променів на границі не змінюється. Вона частково проникає у друге середовище і поширюється в ньому як повздовжня хвиля, яка проходить, частково відбивається і повертається до джерела у вигляді відбитих хвиль. У всіх інших точках границі

хвиля падає на неї під різними кутами і утворює вторинні відбиті, і заломлені (які проходять в друге середовище) хвилі. Якщо хвилі, які утворюються на границі, належать до того ж типу, що і падаюча хвиля (повздовжні PP і поперечні SS) то вони називаються *монотипними*, а якщо до різних типів – то *обмінними* (відповідно PS і SP).

При падінні на границю двох середовищ з різними пружними властивостями сейсмічні хвилі відбиваються. Відбиття сейсмічної хвилі на плоскій границі поділу двох середовищ з різними пружними властивостями підкоряється закону геометричної сейсміки, який називають *законом відбиття* (закон Снелліуса):

$$\frac{\sin \alpha_1}{V_1} = \frac{\sin \alpha'_1}{V_2},$$

де α_1 – кут падіння хвилі на границю;

α'_1 – кут відбиття хвилі від границі;

V_1 – швидкість поширення хвиль у першому середовищі, а V_2 – швидкість поширення хвиль в другому середовищі.

При $V_1=V_2$ тобто, у випадку монотипної хвилі, кут падіння на границю дорівнює куту відбиття $\alpha_1=\alpha'_1$. Для обмінних хвиль ($V_1\neq V_2$) кут падіння не дорівнює куту відбиття, тобто $\alpha_1\neq\alpha'_1$. При цьому кут відбиття хвилі дорівнює

$$\alpha'_1 = \arcsin \frac{V_2}{V_1} \sin \alpha_1.$$

При переході через границю поділу двох середовищ з різними швидкостями поширення в них пружних хвиль ($V_1\neq V_2$) хвиля змінює напрямок свого поширення. При цьому синуси кутів падіння і заломлення також пов'язані між собою законом Снелліуса:

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \chi} = \frac{V_1}{V_2},$$

де α – кут падіння хвилі на границю поділу, χ – кут заломлення.

В міру збільшення кута падіння α збільшується і кут заломлення χ хвилі, що проходить. І при куті падіння $\alpha=i$, який називається критичним, чи кутом повного внутрішнього відбиття, кут заломлення χ стає рівним 90° . При цьому виконується умова повного внутрішнього відбиття:

$$\sin i = \frac{V_1}{V_2},$$

а хвиля ковзає вздовж границі поділу зі швидкістю $V_2=V_c$ (V_c – гранична швидкість – рис. 4.4). Звідси випливає положення, що ковзаюча хвиля може утворюватися тільки при $V_2>V_1$, тобто, коли на заломлюючому шарі більшої потужності залягає шар порід із меншою швидкістю поширення пружних хвиль. Утворюючись в критичній точці K , ковзаюча хвиля поширюється вздовж заломлюючої границі i , згідно закону Гюйгенса, в кожній точці границі утворює центри коливання хвиль, від яких вони будуть поширюватися у середовищі зі

швидкістю V_1 . Можна взяти декілька точок віддалених одна від одної інтервалом часу

$$\Delta t = \frac{\Delta x}{V_2}.$$

За час прибуття хвилю в точку 4 елементарної хвилі з точки 1-3 пройдуть відстань:

$$r_1 = V_1(t_4 - t_1) = 3V_1\Delta t;$$

$$r_2 = V_1(t_4 - t_2) = 2V_1\Delta t;$$

$$r_3 = V_1(t_3 - t_3) = V_1\Delta t.$$

Огинаюча елементарних хвиль у вказаних точках представляє собою фронт заломленої хвилі L . Кут її виходу заломлюючої границі буде дорівнювати критичному куту i .

Таким чином, на поверхні поряд з прямими, поверхневими і відбитими хвилями спостерігаються заломлені хвилі, які часто називають головними хвилями. При горизонтальному заляганні заломлюючої границі вони з'являються на поверхні на віддалі: $x_{\text{поч}}$ від пункту вибуху $x_{\text{поч}} = 2htg i$.

За точкою $x_{\text{поч}}$ можуть спостерігатися також так звані закритичні відбиті хвилі. Це визначає вибір методики спостережень. Недалеко від пункту вибуху спостерігаються відбиті хвилі, починаючи із $x_{\text{поч}}$ – заломлені, а також закритичні відбиті хвилі.

В неоднорідних середовищах, які характеризуються поступовим збільшенням швидкості з глибиною, на деякій віддалі від джерела можуть спостерігатися рефраговані хвилі, які утворюються за рахунок збільшення кута заломлення променя майже до 90° і повернення падаючої хвилі в протилежний бік. Тобто до денної поверхні, у багатьох випадках, рефраговані хвилі важко відрізнити від заломлених і навпаки.

Амплітуди відбитої від границі поділу двох середовищ хвилі і хвилі, що проходять скрізь нього, визначаються у відповідності з вирішенням хвильового рівняння для випадку поширення пружних хвиль у середовищі з границями поділу за допомогою коефіцієнтів відбиття і заломлення (проходження), дорівнюючи відповідно

$$k = \frac{A_0}{A} = \frac{\gamma_1 - \gamma_2}{\gamma_1 + \gamma_2}; \Pi = \frac{A_{3л}}{A} = 1 - k = \frac{2\gamma_2}{\gamma_1 + \gamma_2},$$

де A – амплітуда падаючої на границю хвилі;

A_0 – амплітуда відбитої хвилі;

$A_{3л}$ – амплітуда заломленої (прохідної) хвилі;

γ_1 і γ_2 – акустичні жорсткості контактуючих середовищ;

k – коефіцієнт відбиття на границі;

Π – коефіцієнт заломлення (проходження) хвилі.

Вирази для коефіцієнтів відбиття і проходження хвиль через границі поділу середовища дозволяють не тільки знаходити амплітуди відбитих хвиль від різних границь, але і оцінити за амплітудами сейсмічних хвиль, що спостерігаються, швидкості поширення їх у середовищі густини порід (згідно

$\gamma = \sigma V$), а також їх пружні модулі (E і μ), згідно незалежно визначених швидкостей.

Розглянемо годографи різних хвиль.

Рівняння лінійного годографу відбитих хвиль у випадку горизонтальної границі має вигляд:

$$t = \frac{1}{V_1} \sqrt{4h^2 + x^2},$$

де x – точки спостереження; h – глибина залягання границі; V_1 – швидкість у першому середовищі. Годограф має форму гіперболи Γ , вісь симетрії якої співпадає з віссю часу t . Асимптоти гіперболи є лінії годографу прямої хвилі (Γ_3), причому, чим глибше залягання відбиваючої границі, тим менша кривизна годографу. При $x=0$, коли відбита хвиля разом з падаючою проходять

мінімальний шлях, час пробігу t_0 буде мінімальним: $t_0 = \frac{2h}{V_1}$. Величина t_0

називається *вертикальним часом*. Знаючи швидкість V_1 за часом прибуття відбитої хвилі можна визначити глибину залягання відбиваючого горизонту h .

Рівняння лінійного годографу відбитої хвилі від похилої границі має вигляд:

$$t = \frac{1}{V_1} \sqrt{x^2 + 4h^2 \pm 4hx \sin \varphi},$$

знак $+$ береться по падінню шару, знак $-$ береться по підйому границі, h – ехо-глибина, тобто глибина границі по нормалі до неї.

У випадку похилої відбиваючої границі форма годографу не змінюється, але мінімум гіперболи зміщується у бік підйому границі на величину x_0 , яка залежить від глибини залягання границі по нормалі і кута її падіння φ . З рівняння годографу знаходять його характерні точки: час відбиття хвилі по нормалі від границі (при $x=0$) і координати мінімуму годографа.

$$t_0 = \frac{2h}{V_1}, \quad x_{\min} = x_0 = 2h \sin \varphi; \quad t_{\min} = \frac{2h \cos \varphi}{V_1}$$

В окремому випадку горизонтальної відбиваючої ($\varphi=0$) границі отримує раніше наведене рівняння лінійного годографу для плоскої відбиваючої границі.

Поверхневий годограф відбитої хвилі являє собою гіперболоїд обертання з вертикальною віссю, яка проходить через мінімум годографа. Позірна швидкість відбитих хвиль в точках профілю – різна. Вона нескінченно велика в точці мінімуму годографа, але в міру віддалення від неї зменшується на нескінченній відстані, і наближається до швидкості прямої хвилі у даному середовищі. У залежності від швидкості поширення відбитих хвиль наведені формули описують рівняння годографів повздовжніх (при $V_1=V_p$) чи поперечних (при $V=V_s$) хвиль. Відомі рівняння годографів відбиття хвиль для криволінійних границь, які мають складну форму, а також для обмінних відбитих хвиль типів PS і SP .

Годограф заломленої хвилі від плоскої границі поділу має вигляд прямої. Тому що всі заломлені промені виходять на поверхню під однаковим кутом i (рис. 4.4). Біля джерела відбиті хвилі відсутні, оскільки пряма хвиля падає на

границю другого середовища під кутом меншим за критичний. У зв'язку з цим утворюється так звана "мертва зона" (AA'). Вона буде тим більша, чим більша глибина залягання границь поділу h і чим більший критичний кут i :

$$AA' = 2x_{\text{ноч}} = 2htgi.$$

Оскільки, в точці K границі відбита і заломлена хвилі виникають одночасно і поширюються вздовж одного променя KA з однаковою швидкістю V_1 , то час їх прибуття в початкову точку A годографа заломленої хвилі буде однаковий. Тому годографи відбитої і заломленої хвилі мають спільну точку M . В наступний момент часу t_2 заломлена хвиля утворюється в точці B і під кутом i досягає земної поверхні в точці B . Часу прибуття заломленої хвилі в точку B відповідає точка M_2 на годографі заломленої хвилі.

Рівняння годографу заломленої хвилі для горизонтальної границі ($\varphi=0$) має вигляд:

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

де V_2 – гранична швидкість ($V_2=V_2$);

$$t = \frac{1}{V_1}(x \sin i + 2h \cos i).$$

Оскільки $\frac{\sin i}{V_2} = \frac{1}{V_k}$, а $\sin i = \frac{V}{V_2}$, то вираз для годографа заломленої

хвилі при $\varphi=0$ можна записати як $t = t_0 + \frac{x}{V_k}$, де $t_0 = \frac{2h}{V_1} \cos i$.

У випадку похилої границі рівняння годографу заломленої хвилі має вигляд:

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

де φ - кут нахилу границі. Знак – береться для годографу у випадку підйому границі, + - при падінні. При $x=0$ (в джерелі) $t=t_0$ і дорівнює $\frac{2h \cos i}{V_1}$.

Треба відзначити, що t_0 для заломленої хвилі є умовною величиною, так як заломлені хвилі в області джерела (у межах "мертвої зони") відсутні і не реєструються.

Для похилої заломлюючої границі гілки годографа мають різний нахил (рис. 4.5). Гілка, яка спрямована у бік падіння границі більш крута, а спрямована у бік підйому – більш полого.

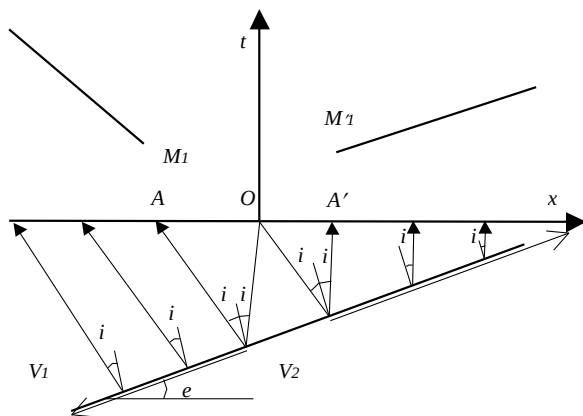


Рисунок 4.5 – Годографи заломлених хвиль від похилої границі поділу

Що стосується віддалі до початкової точки (“мертвої зони”), то при похилій границі вона визначається виразом:

$$x_{\text{поч}} = \frac{2h \sin i}{\cos(i \pm \varphi)}.$$

Знак “-” – у випадку підйому границі, знак “+” - при падінні. Як видно з виразу, у сторону падіння віддаль до початкової точки більша, ніж в сторону підйому. Із збільшенням кута нахилу границі віддаль до початкової точки в сторону падіння збільшується і при $\varphi=90^\circ$ вона збільшується до безмежності, тобто при таких і більших кутах заломлені хвилі спостерігатись не будуть.

У випадку криволінійної границі годограф заломленої хвилі також має криволінійну форму. Заломлені хвилі, як і відбиті, можуть бути повздовжніми PPP, поперечними SSS і обмінними PPS, PSS і ін.

Якщо в розрізі не одна, а багато границь поділу, що характерно для товщ осадових порід, то від кожної з них можливо отримати годографи відбитої і заломленої хвилі. Сукупність годографів різних хвиль, отриманих при одному положенні джерела, називають серією годографів. Крім того, в багат шарових середовищах утворюються багатократні відбиті і багатократно відбито-заломлені, і заломлено-відбиті та рефраговані хвилі, які відносять до завад. Всі розглянуті вище хвилі можуть бути, як повздовжніми, так і поперечними, а у низці випадків, і обмінними.

Таким чином, до точок спостереження на денній поверхні послідовно може прибувати цілий ряд хвиль. Біля джерела першими прибувають прямі хвилі, потім відбиті. Далі від джерела першими прибувають заломлені хвилі, потім прямі і відбиті. Одночасно з корисними хвилями реєструються численні (в залежності від структури і властивостей середовища) хвилі-завади з різними амплітудами, а також випадкові коливання (шуми).

Корисними вважаються хвилі, що відповідають границям, які визначаються у середовищі і можуть бути використані для вивчення геологічної будови. В деяких випадках сейсмічні хвилі утворюються поверхнями розломів. Корисні хвилі, які чітко спостерігаються на значних інтервалах профілів, називаються

опорними чи маркуючими, а границі шарів, на яких вони виникають – опорними горизонтами.

При поширенні в геологічних середовищах сейсмічні хвилі зазнають істотного поглинання і розсіювання. Ці ефекти швидко зростають зі збільшенням частоти коливань (зменшенням довжини хвилі) і шляху, який пройшла хвиля. У зв'язку з цим, при вивченні великих глибин (порядку десятків і сотень км) у сейсморозвідці методом ГСЗ використовують низькі частоти порядку 5÷15 Гц. При вивченні глибин до 5÷7 км методом відбитих хвиль використовуються середні частоти - 20÷80 Гц (середньо частотна сейсміка). При дослідженні ж малих глибин (порядку 1 км) використовують високі частоти порядку 70÷600 Гц (високочастотна сейсміка). Високочастотні коливання швидко затухають, але мають більш високу роздільну здатність.

Знання швидкостей поширення сейсмічних хвиль у гірських породах необхідне для інтерпретації сейсмічних даних (побудова границь, розрізів, структурних карт тощо). Тому вивчення швидкісної характеристики середовища є важливим завданням сейсморозвідки. Крім того, вважається, що відбиваючі і заломлюючі границі співпадають з геологічними границями. Це дозволяє використовувати дані сейсморозвідки для розв'язування стратиграфічних задач і виконання структурних побудов.

Встановлено, що різні породи можуть характеризуватися близькими значеннями швидкостей пружних хвиль. При геологічній інтерпретації даних потрібно враховувати не абстрактні, а конкретні значення швидкостей і приділяти їх вивченню серйозну увагу.

В горизонтально-шаруватих середовищах, які складаються з великої кількості шарів і характеризуються різними швидкостями поширення сейсмічних хвиль частіше застосовують так звану *середню швидкість*, яка визначається наступним чином:

$$V_{cp} = \frac{\sum h_i}{\sum \frac{h_i}{V_i}},$$

де h_i – потужність окремих шарів; V_i – швидкість поширення сейсмічних хвиль у них.

Середні швидкості мають досить важливе значення у сейсморозвідці і використовуються при побудові сейсмічних границь.

Одним із завдань сейсморозвідки є вирішення задач структурної геології (знаходження і вивчення різних форм складчастості, розломів, кутових неузгоджень, взаємовідношень різних структур тощо) і прогнозування геологічного розрізу, а також корисних копалин. В області регіональної геології дані сейсморозвідки дозволяють проводити районування великих територій, виявляти і вивчати поведінку поверхні фундаменту кристалічних порід тощо. В інженерній геології оцінюють глибину залягання корінних порід, вивчають гіпсометрію їх поверхні, виявляють обводнені і тріщинуваті зони тощо.

Можливість успішного застосування сейсморозвідки для вирішення геологічних задач визначається так званими сейсмогеологічними умовами (поверхневими і глибинними). Найважливішими факторами, які визначають поверхневі сейсмологічні умови є: рельєф денної поверхні, зона малих швидкостей, наявність у верхній частині розрізу водоносних горизонтів,

наявність сильновідбиваючих і сильнозаломлюючих границь, на яких може відбуватися різке послаблення хвиль і утворення хвиль-завад.

Найбільш значну роль, звичайно, має поверхневий рельєф Землі і *зона малих швидкостей* (ЗМШ), які представляють собою гетерогенне середовище утворене у результаті дії на породи процесів вивітрювання і денудації, які сприяли дезінтеграції речовини порід, утворенню пор, тріщин, заповнених водою, повітрям та ін. У пониженнях рельєфу ЗМШ може бути представлена наносами. ЗМШ сильно впливає на швидкість поширення хвиль як у вертикальному, так і у горизонтальному напрямках. Велика потужність ЗМШ і її сильна площинна змінність несприятлива для використання сейсмозвідки, тому що при проходженні хвиль через неї спотворюються амплітуди, час пробігу, частотний склад і форма запису пружних хвиль.

Глибинні сейсмогеологічні умови також мають істотний вплив на ефективність сейсмічних робіт. До них відноситься: якість сейсмічних границь (форма, витриманість за площею, ступінь зміни пружних характеристик), ступінь співпадіння сейсмічних границь із стратиграфічними горизонтами, рудоконтролюючими зонами, інтенсивність хвиль-завад різних типів тощо.

Все це значною мірою передбачає необхідність правильного вибору методики сейсмічних досліджень, а також результативність сейсмозвідувальних робіт.

4.2 Сейсмозвідувальна апаратура і обладнання

Призначення сейсмозвідувальної апаратури і обладнання полягає у забезпеченні реєстрації сейсмічного хвильового поля в межах заданої на поверхні спостережень ділянки (апертури) чи профілю, що дозволяє вирішити зворотну задачу сейсмозвідки, тобто провести інтерпретацію даних спостережень. Для цього необхідно зафіксувати зміщення ґрунту під дією пружних хвиль, виділити корисні хвилі на тлі хвиль-завад і зареєструвати їх.

Для запису сейсмічних коливань у даній точці поверхні спостереження застосовують *сейсмічний реєструючий канал*, який являє собою сукупність послідовно з'єднаних апаратів, які здійснюють прийняття механічних коливань ґрунту, їх перетворення в електричні коливання, підсилення і запис на носіїві.

Сеймоприймачі - це електромеханічні пристрої, в яких енергія коливань ґрунту перетворюється на електричну, на основі використання принципу інертної маси.

Сеймоприймачі бувають електромагнітними, електродинамічними, п'єзоелектричними тощо. Найчастіше використовуються електродинамічні сеймоприймачі. В електродинамічних сеймоприймачах створюється радіальне магнітне поле, що виникає між полюсом центрального магніту і магнітопроникним корпусом. В цьому полі розміщується циліндрична котушка, яка підвішується на пружинах. Котушка інколи має додаткове навантаження, що служить інертною масою. При підході пружної хвилі до сеймоприймача корпус останнього зміщується разом з ґрунтом, а інертна сила, в силу інерції, зберігає початковий стан. В результаті відбувається відносне переміщення котушки і магнітного поля і у котушці створюється електрорушійна сила пропорційна швидкості руху котушки відносно поля. Для зменшення часу коливань інертної маси в електродинамічних сеймоприймачах застосовується

електромагнітне згасання. Останнє досягається за рахунок струмів наведених в електропровідному каркасі котушки при її переміщенні в магнітному полі, а також за рахунок зовнішнього активного опору, яким шунтується обмотка котушки.

Відрізняють сейсмоприймачі, які реєструють тільки вертикальну компоненту зміщення ґрунту (вертикальний сейсмоприймач) чи тільки горизонтальну компоненту зміщення (горизонтальний сейсмоприймач). Перші використовуються для реєстрації повздовжніх сейсмічних хвиль, другі – поперечних хвиль. В останні роки розроблені трикомпонентні сейсмоприймачі, які дозволяють визначити напрямок і величину повного вектору зміщення ґрунту.

Величина зміщення ґрунту вимірюється сотими і тисячними долями мікрон. Тому, імпульси, які виникають, дуже незначні за амплітудою. Щоб їх підсилити, застосовують спеціальні електронні підсилювачі, в яких, крім підсилення, передбачено також і фільтрацію коливань у смузі частот, де знаходяться корисні хвилі. При цьому всі коливання з більш високими і більш низькими частотами, які відносяться до завад послаблюються. Корисні ж хвилі підсилюються.

Зараз застосовують цифрову реєстрацію сейсмічних коливань. Цифрові записи є більш точними, ніж аналогові. Вони не змінюються із часом і не зазнають додаткових спотворень і перешкод при відтворенні. Для запису у цифровій формі підсилені сейсмічні сигнали подають на електронний комутатор із n -входами (n -число реєструючих каналів станції), який опитує послідовно всі канали кожні 2(4) мс. Отримані таким чином вибірки сигналів із всіх каналів надходять з виходу комутатора на перетворювач аналог-цифра, який дозволяє виразити величини амплітуд сейсмічних коливань у кожному каналі у вигляді чисел двійкового коду, котрі далі реєструються.

У зв'язку з великими динамічним діапазонами сейсмічні сигнали безпосередньо не можуть бути представлені ні в аналоговій ні в цифровій формах внаслідок обмеженості динамічного діапазону електронних підсилювачів і низки інших параметрів. Тому, в сейсмічних підсилювачах цифрових і аналогових станцій під час реєстрації коливань застосовують ступеневе або *неперервне програмне регулювання підсилення* (ПРП), компенсуючи розбіжність хвиль у середовищі. Частіше здійснюють автоматичне регулювання підсилення (АРП) за законом оберненої пропорційності енергії хвилі, що надходить. На цифрових станціях це реалізується за рахунок автоматичної зміни коефіцієнту підсилення сейсмічного каналу, за двійковим законом. При цьому величина зміни коефіцієнту підсилення сигналу кожного каналу на кожному відліку записується, що дозволяє відновити його дійсні амплітуди при відтворенні запису. Підсилені сигнали поступають до реєструючого пристрою.

Зараз велике значення у сейсморозвідці має магнітний запис. Його перевага полягає у можливості багатократного відтворення записаної інформації з метою подальшої обробки її на комп'ютерах.

Тепер широко застосовуються багатоканальні сейсморозвідувальні станції з числом каналів 500-1000 або більше. За допомогою багатоканальної станції можна реєструвати сейсмічні коливання одночасно у великій кількості точок при одному акту збудження пружних коливань.

Сейсмоприймачі розміщують на певній відстані один від одного (від 1 до 200 м), що залежить від методу, діапазону частот, умов робіт. З'єднуючі дроти сейсмоприймачів звичайно зібрані у багатокабельний кабель – косу, які підключаються до станції через роз'єми. У багатокабельних станціях застосовують спеціальні телеметричні лінії зв'язку з часовим ущільненням сигналів від різних каналів.

Для виконання сейсмічних спостережень поряд із сейсмічними станціями необхідне і інше обладнання: бурові станки, змотувальні машини, автоцистерни, вибух-пункти і вибухові машинки для проведення вибухових робіт із метою збудження сейсмічних коливань. В останній час, для збудження пружних коливань досить широко застосовують так звані невибухові джерела ударного чи вібраційного типу.

Вказані джерела змонтовані на транспортних засобах (автомобілях, тракторах) і здійснюють збудження коливань прямо на денній поверхні. Інтенсивність збуджених невибуховими джерелами коливань значно менша, ніж при вибуховому збудженні. Це потребує повторних дій, тобто застосування накопичення багатьох послідовно збуджених сигналів (сейсмограм). Для цього на сучасних сейсмічних станціях встановлюють блоки підсумовування і корелятори для перетворення результатів таких робіт у звичайні сейсмограми.

4.3 Методика польових робіт

Основним фактичним матеріалом сейсморозвідки є первинні сейсмограми. Їх якість забезпечується вибором раціональної методики і техніки польових робіт, правильним вибором системи спостережень пружних хвиль.

Спостереження в сейсморозвідці проводяться вздовж профілів, положення яких залежить від конкретних сейсмогеологічних умов району, чи на площині. При площинній реєстрації коливань звичайно зручніше розташовувати приймачі вздовж профілів, щоб отримати рівномірну мережу спостережень. В своїй більшості, профілі - це прямі або ламані лінії, причому, в залежності від взаємного положення джерел і сейсмоприймачів, існують різні типи профілів. Схема розташування джерел і сейсмоприймачів на профілі (площині), що забезпечує розв'язання певної задачі, *називається системою спостережень*. Якщо положення джерел і сейсмоприймачів забезпечує неперервність простеження сейсмічної границі, то говорять про неперервне профілювання. Система спостережень, яка складається з одного чи декількох коротких повздовжніх профілів, та призначена для визначення положення сейсмічної границі (оцінка її глибини, кута падіння, азимута падіння) в одній точці, називається *сейсмозондуванням*.

Відстань між сейсмоприймачами (Δx) залежить від довжини хвилі сейсмічних коливань - середньої швидкості і частоти реєстрованих хвиль, тому

що $\lambda = \frac{V}{f}$, глибин до відповідних сейсмічних границь і віддалі до джерела.

Вони зростають зі збільшенням цих параметрів (крім віддалі від джерела). Звичайно $\Delta x \leq \lambda / 2$.

Методика методу відбитих хвиль. В більшості районів країни при роботі за методом відбитих хвиль (МВХ) відстань між сейсмоприймачами дорівнює $25 \div 30$ м, іноді $40 \div 50$ м. При розвідці малих глибин на високих частотах, особливо у тих випадках, коли спостерігаються великі зміни форми запису вздовж профілю, відстань може бути зменшена до $10 \div 15$ м. При простих сейсмогеологічних умовах допускається збільшення відстані між сейсмоприймачами до $75 \div 100$ м. Відстань між найбільш близькими і найбільш віддаленими від джерела сейсмоприймачами називають *довжиною годографа* L . Цю довжину обирають кратній відстані між сусідніми сейсмоприймачами Δx чи довжині розстановки сейсмоприймачів S , під якою розуміють ділянку профілю, зайнятою сейсмоприймачами при проведенні сейсмічних спостережень. Відстань від джерела до найближчого приймача називають *виносом*.

Ділянку профілю, розташовану між сусідніми джерелами (пунктами вибуху), називають *інтервалом збудження (вибуховим інтервалом)* (I). В простих умовах $L=I$. Вибір величини L визначається, головним чином, глибиною досліджень. У простих умовах відбитих хвиль величина L складає $200 \div 300$ м. Іноді, в складних умовах, ця величина може зростати до $4 \div 5$ км, а I зменшуватися до $100 \div 200$ м.

Для усунення низькошвидкісних хвиль-завад (поверхневих хвиль) і випадкових шумів застосовують групування сейсмоприймачів, тобто встановлення на кожній точці прийому ряду приймачів, з'єднаних послідовно, і включених в один канал. Відрізняють *лінійні групи* (повздовжні і поперечні), коли сейсмоприймачі розташовані по одній лінії, і *площинні*. Існують різні типи групування: лінійне, площинне. Розміри груп і число приймачів в них визначаються, головним чином, інтенсивністю, напрямком і швидкостями поширення та довжинами хвиль-завад. Кількість приймачів в групі складає $10 \div 20$ на лінійній базі $10 \div 50$ м, або в середньому 15×20 м на площині.

Ослаблення випадкових перешкод групою з n -приймачів близьке до $\sqrt{n}$.

Збудження пружних коливань в сейсморозвідці здійснюється за допомогою вибухів (в шурфах, свердловинах, на поверхні землі) і невибухових джерел. Глибина вибухової свердловини, як правило, повинна бути більше потужності зони малих швидкостей, тобто вибух звичайно відбувається нижче рівня ґрунтових вод.

Вибуховою речовиною (ВР) є тротил. Для вивчення невеликих глибин, як правило, достатньо заряду тротилу масою 100 г. При дослідженні глибин до 10 км маса заряду збільшується до 20 кг і більше. В методі ГСЗ маса заряду досягає сотень і тисяч кг.

Останнім часом, з метою здешевлення сейсморозвідувальних робіт і зниження шкоди оточуючому середовищу під час буро-вибухових робіт, для збудження сейсмічних коливань застосовують невибухові джерела сейсмічних коливань.

Невибухові джерела бувають двох типів: ударні і вібраційні. В ударних джерелах для збудження коливань використовують енергію вибуху суміші газів чи електродинамічний удар за рахунок електричної енергії, накопиченої в конденсаторах великої ємності. У вібраційних джерелах збудження сейсмічних коливань забезпечує вібратор, який встановлений на поверхні ґрунту і передає

йому свої коливання. Вібратори випромінюють квазисинусоїдальні коливання в діапазоні від 10 до 200 Гц.

Слід відзначити, що в сейсморозвідці для послаблення завад, поряд із групуванням сейсмоприймачів, часто застосовують *групування джерел*. При цьому кількість джерел в групі не перевищує 5-6. Принцип вибору груп джерел такий же самий, як і при групуванні приймачів у випадку слабких джерел (особливо невибухового типу). Для послаблення випадкових шумів використовують багатократне (до 15-25 раз) повторення процесу збудження коливань із накопиченням отриманих сейсмограм в процесі реєстрації коливань.

У залежності від поставлених геологічних задач, типу реєструючих сейсмічних хвиль і сейсмогеологічних умов району застосовують ряд методів і модифікацій сейсморозвідки.

Методи відбитих (МВХ) і заломлених (МЗХ) хвиль є основними. Крім цього, іноді застосовують *метод прохідних хвиль* (при роботах в шахтах, штольнях, свердловинах – це сейсмокаротаж, вертикальне сейсмічне профілювання, або скорочено ВСП і інші), коли вивчають хвилі, які проходять крізь досліджувані товщі порід. Іноді такий метод називають *методом просвічування*.

Розрізняють також методи сейсморозвідки, в яких вивчають обмінні, повздовжні і поперчені хвилі. Встановлено, що інтенсивність повздовжніх, обмінних хвиль вища, ніж поперечних. Саме вони, в основному, застосовуються в сейсморозвідці. Але у деяких випадках, зокрема, в інженерній сейсморозвідці і при прогнозуванні геологічного розрізу для збільшення роздільної здатності дослідження і визначення пружних модулів порід використовують поперчені хвилі самостійно чи в комплексні з повздовжніми хвилями.

В залежності від глибини границь, які досліджуються, використовують сейсмічні коливання різних частотних діапазонів (низькочастотні, середньочастотні і високочастотні).

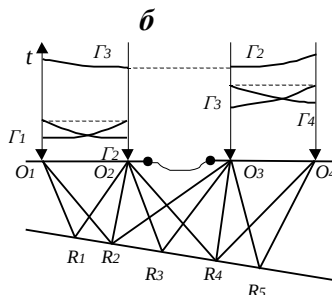
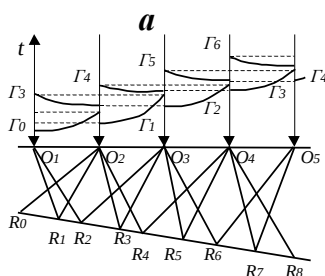
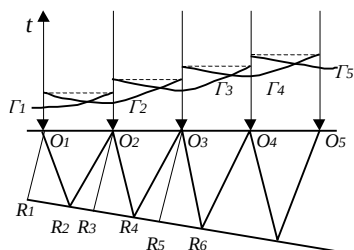
Метод відбитих хвиль застосовують при наявності в розрізі протяжних границь. Діапазон глибин в МВХ досить значний – від 200 до 10000 і більше метрів. Найбільш чіткі відображення реєструються на ділянках, де відсутні заломлені хвилі. Найкращі результати МВХ отримують при кутах нахилу відбиваючих границь 3-15°, але можна вивчати розрізи з більшими кутами нахилу (до 50° і більше). Роботи в МВХ виконуються або за системою неперервного сейсмічного профілювання, або за системою сейсмосондування.

Системи неперервного профілювання в МВХ можуть бути простими, подвійними, через інтервал, з подовженими годографами та інше.

При простому сейсмічному неперервному профілюванні сейсмоприймачі встановлюються в межах вибухового інтервалу по обидва боки від пункту вибуху (рис. 4.6).

Так, при збудженні коливань в точці O_3 спостереження проводяться на ділянках O_2-O_3 і O_3-O_4 . Профілювання через інтервал застосовується тоді, коли через поверхневі завади біля джерела відбиті хвилі погано простежуються. Схема спостережень в цьому випадку для джерела, розташованого в точці O_3 , приведена на рис. 4.6. Прийом коливань здійснюється в інтервалах O_1-O_2 і O_4-O_5 . У випадку неможливості постановки

приймачів в деякому інтервалі профілю AB неперервність простежування відбитих границь забезпечується за допомогою подовжених годографів (рис. 4.6 в).



в

Рисунок 4.6 – Система простого безперервного (а) і через один інтервал (б) профілювання і подовжених годографів (в):

Γ_i – годографи відбитих хвиль; O_i – джерела; R_i – точки відбиття на границі

Вибухові інтервали в MBX вибираються відносно невеликі, які можна порівняти із глибинами до відбиваючих границь і постійними за довжиною. Особливістю MBX є проведення досліджень біля джерела, де відсутні заломлені хвилі і де можна використати більш високі частоти, що дозволяє позбавитися, за допомогою фільтрів, від низькочастотних завад.

В складних сейсмогеологічних умовах часто спостерігається інтерференція (накладання) сейсмічних хвиль, що суттєво знижує

ефективність застосування сейсморозвідки MBX. В цих умовах, для розділення різних хвиль в зонах інтерференції, може застосовуватися *метод регульованого направленої прийому* (РНП). Суть методу полягає в спільному застосуванні різночасового підсумовування записів сейсмічних коливань в декількох точках спостереження і високочастотної фільтрації. Підсумовування відбувається на малих базах (звичайно 9÷11 трас), що дозволяє вважати фронти хвиль, що приходять, плоскими. Сейсмічні записи підсумовуються із різними часовими зсувами. При цьому, максимальні амплітуди сумарних сигналів мають місце при співпадині лінії підсумовування із фронтом хвилі при запису. За положенням максимуму розростання амплітуди хвилі визначається її позірна швидкість. В результаті аналізу сейсмічних записів за методом РНП знаходять позірні швидкості всіх хвиль, зареєстрованих на сейсмограмах. В подальшому ці дані використовуються для побудови відбиваючих границь на розрізах.

В районах з високим рівнем випадкових коливань і багатократно відбитих хвиль застосовуються *методика багатократного профілювання* (МБП), яка забезпечує багатократне простежування відбиваючих границь, тобто отримання надлишкової інформації про розріз. Багатократне профілювання є достатньо універсальним засобом отримання сейсмічних даних. На основі цієї методики реалізуються сейсмічні *методи плоского і керованого плоского фронту* (МПФ і КПФ), *методи РНП і спільної середньої точки* (ССТ), *метод сейсмічної міграції* тощо.

Принцип методу СГТ полягає у тому, що сейсмічні хвилі отримані при різних положеннях джерела і приймача і відбиті від однієї і тієї ж точки *B* (спільна глибинна точка) границі *R*, представляються у вигляді сумарного запису (рис. 4.7), який відноситься до спільної точки всіх трас *O₀*, розташованої посередині між джерелом і відповідними точками прийому коливань.

Перед підсумовуванням сигналів, які відносяться до спільної глибинної точки, їх суміщують за часом (рис. 4.7), за рахунок введення кінематичних поправок, які враховують різницю часів приходу відбитої хвилі у будь-якій точці прийому коливань джерела, тобто, $t_k = t_x - t_0$. При цьому отримується часовий розріз СГТ. Все це має місце для горизонтальних границь. У випадку похилих границь сумарні сигнали відбиваються в різних, хоча і близько розташованих точках границі. При цьому "спільна" точка немов би "розмивається" вздовж границі і до того ж пересувається в сторону її підйому (сейсмічний знос). З цієї причини метод СГТ точніше називати методом "спільної середньої точки" (ССТ).

При підсумовуванні сигналів за методом СГТ (ССТ) для знаходження кінематичних поправок використовується певне значення швидкості поширення сейсмічних хвиль в середовищі. Це дозволяє підкреслювати корисні відбиті хвилі і послаблювати хвилі-завади (кратно-відбиті, заломлені і інші). В процесі підсумовування сигналів з різних сейсмограм за методом СГТ (ССТ) послаблюються також випадкові коливання. Здійснюючі сумування сигналів за методом СГТ (ССТ) при різних значеннях швидкості можна визначити з достатньою точністю ефективну швидкість поширення сейсмічних хвиль у середовищі.

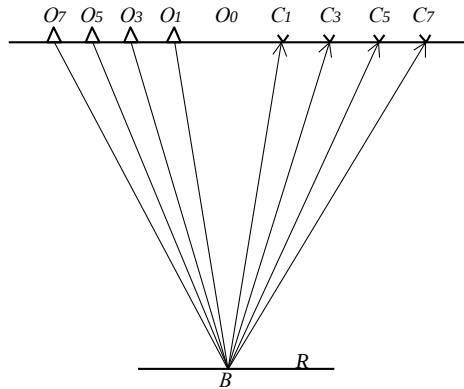


Рисунок 4.7 – Схема спостережень методом спільної глибинної точки (СГТ)

У складних районах, з крутими кутами падіння границь, блоковою структурою, криволінійними границями, зонами виклинювання, часові розрізи за методом ЗГТ значно спотворюються і не відображають реальну будову геологічного розрізу. За таких умов має застосовуватися метод сейсмічних міграційних перетворень, який дозволяє перетворювати первинні сейсмічні записи чи часові розрізи СГТ в сейсмічні зображення – розрізи середовища в масштабі часу чи глибини. При цьому, у порівнянні з методом СГТ додатково послаблюється вплив дифрагованих хвиль, враховується сейсмічний знос, тобто зміщення точок прийому коливань відбитих хвиль по відношенню до точок границь, де утворилися ці хвилі, знижується рівень випадкових і низькошвидкісних перешкод, розшифровуються зони інтерференції тощо.

В основі міграційних перетворень покладено принцип відновлення (зворотного продовження) хвильових фронтів в середовищі за значеннями хвильового поля, яке спостерігається, на поверхні. Цей процес описується за допомогою хвильового рівняння.

Параметри схем спостереження МБП: величина бази спостережень, положення джерела відносно бази прийому коливань, мінімальне (x_{min} – винесення джерела) і максимальне (x_{max}) віддалення приймачів від джерела, кратність простежування границь – визначається, головним чином, сейсмологічними умовами. База прийому коливань збільшується при необхідності зменшення високошвидкісних перешкод. Кратність простежування границь збільшується при необхідності ослаблення випадкових коливань. Вона визначається за формулою:

$$S = \frac{L}{2l},$$

де l – відстань між точками збудження (вибуховий інтервал), L довжина годографа.

У залежності від положення джерела по відношенню до бази прийому коливань системи спостережень МБП розділяються на симетричні (джерело знаходиться в середині бази спостережень), флангові (джерело знаходиться на крайніх точках спостережень), флангові з винесеними точками збудження. Симетричні схеми застосовуються, в основному, при вивченні слабких

відбиваючих границь (коли необхідно послаблення випадкових перешкод), а флангові – при необхідності придушення багатократних хвиль та інших високошвидкісних завад.

Наведені вище профільні системи спостережень ефективні за умов коли геологічні структури витягнуті в деякому напрямку, а основні розвідувальні профілі розташовані вхрест їх простягання. В районах, де ці умови не виконуються (складна будова, різні структурні плани за глибиною, наявність “бічних” хвиль тощо), профільні системи не дають необхідного ефекту і можуть привести до серйозних помилок в структурних побудовах. В таких випадках необхідно застосовувати площинну реєстрацію сейсмічних хвиль, системи спостережень для яких зараз інтенсивно розвиваються. Перехід до площинної реєстрації дозволяє значно збільшити ефекти послаблення кратно-відбитих і поверхневих хвиль, а також випадкових шумів порівняно з профільними системами спостережень.

Метод заломлених хвиль Цей метод застосовується в умовах, коли швидкість в шарах, що залягають нижче, вища, ніж у вищезалягаючих шарах.

Реєстрацію заломлених хвиль здійснюють на деякій відстані від джерела (починаючи від початкової точки годографа заломленої хвилі). Ця відстань тим більша, чим глибше знаходиться заломлююча границя - $x_{поч}=2htg\alpha$. Таким чином, в міру віддалення від джерела коливань виявляється можливою реєстрація заломлених хвиль від все більш глибоких горизонтів. Так, із раніше

наведеного виразу для розмірів мертвої зони, випливає, що
$$h = \frac{x_{поч}}{2} ctg\alpha .$$

Звичайно метод заломлених хвиль використовується при вивченні глибин до 1,5-2 км. При одному положенні джерела часто одночасно досліджується декілька заломлюючих границь. При цьому і вивчається серія годографів заломлених хвиль, що відповідають різним границям (при одному тому ж положенні джерела). Годографи заломлених хвиль від різних границь, звичайно перетинаються між собою, що утворює відповідні труднощі в простежуванні відповідних хвиль в зонах їх інтерференції. В зв'язку з цим особлива увага приділяється тим ділянкам запису, де дана хвиля спостерігається першою, тобто реєструється в області перших вступів. Метод перших вступів заломлених хвиль широко використовується при інженерно-геологічних дослідженнях.

Однак, не всі заломлені хвилі реєструються в області перших вступів. Тому, заломлені хвилі намагаються прослідкувати і в області наступних вступів поза зонами їх інтерференції з наступним простежуванням (кореляцією) заломлених хвиль подібно відбитим хвилям. Цей метод є подальшим розвитком методу перших вступів заломлених хвиль і носить назву кореляційного методу заломлених хвиль (КМЗХ).

Системи спостережень в КМЗХ будуються так, щоб найближчий до джерела сейсмоприймач знаходився на відстані близькій до глибини залягання заломлюючої границі. Відрізок профілю, на якому при даному положенні джерела можна проводити спостереження, називається зоною простежування заломлених хвиль. А відрізок профілю, на якому фактично проводять спостереження, називається інтервалом простежування заломлених хвиль.

Впевнена інтерпретація результатів методу заломлених хвиль можлива лише при наявності двох зустрічних годографів, які відповідають тій самій ділянці заломлюючої границі і отриманих при розташуванні джерел з обох сторін від цієї ділянки (рис. 4.8а). Тут O_1 і O_2 – джерела коливань, а N_1 і N_2 – інтервал, на якому є впевнена заломлююча границя, якій відповідають відрізки зустрічних годографів Γ_2 і $\Gamma_1 - C_1A_2$ і A_1C_2 .

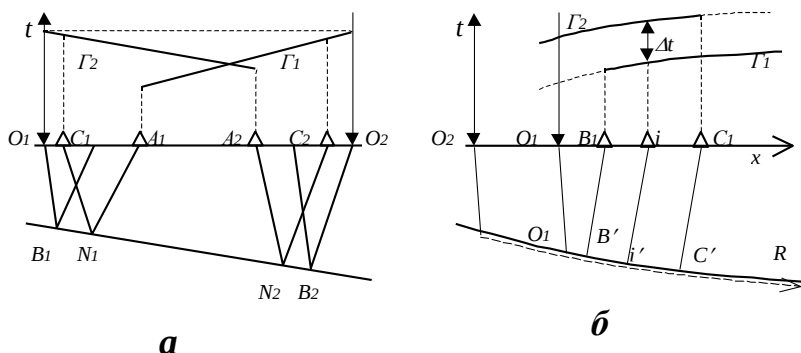


Рисунок 4.8 – Системи зустрічних (а) й наганяючих (б) годографів заломлених хвиль

У випадку, коли зустрічні годографи заломлених хвиль взаємно не перетинаються, достовірність оцінки належності годографів до цієї чи іншої границі і їх ув'язка різко знижується. В цих випадках застосовують наганяючі системи спостережень, які дозволяють спостерігати так звані наганяючі годографи Γ_1 і Γ_2 , які отримані на одній ділянці профілю при вибухах в двох пунктах O_1 і O_2 розташованих на деякій віддалі один від одного, по один бік від досліджуваної границі (рис. 4.8б). Оскільки форма годографа залежить тільки від форми заломлюючої границі і швидкостей і не залежить від положення джерела (при відсутності рефракції), то це може бути підставою для оцінки належності наганяючих годографів до даної границі. Для цього паралельно пересувають один наганяючий годограф по вертикалі до рівня другого. Якщо годографи співпадають, то разом вони відповідають одній і тій же границі. В цих умовах можна здійснити багатократне простежування заломлюючих границь з урахуванням відповідних часових зсувів. При цьому досягаються практично такі ж самі ефекти, що і в методі СЗТ для відбитих хвиль.

Для неперервного простежування заломлюючих границь вздовж профілю застосовують системи спостережень, які забезпечують неперервне профілювання через один, два, три і більше інтервалів, а також системи багатократного профілювання. Системи спостережень, які забезпечують неперервне простежування заломлених хвиль від згаданих границь, називають повними кореляційними системами.

Метод заломлених хвиль дозволяє розв'язувати задачі структурної геології, простежувати границі поділів відносно неглибоко залягаючих границь, виявляти і простежувати диз'юнктивні порушення, картувати поверхню кристалічного фундаменту тощо. Метод заломлених хвиль широко застосовується також при *глибинному зондуванні земної кори* (ГСЗ), за

допомогою якого проводиться вивчення земної кори на всю її потужність, а також верхньої мантії. Для успішного вирішення задач із застосуванням ГСЗ необхідна наявність витриманих сейсмічних границь, які відповідають границям поділу всередині земної кори, фіксуючих зміну складу і фізичних властивостей порід – поверхня консолидованої кори, яка фіксується швидкістю повздовжніх хвиль $5,6 \div 6,1$ км/с, поверхня Мохоровичича в основі земної кори – $8,1 \div 8,2$ км/с і в деяких районах – поверхня Конрада зі швидкістю $6,7 \div 7,1$ км/с.

Різновидом сейсмічних досліджень є *сейсмоакустичний метод*, заснований на використанні коливань звукових і ультразвукових частот. Висока частота коливання обумовлює високу роздільну здатність методу при малій глибинності. Сейсмоакустичним методом можна досліджувати монолітність порід при інженерно-геологічних дослідженнях, вивчати наявність рудних об'єктів у визначеному просторі гірських порід. З цією метою використовують методи акустичного просвічування і відбиття. Крім того, метод отримав широке застосування при неперервному зондуванні поверхні морського дна і в акустичному каротажі.

Для вивчення сейсмічних хвильових полів у внутрішніх точках середовищі і експериментального визначення швидкостей поширення сейсмічних хвиль в геологічних середовищах застосовують сейсмічні методи дослідження у свердловинах. До них відноситься *вертикальне сейсмічне профілювання* (ВСП), яке відрізняється від наземних спостережень тим, що реєстрація коливань здійснюється сейсмоприймачами, розташованими вздовж свердловини. При цьому реєструються як перші вступи, тобто прямі хвилі від джерела, розташованого на поверхні землі (або у неглибокій вибуховій свердловині), так і наступні вступи, які належать відбитим, кратновідбитим та іншим хвилям. Цим забезпечується найбільш точне визначення швидкостей поширення сейсмічних хвиль у середовищі по всьому профілю свердловини, а також вивчення структури спостережених хвильових полів. Реєстрація тільки перших вступів дозволяє визначити швидкості поширення прямих хвиль. Ці дослідження, які використовувались, головним чином, на попередніх етапах сейсмічної розвідки, отримали назву *сейсмокаротажу*.

При вибуху, біля гирла свердловини можна знайти середню швидкість приходу хвилі до сейсмоприймача, розташованого на глибині h , за часом

першого вступу прямої хвилі на сейсмограмі: $V_{cp} = \frac{h}{t}$. Якщо сейсмоприймач

пересувати вздовж профілю свердловини від гирла до забою і вимірювати час прибуття хвилі до приймача від фіксованого джерела, то отримаємо *вертикальний годограф* сейсмокаротажу, за яким можна визначити середню швидкість для будь-якої глибини h_n за допомогою простого виразу

$$V_{cp}(h_n) = \frac{h_n}{t_n},$$

де t_n – час прибуття прямої хвилі в точку h_n .

Поряд із цим, як за вертикальним годографом, так і за годографом прямої хвилі можна оцінити й інтервальні $V_{\text{інт}}$, а для потужних шарів (100 м і більше) шарові $V_{\text{шр}}$ швидкості, тобто швидкості усередненні на досить великих інтервалах:

$$V_k = V_{im} = \frac{h_{i+1} - h_i}{t_{i+1} - t_i} = \frac{\Delta h_i}{\Delta t_i},$$

де h_{i+1} і h_i – глибини кінців інтервалу; t_{i+1} і t_i – час прибуття прямої хвилі в точках h_{i+1} і h_i .

Для підвищення точності обчислень інтервальних швидкостей вертикальний годограф розбивається на лінійні ділянки. Для визначення шарових швидкостей необхідно, щоб усьому шару відповідала лінійна ділянка годографа достатньо великої протяжності (не менш 4÷5 точок). На криволінійних ділянках вертикального годографа по його кутовому коефіцієнту, тобто за кутом нахилу дотичної, в кожній його точці визначається інтервальна швидкість на невеликих інтервалах (порядку 2÷3 точок годографа):

$$V_{im} = \frac{dh_i}{dt_i},$$

де h_i і t_i – координати точок вертикального годографа. Значення V_{im} відносяться до відповідних точок спостереження в свердловині.

Це дозволяє побудувати графік інтервальних швидкостей по всьому розрізу свердловини. Слід відзначити, що точність таких графіків значно нижча, ніж графіків інтервальних швидкостей побудованих на лінійних відрізках вертикального годографа.

Види сейсмозвідувальних робіт. В залежності від задач, які поставлені перед сейсмозвідувальними роботами і їх детальності, розрізняють рекогносцирувальні маршрутні, рекогносцирувальні площинні (пошукові) і детальні площинні зйомки. Ці види зйомок відрізняються щільністю мережі і системами спостережень. Незалежно від виду зйомок напрямок основних профілів завжди обирається вхрест простяганню структур. В розрізі повинні бути присутні границі поділу порід з різними фізичними властивостями, які відображають геологічну будову району. З цими границями звичайно пов'язані відбиваючі і заломлюючі границі, які повинні простежуватися безперервно. Ділянки робіт мають бути доступними для проїзду автомашин з обладнанням.

Рекогносцирувальну маршрутну зйомку застосовують для розв'язання регіональних задач по вивченню сейсмічного розрізу відповідної території, виявленню перспективних ділянок для подальшої розвідки. Спостереження проводять за лінійними маршрутами, іноді методом сейсмозондування. Застосовуються як методи відбитих, так і заломлених хвиль. На цій стадії розвідки перевага надається методу заломлених хвиль, тому що він дозволяє оцінити ефективні і граничні швидкості для різних інтервалів розрізу і пов'язати їх з геологічними границями.

Пошукові, або рекогносцирні площинні роботи застосовують для пошуків окремих структур, тектонічних зон, родовищ. Роботи проводяться по профілям, віддаленим на 2÷10 км один від одного, але в 2÷3 рази менших розміру пошукових структур. Основні розвідувальні профілі розташовуються вхрест простягання структур. Щільність мережі профілів та їх взаємне розташування визначається в кожному конкретному випадку формою і розмірами структур.

Детальні площинні роботи виконуються для детального вивчення особливостей геологічної будови конкретних структур, при пошукових роботах і підготовки їх до буріння. Щільність мережі профілів при цьому досягає 1÷1,5 км

на 1 км² площі структури. Системи спостережень при детальних і пошукових роботах звичайно обирають однаковими. При пошукових і особливо при детальних зйомках, крім пошукових профілів оброблюються також зв'язуючи профілі, які забезпечують ув'язку відбиваючих (заломлюючих) границь на всій площі робіт. Останнім часом на основі площинної реєстрації коливань розвивається ще більш детальна об'ємна сейсморозвідка.

4.4 Обробка і інтерпретація сейсмічних даних

Обробка і інтерпретація даних сейсморозвідки здійснюється за допомогою ЕОМ і включає ряд етапів: документація даних спостережень і оцінка їх якості, обчислення і кореляція статичних поправок, визначення середніх, ефективних і граничних швидкостей, побудова часових розрізів, виділення на них опорних границь і складання структурної карти. Сейсмічні розрізи, структурні карти і швидкісні характеристики розрізу з геологічною інтерпретацією є кінцевими результатами інтерпретації даних.

Надійня інтерпретація повинна бути узгоджена не тільки з усіма сейсмічними даними, але і з усіма наявними даними про регіон, включаючи гравіметричні та магнітометричні дані, а також з прийнятими геологічними та фізичними моделями.

При інтерпретації сейсмічних даних припускається, що:

- 1) регулярні вісі синфазності, які виділяються на сейсмічних записах або на оброблених сейсмічних розрізах, являють собою відбиття, отримані в результаті різких змін акустичної жорсткості геологічного середовища;
- 2) ці різкі зміни пов'язані з границями нашарувань, які відповідають геологічним структурам. Тому простежування часів вступу регулярних відбиттів, з врахуванням впливу швидкості та сейсмічного зносу, дає можливість отримати структурну геологічну карту.
- 3) припускається також, що особливості сейсмічного запису (форма, амплітуда і т.д.) пов'язані з геологічними характеристиками, тобто зі стратиграфією та природою корових флюїдів.

За основними завданнями та цільовою спрямованістю сейсмічні дослідження можна умовно поділити на дві основні групи. До першої відносяться дослідження, головним і часто єдиним завданням яких є пошуки і розвідка родовищ корисних копалин (нафти й газу, різноманітних руд), результати яких можуть бути якнайшвидше використані у народному господарстві. До другої групи належать дослідження, спрямовані на вивчення особливостей глибинної будови земної кори з метою подальшої розробки теорії закономірностей концентрації мінеральної сировини у різних геологічних умовах. Можливе поєднання цих двох груп, коли одночасно з пошуками та розвідкою виконуються глибинні дослідження, метою яких є побудова узагальненої сейсмогеологічної моделі регіону, що досліджується.

Весь процес інтерпретації поділяється на геофізичну та геологічну інтерпретацію.

Основним результатом *геофізичної інтерпретації* низки сейсмічних розрізів вздовж розвідувальних профілів є серія карт: карти t_0 (подвійного часу пробігу хвилі); карти ізогіпс та, в деяких випадках, карти ізопакіт.

Обробка даних звичайно проводиться у два етапи: польовому і камеральному. Польовий етап має попередній характер. При комп'ютерній обробці сейсмічних даних на польовому етапі здійснюють підготовку даних (сейсмограм, статичних поправок, швидкостей), необхідних для обробки. Спочатку виконується так звана оперативна обробка, завданням якої є побудова часових розрізів MBX і СГТ (у залежності від методики спостережень), частотна фільтрація, визначення швидкостей поширення сейсмічних хвиль у середовищі, корекція статистичних поправок тощо.

Для визначення швидкості поширення хвиль у середовищі в методі СГТ здійснюють побудову інтервалів часових розрізів для різних значень швидкостей. При цьому визначають значення швидкостей, за яких сумарні сигнали мають максимальні амплітуди. З отриманих значень амплітуд, які називаються спектрами швидкостей, відбирають ті, які відповідають однократно відбитим хвилям і використовують їх для побудови часових розрізів. Кратновідбиті і інші хвилі-завади мають швидкості, які відрізняються від швидкостей однократно відбитих хвиль і тому в процесі сумування за методом ЗГТ послаблюються.

Статичні поправки Δt_c за зону малих швидкостей (Δt_s), рельєф (Δt_p) та інші вносять у спостережені часи перед побудовою розрізів.

Потім будуються часові розрізи СГТ, які дозволяють контролювати якість робіт, коригувати методику спостережень і, за необхідності, схему розташування профілів (у залежності від отриманих геологічних результатів).

Для досягнення цих цілей необхідно виділити на часових розрізах MBX і СГТ (чи сейсмограмах) відбиті хвилі, які відповідають основним маркуючим горизонтам геологічного розрізу. Ця задача вирішується за допомогою візуальної (чи комп'ютерної) фазової кореляції.

При цьому на часових розрізах виділяються динамічно виражені позитивні чи негативні фази коливань сигналів, які характеризуються однаковою формою і амплітудою на сусідніх трасах. За цими ознаками виділяються всі синфазності різних хвиль (рис. 4.9).

При цьому вісі синфазності одного імпульсу (групи коливань) повинні бути паралельними між собою. Групу коливань можна віднести до однієї хвилі, якщо вона відділена від сусідніх деяким проміжком відносного заспокоєння поля або чітко вираженим вступом.

При кореляції на трасі кожного каналу відзначається найближчий до початку максимум коливань, викликаний прибуттям хвилі, а потім за максимумом на сусідніх трасах намічаються вісі синфазності. При цьому, опорні границі можуть простежуватися на всій площі робіт. Якщо виділити вісі синфазності, то знаючи момент збудження коливань, можна визначити час прибуття цієї ж чи іншої хвилі на кожній трасі часового відрізу (для кожного сесмоприймача).

При детальній обробці даних, яка виконується під час камерального періоду, здійснюються додаткові операції, які дозволяють покращити відношення сигнал/завада на остаточних матеріалах і збільшити точність визначення глибин і положення відбиваючих границь у розрізі. Це досягається за рахунок побудови сейсмічних зображень за допомогою міграційних перетворень, застосування зворотної і просторової фільтрації та інших операцій.

За отриманими даними будуються сейсмічні розрізи по профілях і складаються структурні карти по різних горизонтах. Крім того, шляхом додаткового аналізу часових розрізів СГТ і сейсмічних зображень, а в окремих випадках і первинних сейсмограм (в основному для малих глибин – до $2,5 \div 3$ км), в камеральний період можливо здійснювати прогнозування геологічного розрізу, а також родовищ нафти, газу та деяких інших корисних копалин.

При ручній обробці даних на польовому етапі проводять первинну обробку сейсмограм, виділяють на сейсмограмах декілька маркуючих горизонтів і проводять їх кореляцію, вводять в спостереженні значення часу ряд поправок і попередньо оцінюють ефективні швидкості. На цій підставі складають попередній швидкісний розріз і схематичні структурні карти за маркуючими горизонтами. В камеральний період проводять остаточну обробку даних, будують сейсмічні розрізи і складають структурні карти.

Першим етапом первинної обробки сейсмограм є визначення моменту вибуху і маркування сейсмограм, тобто розбивка шкали відліку часу (рис. 4.9).

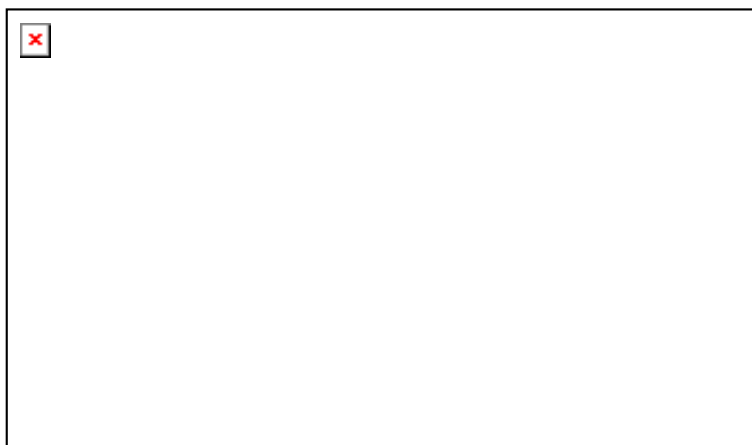


Рисунок 4.9 – Сейсмограма із записом відбитих хвиль
 PX – пряма хвиля, VX – відбита хвиля, M – відмітка моменту вибуху

За нульову приймають першу марку часу справа від позначки вибуху, а інтервал між моментом вибуху і нульовою маркою вводять у вигляді поправки.

Марки, кратні 0,02 с, відмічаються точками, кратні 0,1 с - цифрами 1, 2, ... Потім визначається час прибуття перших хвиль, як правило, це прямі чи заломлені хвилі. Для виділення корисних хвиль на сейсмограмах проводять фазову кореляцію. Після введення статичних поправок будують годографи, тобто графіки залежності часу прибуття хвилі від віддалі між точками спостережень. З цією метою початок координат розміщуємо в пункт вибуху O (рис. 4.6, 4.8). По осі абсцис відкладають віддаль до сейсмоприймача, а по осі ординат час $t_{i_{\text{min}}} = t_i - \Delta t_{\text{ei}}$.

При ручній обробці годографи є основним матеріалом для інтерпретації даних сейсморозвідки. Розрізняють лінійні годографи, побудовані за результатами спостережень по профілям (лініям) і поверхневі годографи, які отримуються при вивченні хвиль від одного джерела на декількох профілях (ділянок поверхні).

По годографу визначають уявну швидкість хвилі, як кутовий коефіцієнт дотичних до даної точки годографу $V_k = \frac{\Delta x}{\Delta t}$, а також ефективну швидкість V_{ef} .

Ефективною швидкістю називається швидкість поширення пружних хвиль в однорідному середовищі, яке покриває плоску відбиваючу границю. У випадку відбитих хвиль ефективна швидкість знаходиться за наведеним вище рівнянням годографа відбитих хвиль для однорідного середовища

$$t = \frac{1}{V_{ef}} \sqrt{4h^2 + x^2}.$$

У простішому випадку можливо вибрати на годографі дві точки x_1 і x_2 і виміряти відповідні їм часи прибуття відбитої хвилі t_1 і t_2 , а потім скласти для них два рівняння з двома невідомими h і V_{ef} . Розв'язуючи цю систему, знаходять V_{ef} . Однак, на практиці, внаслідок похибок у спостережених часах, застосовують більш точні способи, в яких використовуються не дві, а більша кількість точок годографа - зокрема, в зустрічних годографів. Якщо маємо два зустрічних годографа відбитих хвиль Γ_1 і Γ_2 (рис. 4.6), то рівняння для випадку горизонтальної відбиваючої границі має вигляд:

$$t_1 = \frac{1}{V_{ef}} \sqrt{4h^2 + x^2}; t_2 = \frac{1}{V_{ef}} \sqrt{4h^2 + (l - x)^2},$$

де l – вибуховий інтервал.

$$\text{Звідси } \rho = t_1^2 - t_2^2 = \frac{1}{V_{ef}^2} (2lx - l^2)$$

Продиференціювавши останній вираз по x , маємо:

$$\frac{d\rho}{dx} = \frac{1}{V_{ef}^2} 2l \approx \frac{\Delta\rho}{\Delta x}$$

$$\text{Тоді } V_{ef} \approx \sqrt{2l \frac{\Delta x}{\Delta \rho}}.$$

Значення швидкостей сейсмічних хвиль визначає правильність інтерпретації сейсмічних даних, достовірність оцінки глибин залягання відбиваючих та заломлюючих границь.

Відомості про середні швидкості досліджуваних розрізів отримують за даними спостережень в свердловинах (сейсмокаротаж, ВСП).

Знаючи ефективні швидкості поширення повздовжніх і поперечних хвиль в потужних шарах порід, можна оцінити значення пружних модулів порід у розрізі:

Коефіцієнт Пуасона -

$$\mu = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{1}{1 - k_{ef}^2} \right), \text{ де } k_{ef}^2 = \left(\frac{V_{pef}}{V_{sef}} \right)^2 \text{ і,}$$

підставляючи значення μ , наприклад, у вираз для швидкостей поперечної хвилі, знайдемо $E = \sigma V_s^2 \left(3 + \frac{1}{1 - k_{ef}^2} \right)$.

Оскільки густина порід σ звичайно змінюється у невеликих межах, то у першому наближенні на кожній глибині її можна вважати постійною величиною. Співвідношення швидкостей повздовжніх і поперечних хвиль для гірських порід також змінюється у вузьких межах (як і коефіцієнт Пуасона).

Вважаючи $k = 1,73$, можна записати наближено $E \approx 2,5\sigma V_s^2$.

Дані про пружні властивості порід можуть бути використані для прогнозування порід у розрізі, а також для прогнозування деяких видів корисних копалин. Інтерпретація даних сейсмозвідки включає побудову сейсмічних розрізів по відбиваючим і заломлюючим границям і складання структурних карт по окремим границям. За знайденими значеннями швидкостей і за годографами сейсмічних хвиль можна визначити глибину залягання відбиваючих і заломлюючих границь і за ними скласти сейсмогеологічний розріз.

Для побудови сейсмічного розрізу накреслюють рельєф денної поверхні, наносять пункти вибуху свердловини, а за нею стратиграфію і літологію порід. На сейсмічному розрізі жирними лініями виділяють опорні горизонти, які чітко простежуються на більшій частині профілів. Якщо на розрізах відсутні опорні горизонти, то будують штриховими лініями умовні горизонти на окремих ділянках (рис. 4.10).

Диз'юнктивні порушення проявляються на сейсмограмах, часових розрізах і зображеннях у вигляді розривів і зміщень осей синфазності. Зіставляючи всі дані разом із геологічними відомостями встановлюють ймовірні стратиграфічні і літологічні горизонти в розрізі. Поеднання сейсмічних і геологічних даних утворює сейсмогеологічні розрізи.

При побудові сейсмічних зображень за допомогою сейсмічної міграції глибинному масштабі з правильною швидкісною характеристикою середовища, сейсмічні розрізи можна отримати безпосередньо з сейсмічних зображень.

При цьому на розрізі можуть бути перенесені не тільки геометричні положення відбиваючих границь у розрізі, але і їх амплітуди. На сьогодні розроблені методи автоматичного аналізу сейсмічних зображень з метою побудови за ними сейсмічних розрізів за допомогою комп'ютерів.

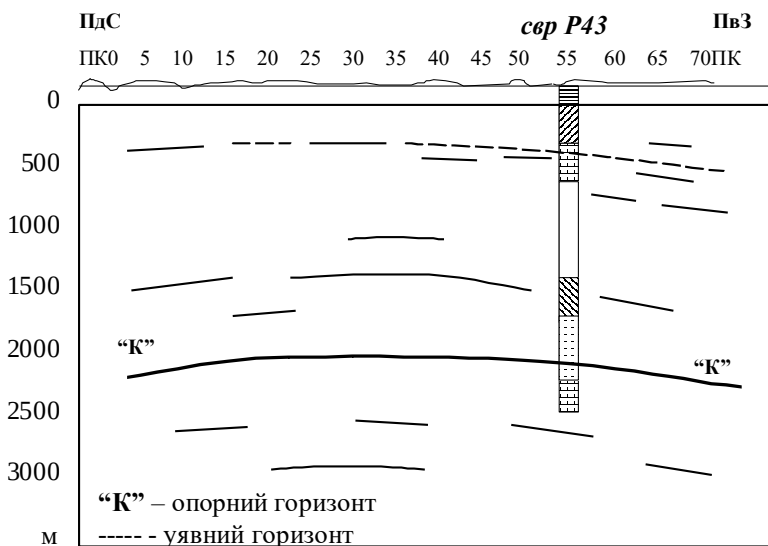


Рисунок 4.10 – Приклад створення сейсмічного розрізу

При проведенні площинної зйомки результати сейсмічних досліджень зображують у вигляді ізогіпс різних сейсмічних горизонтів, тобто у вигляді структурних карт. Вони будуються, коли щільність мережі профілів дозволяє обґрунтовано проводити побудову таких карт, а також у випадку, якщо є маркуючі горизонти. З цієї метою складають схему сейсмічних профілів, а на них виносять характерні значення глибин з розрізів по профілям і проводять ізолінії. За цими ж даними можна побудувати структурні карти за допомогою комп'ютерів. За даними об'ємної сейсморозвідки будують детальні структурні карти, а також об'ємні зображення досліджуваних об'єктів у сейсмічних хвилях.

Геологічна інтерпретація сейсмічних розрізів являє собою задачу, в процесі вирішення якої виділяються та прослідковуються відбиваючі горизонти по площі дослідження. Відбиття корелюються через ділянки скидів та через зони, де внаслідок тектонічних розривів відсутні відбиття, наприклад через склепіння структурного підняття або між блоками, зміщеними в результаті розривних порушень. Відбиття звичайно приурочені до границі між породами, які помітно розрізняються за літологічним складом. Така границя не завжди точно співпадає з хроностратиграфічною границею, наприклад з підшовою або покрівлею системи або серії, вона може бути просто сейсмічним маркуючим горизонтом, який розташований поблизу такої геологічної границі. Питання про ідентифікацію сейсмічних границь вирішується за допомогою кореляції даних сейсмічних спостережень на поверхні та по свердловинам.

У нафтовій розвідці сейсмологічні карти супроводжують примітками, що вказують на наявність очікуваних підйомів чи інших структур, які є потенційними пастками вуглеводнів. В рудних та інженерних дослідженнях найбільш важливими елементами, які потребують більш детального

висвітлення, є розривні порушення, круті кути падіння, структурні вісі вклинювання чи варіації інтервальної потужності.

Найбільш надійним засобом геологічного контролю інтерпретації сейсмічних даних є дані досліджень у свердловинах.

Іншим способом геологічного контролю може бути прив'язка результатів сейсмічної інтерпретації до виходу порід на поверхню.

За останні роки визначались два основні напрямки в геологічній інтерпретації сейсмічних даних: *сейсмостратиграфія* (СС) та *структурно-формаційна інтерпретація* (СФІ).

В сейсмостратиграфії сейсмічні розрізи розглядаються як складові геологічного розрізу. Головні елементи методології СС:

- 1) виділення седиментаційних комплексів за встановленими на сейсмічних розрізах границями неузгоджень;
- 2) виділення та локалізація сейсмофаций за типами сейсмічних рисунків нашарувань;
- 3) аналіз режимів регресії та трансгресії палеоморя по характерним рисункам прилягання та вклинювання сейсмічних горизонтів у прибережній зоні.

Структурно-формаційна інтерпретація (СФІ) – побудова завершального сейсмогеологічного розрізу. Вона включає дві стадії:

1) аналіз, призначення якого головним чином полягає в пошуку необхідної й достатньої сукупності сейсмічних відображень розрізу, які дозволяють найбільш повно вивчити його різноманітні властивості;

2) синтез, мета якого – інтегрування, узгодження, взаємопов'язання всіх зображень та визначених властивостей, як параметричних, так і генетичних, у вигляді єдиного сейсмогеологічного розрізу (схеми, карти, об'ємні моделі).

В останні роки в інтерпретації результатів обробки даних сейсмічних методів в складних сейсмогеологічних умовах стали все більше застосовуватись *геомеханіка* та *петрофізика*. Отримали розвиток підходи, засновані на вивченні особливостей поширення сейсмічних хвиль в пористих та тріщинуватих середовищах. Одним з критеріальних параметрів при цьому є швидкості сейсмічних хвиль. Пошукова ознака наявності покладу – присутність області відносно низьких значень шарових (пластових) швидкостей. Більш точною пошуковою ознакою є відмінність швидкостей поширення повздовжніх

та поперечних хвиль та їх співвідношення $\gamma = \frac{V_s}{V_p}$ в пористому середовищі

при різних фазових станах та складу флюїду: нафта-газ-вода. У пористому середовищі V_p більшою мірою залежить від кількості пор, заповнених газом, ніж V_s . У цьому випадку нафтогазовий поклад повинен характеризуватися підвищеним γ відносно вміщуючого середовища. Численними дослідженнями доведено, що, починаючи зі значень пористості більше 20%, відносно високі значення γ в осадових породах можуть майже однозначно інтерпретуватися як результат газонасичення.

У другій половині 70-х років XX сторіччя почав активно розвиватися новий напрямок – *просторова сейсмічна розвідка (тривимірна або 3D сейсміка)* на основі суцільних регуляторних площинних систем спостережень.

Роботи 3D дають щільне й рівномірне “заповнення” досліджуваної площі обробленими даними сейсморозвідки, тоді як роботи 2D (звичайна двовірна сейсморозвідка) мають високу цілісність даних лише по лініях профілів та “порожні” проміжки між профілями.

Додавання третього виміру та взагалі різке збільшення об'ємів сейсмічних спостережень призвело до того, що швидка та якісна інтерпретація сейсмічних даних може бути виконана лише за використання потужних обчислювальних систем, а також спеціалізованих систем інтерпретації. Програмне забезпечення, як правило, повинне передбачати можливість спільної й одночасної роботи з різноманітними типами даних з результатами обробки не лише сейсмічних даних, але й даних *геофізичних досліджень свердловин* (ГДС) та ін. Тому для проведення сейсмічної інтерпретації створюються все більш досконалі сейсмічні інтерпретаційні системи.

Література

Основна:

1. Толстой М.И., Тимошин Ю.В., Сухорада А.В. и др. Основы геофизических методов разведки. Киев, Выща школа, 1985, 327 с.
2. Геофизические методы поисков и разведки. Под. ред. В.П. Захарова, Л.: Недра, 1982, 304 с. гл. 4. Сейсморазведка. – С. 131 – 165.
3. Гурвич И.П., Боганик Н.П.. Сейсмическая разведка. 3-е изд. М.: Недра, 1980, 324 с.

Додаткова:

1. Знаменский В.В. Полевая геофизика. – М.: Недра, 1980. 351 с, разд. 4. С. 173 – 349.
2. Alistair R. Brown. Interpretation of Three-Dimensional Seismic Data. 514 pages. 1999. Fifth Edition. SEG Investigations in Geophysics, № 9.
3. Oz Yilmaz. Seismic Data Analysis. 2027 pages. 2 Volumes. 2001. SEG Investigations in Geophysics, № 10.

Питання для самоконтролю

1. Предмет сейсморозвідки і області її застосування.
2. Класифікація методів сейсморозвідки.
3. Пружне тіло, його особливості.
4. Модулі пружності твердого тіла.
5. Модуль Юнга і коефіцієнт Пуассона, їх фізична природа.
6. Зв'язок повздовжніх і поперечних хвиль з пружними властивостями і густиною середовища (кількісні вирази).
7. Принципи Гюйгенса і Ферма.
8. Що таке ізохроні?
9. Що таке сейсмічний годограф?
10. Який годограф називають лінійним?
11. Повздовжній, неповздовжній, поверхневий годограф прямої хвилі, його вираз.
12. Типи сейсмічних годографів.

13. Закон відбиття (Снелліуса), його вираз.
14. Що таке кут повного внутрішнього відбиття?
15. Типи сейсмічних хвиль.
16. Рівняння лінійного годографа відбитих хвиль (при горизонтальній і похилій границі).
17. Рівняння годографа заломленої хвилі для горизонтальної границі.
18. Графічне зображення заломленої, відбитої і прямої хвиль.
19. Сейсмічні корисні хвилі і хвилі завади.
20. Послідовність реєстрації типів сейсмічних хвиль в напрямку від джерела вибуху.
21. Що таке зона малих швидкостей?
22. Що таке сейсмічний канал?
23. Типи сейсмоприймачів. Принцип роботи електродинамічного сейсмоприймача.
24. Основні типи реєстраторів сейсмічних коливань.
25. Що таке сейсмічне зондування, профілювання?
26. Основні типи збуджувачів у сейсморозвідці?
27. Сейсмогеологічні умови застосування метода відбитих хвиль. Різновиди метода.
28. Сутність метода спільної глибинної точки.
29. Поняття про метод сейсмічної міграції.
30. Сейсмогеологічні умови застосування метода заломлених хвиль. Різновиди метода.
31. Різновиди сейсморозвідувальних зйомок, їх задачі.
32. Основні етапи обробки сейсморозвідувальних даних, їх послідовність.
33. Основні дані які отримують при інтерпретації годографів.
34. Побудова сейсмічного розрізу.

Глава 5 ЯДЕРНА ГЕОФІЗИКА

Під *ядерною геофізичною розвідкою* розуміють сукупність методів вирішення геологічних задач і розвідки корисних копалин, які основані на реєстрації радіоактивного випромінювання. В залежності від природи випромінювання, що реєструється, ядерну геофізичну розвідку можливо умовно розділити на радіометрію, або на радіометричну розвідку, яка заснована на вимірюванні випромінювання природних радіоактивних елементів і ядерну геофізику, яка вивчає випромінювання штучно створених радіоактивних елементів, або відповідних генераторів штучного випромінювання.

Зараз важко назвати область геологічних досліджень, де в тій чи іншій мірі, не використовувалися б методи радіометрії чи ядерної геофізики. Причому, завдяки вдосконаленню техніки і методики досліджень, поглибленню знань про геохімічні особливості розподілу радіоактивних і інших хімічних елементів в природному середовищі, фізики процесів взаємодії випромінювання з речовиною, область застосування цих методів і коло вирішальних задач безперервно поширюється.

Серед основних напрямків, які вирішуються в теперішній час, можна назвати:

- 1) пошуки і розвідка родовищ радіоактивної сировини і інших корисних копалин;
- 2) радіометричне і радіогеохімічне картування геохімічних утворень;
- 3) розчленування, співставлення і кореляція геологічних розрізів і об'єктів за радіоактивністю, за розподілом радіоактивних і інших хімічних елементів;
- 4) вивчення характеру розподілу радіоактивності і радіоактивних і інших елементів у геологічних об'єктах;
- 5) вивчення ряду фізико-механічних властивостей гірських порід і мінералів (густини, пористості, нейтронних тощо);
- 6) пошуки і картування гідротермально- чи метаморфічно-змінених ділянок, зон тектонічних порушень;
- 7) пошуки колекторів, водонасичених порід і ін.;
- 8) рішення технологічних задач, контроль якості руд і матеріалів, контроль процесу збагачення руд і ін.;
- 9) оцінка енергії і енергетики геологічних процесів;
- 10) оцінка абсолютного і відносного віку порід і мінералів;
- 11) використання радіоактивних ізотопів (природних і штучних) в геології і інших галузях науки і техніки;
- 12) радіогеоекологічні дослідження і картування.

5.1 Фізичні основи радіометрії

Явище природної радіоактивності було відкрито А. Беккерелем у 1896 році і вивчено Марією і П'єром Кюрі, а також іншими вченими. Воно являє собою процес спонтанного розпаду ряду хімічних елементів, який супроводжується

випромінюванням заряджених альфа-, бета-часток і гамма-квантів. При цьому виділяється значна енергія і утворюються нові хімічні елементи. Ці елементи самі можуть бути радіоактивними, у свою чергу розпадаючись, вони утворюють інші елементи, аж до утворення стабільного ізотопу. За такою схемою відбувається розпад найбільш розповсюджених з природних радіоактивних елементів – урану U^{238} , U^{235} ; торію Th^{232} . Кожен з них при розпаді утворює цілу родину хімічних елементів, які переходять один в одне, і тому отримали назву *родин радіоактивних елементів*: урану, актиноурану чи актинія і торію (рис. 5.1, 5.2).

Кінцевим продуктом розпаду цих родин є ізомери природного свинцю – Pb^{206} . У ряду урану це Pb^{207} , у ряду актиноурану – Pb^{208} , у ряду торію – Pb . Крім ізомерів хімічних елементів, при радіоактивному розпаді випромінюються альфа-, бета-частки і значна енергія. Скорочено розпад цих родин можна виразити як:

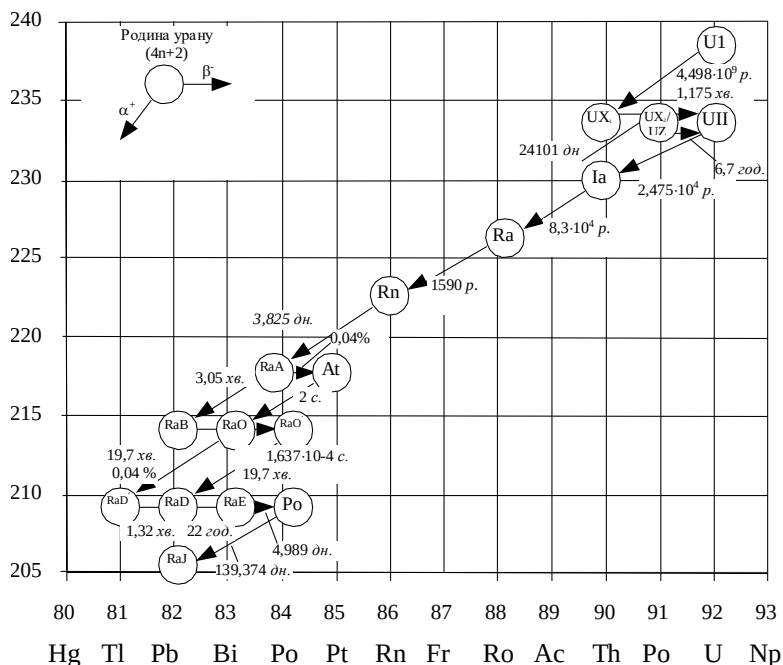
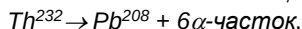
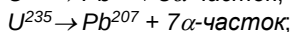
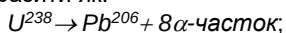


Рисунок 5.1 – Схема радіоактивних перетворень родини урану

Крім того, штучно були одержані ще дві родини: нептунію і плутонію. Крім радіоактивних елементів, які утворюються при розпаді родин, мають місце ще цілий ряд радіоактивних елементів, які при розпаді відразу переходять у стабільні ізомери (K^{40} , Ca^{48} , Rb^{87} , K^{40} і ін). З них найбільший практичний інтерес

мають K^{40} , Rb^{87} . Вони використовуються для оцінки абсолютного геологічного віку порід і мінералів.

В радіометрії при вивченні перетворень радіоактивних елементів використовують певні закони радіоактивності. Основними з них вважаються:

- закон радіоактивного розпаду;
- закон радіоактивного накопичення;
- закон радіоактивної рівноваги;
- правило зміщення або зсуву.

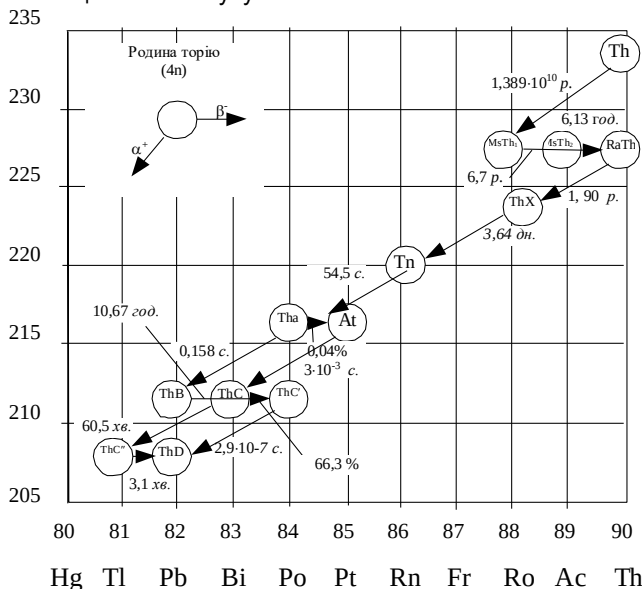


Рисунок 5.2 – Схема радіоактивних перетворень родини торію

Перетворення радіоактивних елементів відбувається таким чином, що число атомів, які розпадаються (dN) в одиницю часу (dt), пропорційні наявному числу атомів (N), тобто $dN = -\lambda N dt$, де λ - коефіцієнт, який характеризує ймовірність розпаду атомів в одиницю часу і називається *постійна розпаду*. Знак "мінус" визначає незворотній характер розпаду, що визначає зменшення початкової кількості атомів. При $t=0$ N дорівнює початковому числу атомів N_0 . Якщо проінтегрувати наведене вище рівняння, то отримаємо $N = N_0 e^{-\lambda t}$. Це є аналітичний вираз *закону радіоактивного розпаду*. Графічно він являє собою експоненціальну криву (на прикладі радону - рис. 5.3(а)-А). У напівлогаріфмічному масштабі і системі координат - t , $\ln N$ отримаємо пряму з кутовим коефіцієнтом (рис. 5.3(б)):

$$\ln N = \ln N_0 - \lambda t.$$

Значення λN характеризує швидкість радіоактивного розпаду, або активність:

$$\lambda N = -\frac{dN}{dt}.$$

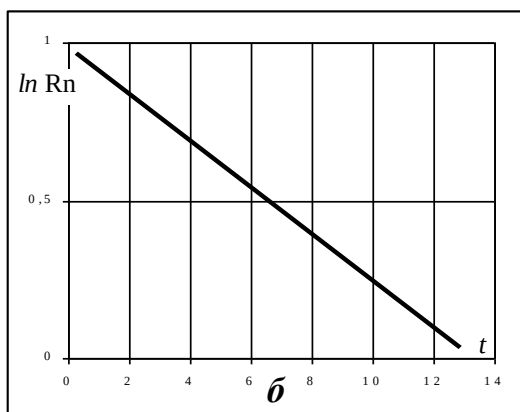
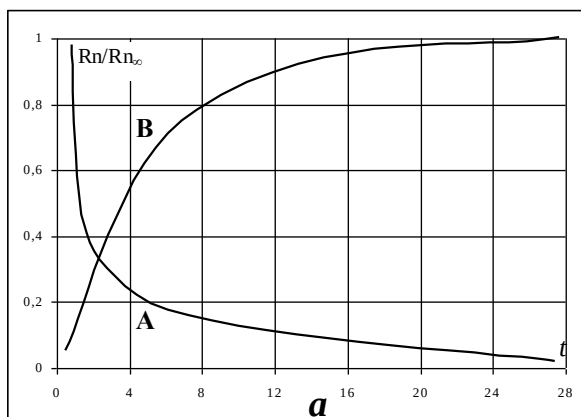


Рисунок 5.3 – Характеристика процесів розпаду і накопичення радону
 а – розпад (а) радону; Rn – кількість радону у момент часу t ; Rn_{∞} - рівноважна кількість радону; б – розпад радону (напівлогарифмічний масштаб)

Якщо $t=T$, або час протягом якого розпадається половина визначального числа атомів радіоактивного елемента ($N=N_0/2$), то після логарифмування отримаємо

$$T = \frac{\ln 2}{\lambda} \approx \frac{0,693}{\lambda},$$

де T – період напіврозпаду радіоактивного елемента. Крім констант λ і T в радіометрії використовується ще одна характеристика – час життя ядра атома τ . Між цими константами існує залежність:

$$\tau = \frac{1}{\lambda}; T = 0,693 \tau.$$

Використовуючи ці залежності можливо за знанням будь-якої з них знайти останні.

При розпаді радіоактивного елемента утворюється новий елемент, кількість якого буде зростати згідно рівняння: $N=N_0(1-e^{-\lambda t})$. Воно є аналітичним виразом закону радіоактивного накопичення. Графічно воно також являє собою експоненціальну криву (рис. 5.3 (а - в)). Якщо накопичення нового елемента за рахунок розпаду материнського перевищує період напіврозпаду дочірніх елементів, то через певний час між числом атомів, які розпадаються і які накопичуються встановлюється рівновага – стан, при якому число атомів, які розпадаються буде дорівнювати числу атомів які накопичуються. Математично цей стан може бути визначений виразом:

$$\lambda_M N_M = \lambda_d N_d,$$

або якщо ми маємо справу із цілою родиною радіоактивних елементів:

$$\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \dots = \lambda_n N_n.$$

В цьому виразі показаний стан стійкої радіоактивної рівноваги.

При $t > 10T$ материнського елемента $\frac{N_2}{N_1} = \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1}$, що відповідає стану,

при якому співвідношення радіоактивних елементів прагне до певного постійного значення, що фіксує умову рухомої радіоактивної рівноваги.

При стійкій рівновазі, коли $\lambda_1 \ll \lambda_2$, $\frac{\lambda_2 N_2}{\lambda_1 N_1} = 1$, або $\frac{N_2}{N_1} = \frac{\lambda_1}{\lambda_2} = \frac{T_2}{T_1}$. Це

дозволяє за вмістом або за константами розпаду одного із елементів встановлювати вміст, або константи іншого, що досить широко використовується у практиці радіометричних досліджень. Наприклад, з врахуванням періодів напіврозпаду між ураном ($T=4,5 \cdot 10^9$ років) і радієм ($T \approx 1590$ років) у стані радіоактивної рівноваги, яка відбувається між ними через час близький до 16000 років, відношення їх атомів буде дорівнювати

$$\frac{Ra}{U} = 3,4 \cdot 10^{-4}.$$

Приймаючи це до уваги, можливо визначити стан радіоактивної рівноваги між ураном і радієм у будь якій геологічній обстановці, що є важливим при виборі методів виконання радіометричних робіт і інтерпретації радіометричних даних. Для цього незалежними засобами оцінюється вміст цих елементів і визначається величина коефіцієнту

$$\text{рівноваги: } \alpha = \frac{C_{Ra}}{Cu \cdot 3,4 \cdot 10^{-7}}.$$

При $\alpha > 1$ рівновага зміщена у бік надлишку Ra, при $\alpha < 1$ у бік U.

Розпад радіоактивних елементів супроводжується випромінюванням заряджених часток. При цьому утворюються нові хімічні елементи згідно правила зсуву (зміщення) Ф. Содді і К. Фаянса. У відповідності з цим правилом, мають місце два типи перетворень природних радіоактивних елементів:

- 1) якщо хімічний елемент з атомним номером Z і атомною вагою A розпадається із випромінюванням α -частки, то утворюється новий хімічний елемент з атомним номером $Z-2$ і атомною вагою $A-4$;

- 2) якщо розпад елемента відбувається з випромінюванням бета-частки, то утворюється новий хімічний елемент з атомним номером $Z+1$ з тією ж атомною вагою. Ці нові хімічні елементи є ізотопами відповідних (згідно з новими атомними номерами) хімічних елементів таблиці Менделєєва.

Крім наведених перетворень природних радіоактивних елементів можливо привести також ще декілька: *позитронний розпад, електронне захоплення, ізомерний перехід, спонтанний розпад.*

Позитронний розпад відбувається з випромінюванням позитрона (β^+), унаслідок чого утворюється новий хімічний елемент з атомним номером $Z-1$ з тією ж атомною вагою.

Електронний захват - процес захоплення електрона із електронних орбіт K або L атомів деяких елементів. При цьому утворюється новий хімічний елемент з атомним номером $Z-1$ без зміни атомної ваги. При електронних перетвореннях атомів, як правило, має місце утворення деякої надлишкової енергії, яка супроводжує ці перетворення у вигляді нейтрально заряджених часток з нульовою масою – нейтрино (ν).

Крім того, частина енергії може випромінюватися завдяки так званих ізомерних переходів ядер атомів з одного енергетичного стану в інший.

У деяких важких ядер (U^{235} , Th^{232} , Pu^{239}) спостерігається спонтанний розпад на дві частини із різною масою. При цьому випромінюється декілька нейтронів і інших ядерних часток, а також звільнюється велика надлишкова енергія розпаду.

5.2 Природа і властивості радіоактивних випромінювань

Радіоактивність – природне явище, яке проявляється у спонтанному процесі розпаду ядер певних хімічних елементів і супроводжується випромінюванням заряджених часток і гама-квантів. До цих часток відносяться альфа-, бета-випромінювання, а також нейтринне, гамма-випромінювання і, за певних умов, випромінювання нейтронів.

Ядра хімічних елементів складаються з нуклонів: позитивно заряджених протонів і нейтральних нейтронів. У свою чергу нуклони складаються з мезонів. Постійний обмін енергією між мезонами обумовлює ядерні сили зчеплення між нуклонами, які діють на відстанях 10^{-13} см.

Енергія *альфа-частки* (α) в ядрі змінюється у певних межах. Її величина нижча ніж енергетичний рівень ядра, що утримує її в ядрі. Залишити ядро вона може тільки завдяки так званому тунельному ефекту, коли її енергія в певні моменти часу буде відповідати одному з енергетичних станів ядра, або тоді коли її енергія буде перевищувати енергетичний бар'єр ядра. В зв'язку з цим, однією з характерних властивостей α -часток конкретного радіоактивного елемента є енергія і довжина пробігу. Це дозволило Гейгеру і Неттону встановити залежність між довжиною пробігу α -часток – R і постійною розпаду елемента λ :

$$\ln R = A + B \ln \lambda,$$

де A і B постійні.

Моноенергетичний характер α -випромінювання певних елементів слугує їх діагностичною ознакою.

Завдяки подвійному позитивному електричному заряду і значній масі, яка у 7300 разів більша за масу електрона, α -частка, взаємодіючи із електронами, іонізує на своєму шляху оточуюче середовище. Із збільшенням густини середовища пробіг α -частки зменшується і складає для пухкої породи біля 1 мм, а в алюмінії – 0,05 мм. Величину пробігу α -частки в будь-якому середовищі можливо визначити із виразу

$$R = 3.2 \cdot 10^{-4} \frac{R_0}{\rho} \sqrt{A},$$

де R_0 - довжина шляху α -частки в повітрі, ρ - густина поглинаючої речовини, A – її атомна вага.

Бета частки (β) це електрони і позитрони значних енергій. Їх енергетичний спектр, на відміну від α -часток, досить значний, що пояснюється їх природою, ядерними перетвореннями нуклонів. При перетворенні нейтрона у протон ядро випромінює електрон, а при перетворенні протона у нейтрон з ядра випромінюється позитрон. Ці перетворення супроводжуються випромінюванням нейтрино, яке виносить значну (до 2/3) енергію ядерного перетворення.

Характерною особливістю -випромінювання конкретного елемента є те, що максимальна енергія його випромінювання в спектрі – $E_{\max}$, яка зв'язана з постійною розпаду ядра цього елемента виразом $\lambda = kE_{\max}^5$. Це також є діагностичною ознакою даного елемента.

При проходженні β -частинок через речовину спостерігається їх взаємодія з його атомами і молекулами. В залежності від енергії β -частинок ця взаємодія може мати різний характер: збудження, іонізація, пружні взаємодії. Приблизно 2/3 енергії β -частинок витрачається на процес збудження атомів. Перехід їх у нормальний стан супроводжується випромінюванням фотонів (рентгенівське або гамма-випромінювання). Приблизно третина β -випромінювання, яке залишилося і на долю якого приходить основна частина жорсткого випромінювання, витрачається на іонізацію атомів. Лише незначна частина енергії β -випромінювання, яке залишилося, витрачається на пружні взаємодії, при яких вся їх енергія передається електронам.

Пробіг β -частинок у речовині залежить від їх енергії і густини середовища (ρ) і може бути підрахований з виразу:

$$R = 0,56 E_{\max} - 0,16 \rho d,$$

де d – товщина шару речовини.

В повітрі β -частки з енергією 1-3 МеВ мають пробіг 3-13 м, а з енергією 0,5 – 1 МеВ – 1,5 – 3 м. У пухких породах шлях пробігу становить біля 1 см, в алюмінії – 5,5 мм, у свинці – 1,4 мм.

Гама-випромінювання (γ) - це електромагнітне випромінювання досить високих енергій. У природних радіоактивних елементах воно відбувається завдяки процесам розпаду і перетворенню ядер, внаслідок яких вони переходять у збуджений стан. Перехід у нормальний енергетичний стан супроводжується γ -випромінюванням, яке виносить з ядра енергію збудженого

стану. Характерним для гамма-випромінювання радіоактивних елементів є їх суцільний спектр енергій, в якому діагностичне значення має максимальна енергія випромінювання.

Завдяки відсутності електричного заряду γ -випромінювання має значну проникну здатність. Так, у повітрі на відстані 115 м спостерігається 0,5% первинного γ -випромінювання, а на відстані 760 м – 0,1 %. Це є підставою для створення дистанційних методів реєстрації γ -квантів (аеро, -автогама методи). Поглинання γ -випромінювання при проходженні через шар речовини пропорційне інтенсивності випромінювання I :

$$dI = -\mu I dx,$$

або для моноенергетичного γ -випромінювання:

$$I = I_0 e^{-\mu x},$$

де μ – лінійний коефіцієнт поглинання γ -квантів, який відповідає ймовірності їх поглинання на одиницю шляху в речовині x (см⁻¹).

Із всієї різноманітності типів взаємодій γ -квантів із речовиною основними є: *фотоефект, комптонівське розсіювання і утворення пар*. Перші два типи характеризують взаємодію γ -квантів з електронами, третій тип – з ядрами атомів.

Фотоефект, або фотоелектричне поглинання це така взаємодія γ -кванта з електронами атома, при якій вся його енергія $h\nu$ передається електрону. Частина цієї енергії втрачається на відрив електрона від атома (E_h), та що залишилася – на передачу йому кінетичної енергії ($E_k = \frac{M_e V^2}{2}$), тобто

$h\nu = E_h + E_k$, де E_h – енергія зв'язку електрона з атомом, V – швидкість фотоелектрона, M_e – його маса.

Фотоефект відбувається при відносно малій енергії γ -кванта. Із збільшенням енергії ймовірність фотоефекту зменшується. Енергія фотоефекту відносно збільшується для елементів з великими атомними номерами. Найбільша ймовірність фотоефекту проявляється для електронних орбіт K і L , що використовується при аналізі речовинного складу порід і мінералів за допомогою рентгенорадіометричного і рентгенофлюорисцентного аналізу.

Комптонівське розсіювання полягає в передачі частини енергії γ -квантом електрону, подібно удару двох куль. При цьому γ -квант змінює не тільки свою енергію, але і напрямок свого руху, відповідно виразу

$$E_\gamma^1 = \frac{E_n}{\frac{I + E_n}{I + m_0 C^2} (1 - \cos \Theta)},$$

де C – швидкість світла, m_0 – маса покою електрона, E_n – початкова енергія γ -кванта (до взаємодії), Θ – кут розсіювання γ -кванту (рис. 5.4(а)).

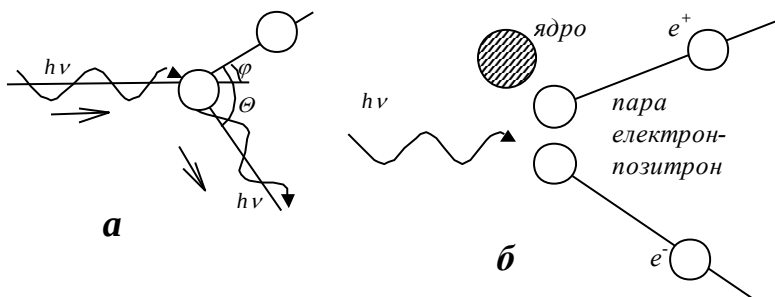


Рисунок 5.4 – Взаємодія γ -випромінювання із речовиною (а – комптонівське розсіювання; б – утворення пар)

Передана електрону частина енергії γ -кванта витрачається на його збудження. Якщо вона більша енергії зв'язку електрона з атомом, то він звільняється з атома і приймає участь в іонізації речовини. В інтервалі енергій 0,5 – 5 MeV комптонівське розсіювання є переважним процесом взаємодії γ -кванта з речовиною при будь-якому атомному номері Z , особливо для елементів з $Z < 15-20$. Оскільки енергія γ -кванту при комптонівському розсіянні майже завжди більша енергії зв'язку електрона з атомом, то іонізація (радіоактивність) буде залежати від кількості електронів в речовині, тобто від її густини і відношення Z/A . Величина Z/A речовини відносно мало змінюється. З зміною складу речовини (при переході від легких елементів до важких воно змінюється приблизно на 20 %). Тому можна стверджувати, що імовірність взаємодії γ -квантів з електронами майже повністю залежить від густини речовини (ρ). Ця можливість використовується для визначення густини порід і мінералів шляхом вимірів радіоактивності за рахунок комптонівського (або некогерентного) розсіювання. При зменшенні енергії γ -квантів менше 0,1 MeV провідним процесом взаємодії із електронами буде фотоефект (когерентне розсіювання).

Утворення пар. Це процес взаємодії γ -квантів, який відбувається з ядрами атомів, коли їх енергія буде перевищувати сумарну енергію спокою електрона і позитрона (1,02 MeV). Роль цього типу взаємодії γ -кванта зростає із збільшенням атомного номера речовини і енергії γ -кванта. При передачі енергії первинного γ -кванту ядру воно збуджується. В ньому відбуваються процеси переходу протона в нейтрон і нейтрона в протон. Внаслідок цього з ядра випромінюється позитрон і електрон, які є античастками. Вони анігілюють з утворенням двох фотонів (рис. 5.4(б)).

Імовірність цих процесів взаємодії γ -квантів з речовиною залежить, перш за все, від складу речовини і енергії фотонів. Так, для основних породоутворюючих елементів ($Z=6 \div 20$) при енергії $E < (0,02 \div 0,07)$ MeV переважаним процесом буде фотоефект, при $(0,02 \div 0,07) < E < (20 \div 12)$ MeV – комптонівське розсіювання, при $E > 12$ MeV – утворення пар.

Нейтрони (n_0^1). Вони є електрично нейтральними частинками з масою, яка перевищує масу протона на 0,00081 масової одиниці або на 1,3 MeV. Цей

надлишок маси приводить до нестабільності нейтрона. Він зазнає β -розпад, де перетворюється у протон $n_0^1 \rightarrow p_1^1 + e_1^0 + \nu_0^0 + h\nu$.

Період напіврозпаду нейтрона 11,7 хв. Джерелом нейтронів може бути будь-яка ядерна реакція, внаслідок якої створюються нейтрони. Всі вони діляться на некеровані і керовані. До некерованих відносяться радіоізотопні: радій-берилієві, полоній-берилієві, полоній-борові і ін. До керованих – нейтронні генератори в яких, завдяки взаємодії певних елементарних часток, нуклонів чи елементів із змінним електромагнітним полем, можливо отримати для них необхідну енергію. В зв'язку з відсутністю електричного заряду, нейтрони взаємодіють з ядрами хімічних елементів і викликають в них різні ядерні реакції. Їх характер і інтенсивність залежать, перш за все, від енергії нейтронів. За величиною енергії нейтрони поділяються на теплові ($E < 1 \text{ eV}$), проміжних енергій ($1 \text{ eV} < E < 0,1 \text{ MeV}$), швидкі ($E > 0,1 \text{ MeV}$). Крім того, існують ще резонансні ($1 \text{ eV} < E < 1 \text{ MeV}$) і надтеплові ($0,3 \div 0,5 < E < n10^2 \text{ eV}$) нейтрони. Ймовірність ядерної реакції визначається ефективним перетином ядер (δ). Якщо перетин реакції розрахований на одне ядро, то воно називається

ефективним перетином реакції і визначається в барнах ($1 \text{ барн} = 10^{-24} \frac{\text{см}^2}{\text{ядро}}$).

При взаємодії нейтрона із ядром може відбуватися розсіювання енергії нейтрона, при якому її частина передається ядру. Розсіювання може бути *пружним* і *непружним*. Пружне розсіювання подібне поштовху двох шарів, при якому сума кінетичної енергії системи ядро-нейтрон до і після поштовху зберігається. Таке розсіювання називається *потенційним*. Пружним вважається також така взаємодія, при якій нейтрон втрачає частину своєї енергії тільки на віддачу ядра. Цей тип взаємодії відбувається у тому випадку, коли енергія нейтрона така, що створене збуджене спільне ядро має енергію, яка відповідає одному з квантових станів ядра і називається *пружним резонансним розсіюванням*.

Середня втрата енергії при кожному співударі (ΔE) буде тим більшою, чим ближче маса ядра (M) до маси нейтрона (m):

$$E = E_0 = \frac{2Mm}{(M + m)^2},$$

де E_0 - енергія нейтрона до співудару.

При розсіянні на ядрах водню нейтрон при кожному співударі може втрачати до 50% своєї енергії. Внаслідок багатократних співударів швидкого нейтрона на ядрах енергія його зменшується, відбувається процес уповільнення нейтрона. Ефективний перетин розсіювання для більшості ядер зростає із зменшенням енергії нейтрона. Нейтрони невеликих енергій в легкому середовищі взаємодіють, головним чином, по типу пружного розсіювання (потенційне чи резонансне), при якому ядро не збуджується.

Непружне розсіювання характеризується втратою енергії нейтрона не тільки на віддачу ядра, але і на його збудження. Останнє втрачається шляхом γ -випромінювання. Цей тип взаємодії характерний для важких ядер. Поки енергія нейтронів значно перевищує енергію зв'язку атомів у молекулах (біля 1 eV), або в кристалічних ґратках речовини, вважається, що процес уповільнення відбувається на вільних ядрах. Як тільки енергія нейтронів стає

близькою до енергії цього зв'язку, уповільнення ускладнюється. Нейтрон може збудити молекулу чи порушити її, втративши більшу частину своєї енергії. Такий тип розсіювання вважається як *непружний*. Уповільнення і дифузія нейтронів з енергією близькою до енергії теплового руху атомів речовини називається *термалізацією*. Уповільнений нейтрон деякий час знаходиться у тепловій рівновазі з молекулами, приймаючи участь в загальному хаотичному русі молекул речовини. Такий нейтрон називається *тепловим*. Його дифузія буде спостерігатися поки він не буде захоплений будь-яким ядром.

Уповільнююча якість нейтронів визначається середньою витратою енергії нейтрона при зіткненні, величиною перетину розсіювання чи захоплення δ , концентрацією ядер в уповільнювачі.

5.3 Радіоактивність гірських порід

Радіоактивність гірських порід зобов'язана присутністю в них радіоактивних елементів, які можна поділити на три групи.

В першу, основну групу, входять уран, торій із продуктами розпаду, а також калій (K^{40}) та частково рубідій (Rb), енергія розпаду яких має суттєве значення для геологічних процесів.

До другої групи відносяться радіоактивні ізотопи Ca^{48} , Zr^{96} , In^{113} , I^{115} , Sn^{124} , Te^{130} , La^{138} , Nd^{150} , Sm^{152} , Lu^{176} , W^{180} , Re^{187} , Bi^{209} , Ca^{48} , Zr^{96} . Але всі вони характеризуються або незначним поширенням в гірських породах, або великим періодом напіврозпаду, в зв'язку з чим їх радіоактивність має мізерну малу величину. Радіоактивні елементи цих двох груп утворилися у догеологічний період існування земної речовини і зазнавали за останні 3-5 млрд. років тільки незворотні процеси розпаду.

У третю групу радіоактивних елементів, які відіграють певну роль при радіометричних дослідженнях, відносяться елементи, які утворюються в теперішній час. В результаті ядерних реакцій, під впливом космічного випромінювання і нейтронів. Роль цієї групи радіоактивних елементів значно підвищилася у зв'язку з проведенням ядерних випробувань, аварій на АЕС, в результаті яких в атмосферу була викинута велика кількість радіоактивних продуктів ділення, які розсіюються повітряними потоками по всій землі.

Постільки, третя група радіоактивних елементів при випромінюванні природної радіоактивності гірських порід відноситься переважно до перешкод, які вилучаються із результатів вимірювань, а питома радіоактивність другої групи мізерна, основну роль в радіогеології відіграє перша група радіоактивних елементів, і перш за все, уран, торій із продуктами розпаду та K^{40} . Їх розповсюдження у природі обумовлюється основними геохімічними законами.

Уран і торій при своєму розпаді утворюють родини природно-радіоактивних елементів. Калій, після розпаду, переходить у стабільний елемент. Розповсюдженість цих елементів залежить від їх фізико-хімічних властивостей, серед яких найважливіші значення мають валентність, хімічна активність, розчинність з'єднань, розміри іонних (та атомних) радіусів, поляризуємість іонів тощо.

Так, уран характеризується більшим зарядом і складною будовою електронної оболонки. В природних умовах він зустрічається як у чотиривалентній формі (у відновних умовах), так і в шестивалентній (в окисному середовищі) формах.

Іонний радіус чотиривалентного урану ($r=1,05 \text{ \AA}$) близький до торію ($r=1,1 \text{ \AA}$). елементам групи рідкісноземельних елементів ($r=0,99 - 1,18 \text{ \AA}$) і кальцію ($r=1,06 \text{ \AA}$), який він часто заміщує у мінералах.

Висока валентність і великий іонний радіус іона визначають амфотерні властивості урану – в кислому середовищі він себе веде як слабка основа, а в лужному – як слабка кислота. Іони чотирьох валентного урану в кислому середовищі є відновниками по відношенню до Fe^{3+} , Mg^{2+} , V^{5+} , Mo^{6+} , Cr^{6+} . В той же час шестивалентні іони є окисниками по відношенням до Cu^{+} , Sn^{2+} , Ti^{3+} , V^{2+} , Cr^{2+} . У лужних розчинах шестивалентний уран є окисником по відношенню до Fe^{2+} (лимоніт), відновлюючись при цьому із утворенням з'єднань черні чотиривалентного урану.

З киснем уран утворює стійкі окисли (UO_2 і U_3O_4), а із галогенами - леткі і нестійкі з'єднання. З сіркою з'єднання урану невідомі. В природних умовах з'єднання чотиривалентного урану мають чорні, коричневі і бурі кольори, властиві для відновних умов. В той самий час, в окислювальних умовах з'єднання шестивалентного урану мають яскраві зеленуваті, жовтуваті, червоні кольори. За розміром радіуса іона, валентністю, енергетичному коефіцієнту чотиривалентний уран близький до торію. В природі торій зустрічається у вигляді окислів (торіанід), або силікатів (торід). З ураном він утворює, завдяки ізовалентному ізоморфізму, сумісні сполуки. Їх головними носіями є циркон, сфен, ксенотим, апатит, монацит, ортит та інші акцесорні мінерали. За хімічними властивостями радії близький до барію. Він завжди двовалентний, і в природних умовах, внаслідок низького кларку ($10^{-10} \%$), переважно зустрічається в розсіяному стані.

З трьох природних ізотопів калію радіоактивним є K^{40} . Внаслідок своєї розповсюдженості, його бета- гамма-радіоактивність співмірна з радіоактивністю урану, який міститься в породі. Найбільш поширеними мінералами, які містять калій і які мають вплив на радіоактивність порід, є сильвін, карналіт, мікроклін, ортоклаз, біотит, мусковіт.

За радіоактивністю серед мінералів кристалічних порід виділяються чотири групи (згідно А.А.Смислова):

1) слаборадіоактивні головні породоутворюючі мінерали, будова яких визначається головними петрогенними елементами (кремній, кисень, алюміній): кварц, польові шпати;

2) мінерали з нормальною і слабопідвищеною радіоактивністю – біотит, амфіболи, піроксени. В кристалічних ґратках, поряд із головними петрогенними елементами, приймають участь магній, залізо та інші хімічні елементи;

3) акцесорні та рудні мінерали з підвищеною радіоактивністю, в яких провідну роль у будові кристалічних ґраток, відіграють елементи з пониженим кларком (фосфор, титан та ін.): апатит, флюорит, ільменіт, магнетит тощо;

4) високорадіоактивні акцесорні мінерали, що містять елементи з низькими кларками порядку 10^{-2} до $10^{-4} \%$ (Zr, Ce, La, Na, Ta тощо): циркон, сфен, монацит, ортит та ін.

В породоутворюючих мінералах уран і торій може заміщувати кальцій, але головна їх маса захоплюється при кристалізації мінералів. В акцесорних

мінералах головна маса урану та торію ізоморфно заміщує ряд елементів (рідкоземельних елементів, цирконій та ін.).

Взагалі, вміст урану і торію в мінералах-концентраторах вивержених порід залежить від розповсюдженості мінералів-носіїв - чим вищий вміст останніх, тим нижчий вміст цих елементів у мінералах-концентраторах.

До головних особливостей розподілу радіоактивних елементів в породах є їх розсіяння і нерівномірність розподілу. Вона проявляється як в окремих геосферах, так і в породах. Максимальний вміст радіоактивних елементів приурочений до верхньої гранітної оболонки Землі і до кислих вивержених порід, згідно збільшенню в них вмісту кремнезему і калію. Зокрема, на вміст цих елементів суттєвий вплив мають умови формування порід, характер та час диференціації, глибина формування порід, прояви гібридизму та ін. У відповідності з цим, за рівнем вмісту радіоактивних елементів і загальною радіоактивністю виділяються наступні різновиди гранітів:

1) Слабкорадіоактивні граніти, багаті кальцієм і натрієм ($K < Na$), із вмістом $U < 2 \div 3 \cdot 10^{-4} \%$, $Th < 8 \div 10 \cdot 10^{-4} \%$ і $Th/U < 2-3$ в яких уран і торій, в основному, зв'язані з породоутворюючими мінералами. До таких порід відносяться плагіограніти, гранодіорити габро-плагіогранітної діорит-гранітової формації.

2) Нормальнорадіоактивні граніти, з близьким до кларку вмістом радіоактивних елементів та $Th/U \approx 2,5 - 4,5$, які відносяться до гранодіорит-гранітових формацій. У них радіоактивні елементи знаходяться в приблизно рівних кількостях у породоутворюючих та акцесорних мінералах.

3) Підвищено-радіоактивні граніти з підвищеним вмістом Th , в яких більша частина радіоактивних елементів зосереджених в акцесорних елементах.

4) Високорадіоактивні лейкократові аляскітові рідкіснометалевого типу граніти із підвищеним вмістом U , Th , Be , Mo , W ($Th/U \approx 5 \div 10$, $U \geq 5 \div 6 \cdot 10^{-4} \%$, $Th \geq 30 \div 40 \cdot 10^{-4} \%$). У них значна частина урану і торію знаходиться поза ізоморфної форми.

Найбільш високі вмісти урану і торію (до $50 \div 60 \cdot 10^{-4} \%$) спостерігаються в гранітоїдах посторогенних стадій розвитку мобільних поясів та зон активізації. Тенденція збільшення радіоактивності із збільшенням кислотності порід проявляється не тільки для інтрузивних, але і вивержених порід. Причому лужні магіматичні породи характеризуються вищою радіоактивністю ніж аналогічні їм за кислотністю породи вапнисто-лужної серії.

Істотну роль у геохімічному балансі радіоактивних елементів земної кори відіграють осадові породи. Існуючі відомості дозволяють сказати про великий діапазон їх радіоактивності і розподіл радіоактивних елементів. Характерною рисою геохімії радіоактивних елементів в зоні гіпергенезу є розділення урану і торію. Уран в шестивалентній формі утворює цілий ряд стійких в умовах зони гіпергенезу з'єднань і має здатність накопичуватися в водах і мігрувати. Торій розчинний з'єднань не утворює і мігрує в зоні гіпергенезу переважно механічно з уламковим матеріалом, у вигляді завису тощо.

Найбільшою радіоактивністю серед осадових порід вирізняються глинисті породи: глини, алевроліти, аргіліти, глинисті сланці. Їх радіоактивність в основному обумовлена ураном і калієм. Накопичення урану теригенними

породами обумовлено сорбційними властивостями глинистих мінералів (особливо такими як монтморилоніт, бейделіт) та органікою.

В піщаних породах відмічається переважно торієва природа радіоактивності, яка посилюється із збільшенням долі грубоуламкової складової породи, яка вміщує акцесорні мінерали – основні носії торієвих мінералів. Різноманітність природи радіоактивності в глинистих і піщаних породах, які формуються у відмінних фаціальних умовах (для глинистих – уран, для піщаних - торій), може бути використана для оцінки (по відношенню Th/U) палеогеографічних особливостей утворення досліджуваних осаdів.

В зв'язку із відмінністю природи радіоактивності та умов утворення осаdових порід, серед них вирізняють:

а) істотно торієносні і ураноторієносні грубоуламкові породи (гравеліти, піщаники, конгломерати), алювіальних, пролювіальних, прибережноморських фацій;

б) істотно ураноносні, збагачені органікою та фосфором породи (сланці, глини, глинисто-піщані породи та вапняки) більш глибоководних морських фацій утворення.

Під впливом різноманітних накладених процесів (метаморфічних, метасоматичних, гідротермальних) первинні осаdові та магматичні породи інтенсивно змінені і їх склад та радіоактивність значно варіюються. Найбільш значні за масштабом прояви зміни порід спостерігаються при регіональному метаморфізмі та ультраметаморфізмі. В породах, які зазнали найбільш високого ступеню метаморфізму (гранулітова фація) спостерігається, з одного боку, втрата радіоактивних елементів, а з іншого – нівелювання їх вмісту в різних різновидах. В умовах прояву амфіболітової фації метаморфізму спостерігається зворотній процес – поява радіоактивних елементів і диференціація порід за радіоактивністю. Меншою мірою це стосується порід зеленосланцевої фації.

Найбільш різноманітний вміст радіоактивних елементів в ультраметаморфічних породах, що посилюється від ранніх до пізніх стадій процесу ультраметаморфізму.

5.4 Методи вимірювання радіоактивності

Метою вимірів радіоактивності є: встановлення радіоактивності, оцінка її інтенсивності, спектрального складу випромінювань, встановлення природи радіоактивності і кількості радіоактивних елементів, вивчення характеру розподілу радіоактивності і її носіїв, потужностей доз випромінювання.

Існуючі радіометричні методи засновані на реєстрації ефекту взаємодії радіоактивного опромінювання з речовиною. В зв'язку з цим виділяють такі основні методи реєстрації радіоактивності:

- 1) іонізаційні, які включають, в залежності режиму апаратури і її конструкції, інтегральний (чи власно іонізаційний) і імпульсний (або метод рахунку) методи;
- 2) сцинтиляційний;
- 3) фотографічний;
- 4) люмінесцентний і кристалічних лічильників;
- 5) реєстрація черенковського випромінювання.

Найпоширенішими у практиці радіометрії є іонізаційні (імпульсні) і сцинтиляційні методи.

Іонізаційні і сцинтиляційні методи. Принципово будь-яка установка для реєстрації випромінювання іонізаційним або сцинтиляційним методами складається з двох частин: детектора і вимірювальної апаратури. Детектор являє собою чутливий елемент, в якому відбувається взаємодія випромінювання з речовиною. Вимірювальна апаратура сприймає сигнал з детектора і виконує функції необхідні для виконання вимірів. Серед детекторів іонізаційного метода реєстрації випромінювань відрізняють іонізаційні камери, газорозрядні пропорційні лічильники і лічильники Гейгера. Найбільш розповсюдженими типами детекторів є лічильники Гейгера, в меншій мірі іонізаційні камери. Існують датчики для реєстрації α , β -часток, γ -квантів і нейтронів.

Принципово газорозрядний лічильник являє собою циліндричний конденсатор, в якому одна з обкладок це коаксіально розташований електрод. Якщо на такий конденсатор подати напругу, то іони, створені при потраплянні всередину ядерної частинки, будуть збиратися на обкладках конденсатора і змінювати його потенціал. При цьому кількість утворених іонів (або величина заряду – dg) і відповідно величина зміни потенціалу (dV) на конденсаторі ємністю C буде для часток з різною іонізуючою здібністю різною і буде дорівнювати:

$$dV = \frac{dg}{C} 1,6 \cdot 10^{-7} \text{ В.}$$

При низьких напругах в іонізаційних камерах іони газу, які виникли під впливом радіоактивних випромінювань, самі не іонізують, а збираються на електродах конденсатора. Підключивши до такої камери вимірювальний прилад, можна зафіксувати дуже слабкі струми іонізації. Вони можуть бути зафіксовані в межах певного часу Δt :

$$I = \frac{\Delta g}{\Delta t},$$

$$\text{або якщо } \Delta g = C \cdot \Delta V,$$

де ΔV - зміна напруги на електродах за час Δt , C – ємність конденсатора,

$$I = C \frac{\Delta V}{\Delta t}, \text{ тобто величина іонізаційного струму визначається за різницею}$$

потенціалів за певний час.

Так як, у вимірювальних приладах використовуються різноманітні шкали, за допомогою яких виконується відлік показань приладів, вони можуть бути проградуйовані. В цьому випадку $\Delta V = V_1 - V_2 = n \Delta V_1$, де ΔV_1 ціна поділу шкали, n – число поділок шкали. В зв'язку з тим, що $\Delta V_1 C$ – для цього приладу величина постійна (а), то $I = an / \Delta t$, тобто вимірювальна величина іонізаційного струму оцінюється за кількістю поділок шкали, пройдених рухомою системою (нитка, петля, квадрант). Причому швидкість переміщення рухомої системи є мірою радіоактивності препарату (іоноутворення). На цьому принципі побудований інтегральний іонізаційний метод вимірювання загальної радіоактивності порід і мінералів.

Основним засобом оцінки радіоактивності і наявності радіоактивних елементів в інтегральному іонізаційному методі (як і в інших радіометричних методах) є відносний метод, який ґрунтується на порівнянні показників приладів від дослідженого зразка до еталонного зразка, при дотриманні ідентичності умов вимірів. Оцінка вмісту радіоактивних елементів в цьому випадку проводиться за формулою:

$$x = a \frac{I_x P_a}{I_a P_x},$$

де a – вміст радіоактивних елементів в еталоні I_x, I_a - величина іонізаційного струму від зразка та еталону; P_x, P_a - маси (або випромінюванні площі) проби та еталону (у випадку їх неідентичності).

Інтегральні методи вимірювання радіоактивності в теперішній час використовуються обмежено: при радіохімічному аналізі, оцінюванні радіоактивності еманцій, при вимірюванні сильно емануючих проб та проб, які мають в своєму складі калій тощо. Вони були змінені більш продуктивними та чутливими імпульсними методами. В якості датчиків в цьому методі використовуються або газорозрядні лічильники (в іонізаційному методі) або різноманітні люмінофори (в сцинтиляційному методі).

Газорозрядний лічильник являє собою герметичний скляний (γ -лічильник) або металевий (β -лічильник) циліндричний конденсатор, який заповнений сумішшю з інертних газів та галоїдних сполук. Електродами лічильника є коаксиально розташовані металева нитка та оболонка (для γ -датчиків) або циліндр (для β -датчиків) лічильника. На електроди подається висока напруга, достатня для ударної іонізації газу в середині лічильника. Суть цього процесу полягає у прискоренні полем іонів, які утворюються в результаті взаємодії радіоактивного випромінювання з атомами і молекулами газу. В результаті такого прискорення (при певній напрузі) іони, стикаючись з нейтральними атомами і молекулами, здатні їх іонізувати. Цей процес зростає лавиноподібно і приводить до розряду, який заповнює увесь об'єм лічильника і утворює на зовнішньому навантаженні лічильника різкий перепад струму. За частотою подібних розрядів формується уявлення про величину радіоактивності. Вибір оптимальної напруги роботи датчиків здійснюється шляхом отримання так названої лічильної характеристики – графіка залежностей швидкості розрядів від прикладеної до датчика напруги, при постійному джерелі випромінювання (рис. 5.5). Робоча напруга вибирається в межах "плато" - більш-менш горизонтальної частини характеристики.

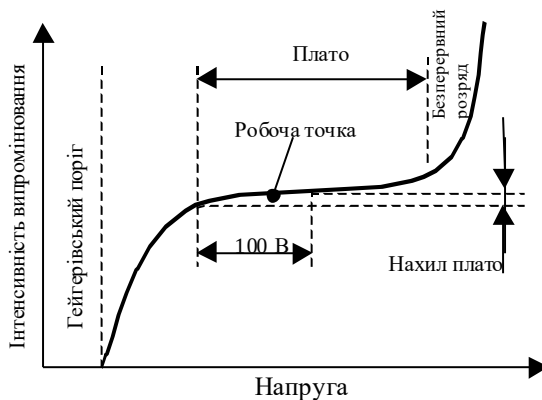


Рисунок 5.5. – Лінійна характеристика газорозрядного лічильника

У сцинтиляційному методі використовують в ролі датчиків різного роду люмінофори в сполученні з фотоелектронним помножувачем. Заряджені частинки чи γ -кванти взаємодіють з матеріалом люмінофору, викликаючи спалахи люмінесценції. Останні перетворюються в електричні імпульси, які потім реєструються. В залежності від характеру реєстрованого випромінювання, застосовують неорганічні, органічні, тверді, рідкі і газоподібні люмінофори. Вони в порівнянні з газонаповненими датчиками мають ряд переваг: високу ефективність, велику роздільну здатність, можливість оцінки енергетичного спектру випромінювання. Люмінофори можуть виготовлятися відкритого типу, що дозволяє використовувати їх для реєстрації α -випромінювання. Напівпровідникові детектори поділяються на два типи: кристалічні і власно напівпровідникові. В кристалічних детекторах, які складаються з пластини монокристалу діелектрика з металізованими протилежними сторонами і включених в електричну мережу, струм протікає тільки під дією іонізації, викликаній радіоактивним випромінюванням. Останнє, при проходженні через кристал, утворює на своєму шляху вільні електрони і дірки, кількість яких пропорційна енергії випромінювання. Під дією прикладеної на датчик зовнішньої напруги вони переміщуються до електродів.

Основною перевагою напівпровідникових детекторів є безпосереднє перетворення іонізації в електричний сигнал (у сцинтиляційних детекторах іонізацію викликає світловий спалах, який за допомогою ФЕП перетворюється в електричний). Крім того, ці лічильники компактні, нечутливі до зовнішнього магнітного поля, мають високу роздільну здатність, ефективність.

Вимірювальними приладами в імпульсному методі є радіометри. Радіометр має два блоки: блок реєстрації (датчик) і блок вимірювання, які мають роз'ємне сполучення між собою. Радіометри для інтегральних вимірювань радіоактивності складаються за наступною принциповою блок-схемою (рис. 5.6).

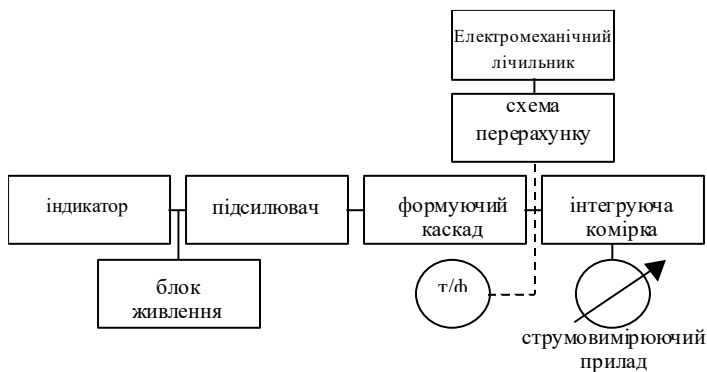


Рисунок 5.6 – Блок-схема інтегрального радіометру

Оцінка радіоактивності природних об'єктів за допомогою радіометрів відносна – у порівнянні з радіоактивністю еталонів із відомим вмістом радіоактивного елементу, що утворюють певні потужності випромінювання на різних віддальх від еталону. Для цього прилади еталонують за допомогою стандартних еталонів γ - випромінювання, тобто для кожного радіометра будують графік залежності показів приладу від потужності доз (p), які створюються еталоном на різних віддальх від датчика (рис. 5.7).

Згідно формули:

$$P = \frac{840 \cdot a}{r^2},$$

де a – вміст радіоактивного елементу в еталоні, мг; r – віддаль між датчиком і еталоном.

За допомогою графіку еталонування покази приладу приводяться до єдиної системи – потужності дози, що дає можливість порівняння між собою результатів вимірів різних радіометрів.

Спектрометричні радіометри використовуються для оцінки енергій реєструючого γ -вимірювання. Основною частиною γ -спектрометра є амплітудний аналізатор – прилад, який дозволяє виділити і зареєструвати γ -випромінювання різних енергій. Серед амплітудних аналізаторів виділяють інтегральні і диференціальні аналізатори. Перші використовують для реєстрації імпульсів з амплітудою вище деякого порогу, другі – в деякому вузькому діапазоні (вікні) амплітуд.

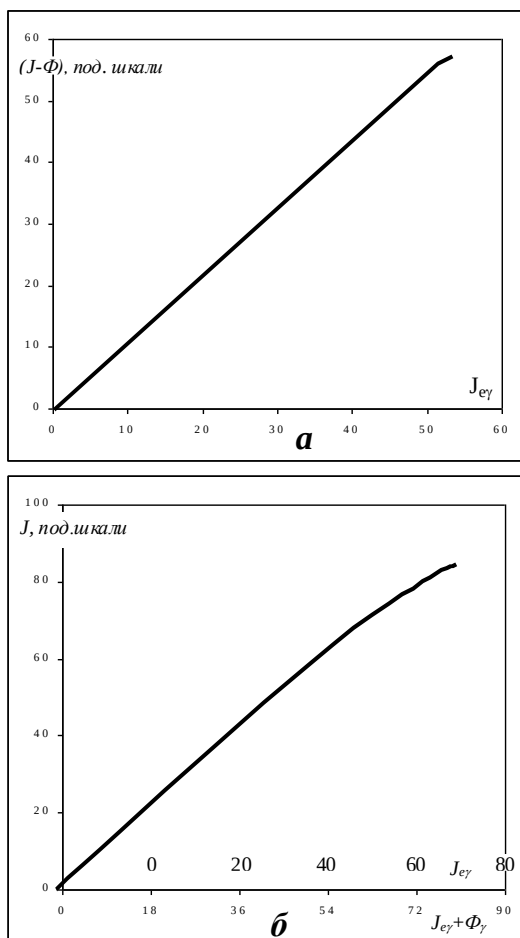


Рисунок 5.7 – Графіки еталонування радіометрів, побудовані (а – за різництним ефектом $[J_i-\Phi]$; б – разом із фоном $[\Phi]$; J_i – значення радіоактивності)

Диференціальні амплітудні аналізатори мають два вбудованих, паралельно один до одного, дискримінатора – порогового амплітудного аналізатора: дискримінаторів нижнього і верхнього рівнів. Перший пропускає імпульси з амплітудою вище порогової, другий – нижче верхнього порогу. На виході диференціального аналізатора будуть з'являтися імпульси струму тільки тоді, коли їх амплітуда буде вище рівня порогу нижнього рівня і нижче верхнього (схема антиспівпадінь - рис. 5.8).

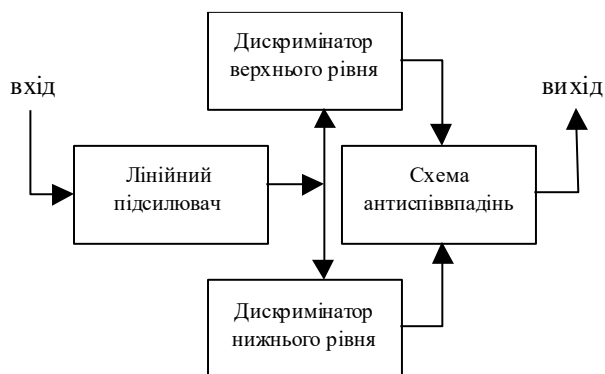


Рисунок 5.8 – Блок-схема одноканального диференційного амплітудного аналізатора

Синхронно змінюючи напругу на обох дискримінаторах, можна вивчати диференціальний спектр - залежність числа імпульсів на виході аналізатора від порогу дискримінації. Можна цю залежність виразити в енергетичних одиницях (електрон-вольтах), якщо попередньо, за допомогою еталонів з відомими енергетичними показниками, встановити зв'язок між амплітудою імпульсів (у вольтах) і енергією випромінювання (в електрон-вольтах). Для скорочення часу вимірів можна користуватися багатоканальними аналізаторами.

5.5 Польові радіометричні методи

У сучасний час, завдяки впровадженню в практику радіометричних досліджень нової високочутливої і високоефективної апаратури і різних методів вивчення радіоактивних природних об'єктів, діапазон задач, які треба вирішувати значно розширився. Серед них можна назвати такі:

- пошуки радіометричних аномалій в гірських породах, водах, ґрунтових газах;
- вивчення розподілу радіоактивних елементів в різних природних середовищах;
- пошуки перспективних зон і ділянок можливої локалізації рудопроявів різних елементів, парагенетично пов'язаних з радіоактивними чи створених в однакових структурно-геологічних умовах;
- радіометричне і радіохімічне картування гірських порід;
- пошуки і простеження під наносами зон тектонічних порушень, контактів порід, зон дроблення та інше;
- розчленування, співставлення і кореляція гірських порід за їх радіоактивністю і розподілом радіоактивних елементів;
- вивчення глибини ерозійного зрізу плутонічних утворень за розподілом радіоактивних елементів;
- вивчення зон метасоматичної переробки порід за їх радіоактивністю і розподілу радіоактивних елементів;

- пошуки ореолів і потоків розсіяння радіоактивних і зв'язаних з ними рідкісних і розсіяних елементів в гірських породах, природних водах, рослинах;
- радіоекологічне картування і обстеження.

За умовами вимірів і особливостями транспортування вимірювальної апаратури виділяють: повітряні чи аерорадіометричні наземні (пішохідні і автомобільні); підземні (в підземних гірських виробітках і в свердловинах) і морські радіометричні методи.

Більшість сучасних методів вивчення радіоактивності заснована на іонізуючій дії радіоактивного випромінювання і викликаних ними фізичних і хімічних змін речовини.

У залежності від вимірювальної фізичної величини польова реєструюча апаратура може бути поділена на такі типи: радіометри – прилади, які вимірюють інтенсивність, щільність потоку і потужність радіоактивного випромінювання, спектрометри чи радіометри – аналізатори, які реєструють спектри γ -випромінювання; еманометри – прилади для вимірювання концентрації радіоактивних еманцій.

Серед всього різноманіття польових радіометричних методів виділяють наступні основні різновиди:

- гамма-методи – група методів, в основі яких лежить реєстрація γ -активності;
- еманційні методи – радіометричні методи, засновані на реєстрації концентрації радіоактивних еманцій (сюди відноситься і гелієвий метод);
- радіогідрогеологічний метод, заснований на вивченні радіоактивності і розподілу радіоактивних елементів в природних водах;
- уранометричний метод – група методів прямої оцінки вмісту урану в пробах;
- радіобіохімічний метод, заснований на оцінці радіоактивності і вмісту радіоактивних елементів в рослинах.

Гамма-радіометричні методи. Суттєвою особливістю цих методів є проведення дистанційних досліджень у зв'язку зі значною проникаючою здатністю γ -випромінювання. Основними різновидами цих методів є:

- аерогаммарадіометричний метод;
- автомобільна γ -зйомка;
- пішохідна γ -зйомка;
- методи радіометричного опробування і гамма-каротаж;
- радіометрична документація гірських виробіток і керна свердловин

Аерогаммарадіометричний метод. Зараз цей метод вважається одним з головних. Він полягає у виявленні γ -аномалій з послідуною перевіркою їх перспективності наземними роботами. У зв'язку з появою аерогаммаспектрометрів, стало можливим реальне визначення в польоті вмісту радіоактивних елементів – U, Ra, Th, K. В зв'язку з цим, метод набув великого значення при геологічному картуванні і пошуках різних корисних копалин. Частково, його застосування в комплексі з аеромагнітометричними спостереженнями дозволяє здійснити прогноз пошуків заліза, поліметалів, рідкісних і рідкісноземельних елементів, нафти і газу, а також інших корисних копалин, які зустрічаються в парагенезисі з радіоактивними елементами.

Основними перевагами методу є швидкість досліджень, висока економічна ефективність робіт. Найбільш ефективним є застосування методу у районах як зі складними, так і з рівнинними формами рельєфу, із сухим кліматом, задовільною відслоненістю корінних порід, де розвинуті первинні і вторинні механічні і сольові ореоли розсіяння родовищ корисних копалин.

Висота польоту при аеропошукових роботах залежить від складності рельєфу. За характером останнього території досліджень поділяються на три категорії:

- 1) рівнинні і дрібносопочні з доброю відслоненістю і невеликою потужністю елювіально-делювіальних відкладів;
- 2) рівнинні райони з великою потужністю рихлих відкладів (до 10÷50 м), прорізаних річками, глибокими балками та ярами;
- 3) гірські райони і міжгірські западини.

На рівнинних та дрібносопочних територіях з невеликою густиною наносів використовується система прямолінійних паралельних маршрутів. Їх довжина 30÷50 км, напрямок в хрест простягання по відношенню до відомих чи очікуваних рудоконтролюючих структур. Висота польоту 25÷40 м.

У рівнинних районах з великою потужністю рихлих відкладів пошуки проводяться вздовж річок, балок, великих ярів, де, як правило, оголюються корінні породи, зустрічаються ореоли і потоки розсіяння радіоактивних елементів.

Віддаль між маршрутами вибирають біля 100 м, висота польоту 25÷50 м. Від'ємні форми рельєфу, які перекриті відкладами з великою потужністю - не досліджуються.

Гірські області, які характеризуються спокійними формами рельєфу з відносними перевищеннями до 200 м і крутістю схилів до 10°, є найбільш доступні для зйомки. Тут пошуки проводяться в масштабі 1:25 000 і 1:10 000 за сіткою прямолінійних маршрутів. Їх довжина 30÷40 км. Висота польоту 40÷50 , іноді 75 м. Гірські райони середніх труднощів відрізняються більш розчленованим рельєфом зі крутістю схилів 10÷15° і перепадами висот 300÷400 м. Зальоти тут проводяться в основному по сітці коротких (10÷15 км) прямолінійних маршрутів, причому напрям профілів підкоряється будові рельєфу. Досліджуються окремі ділянки, границі яких окреслюються різко виступаючими гребнями.

В гірських районах пропонуються виконувати пошуки літаками в комбінації з гелікоптерами.

Аерорадіометричні пошуки проводяться апаратурою, яка дозволяє, поряд з даними про радіоактивність, отримувати систематичну інформацію і про магнітне поле досліджуваної території. Це дозволяє проводити пошуки родовищ за їх радіоактивними і магнітними властивостями, а також геологічне картування.

Аерогамма-зйомки включають такі основні етапи робіт:

- 1) Вибір і підготовка полігонних ділянок і градування γ -спектрометра;
- 2) Вибір масштабу пошуків і побудова пошукової сітки;
- 3) Передполітна підготовка апаратури;
- 4) Рекогносційні польоти;
- 5) Пошуково-зйомочні польоти;
- 6) Деталізація аномалій;

- 7) Обробка і інтерпретація даних;
- 8) Наземна перевірка аерогаммааномалій.

Зйомку поділяють на оглядово-рекогносційну, дрібномасштабну, середньомасштабну, крупномасштабну і детальну.

Завданням оглядово-рекогносційних робіт є ознайомлення екіпажу з фізико-географічними умовами проведення робіт, виділення орієнтирів, співставлення карт з місцевістю, визначення посадочних ділянок, вибір контрольного маршруту.

При виявленні аномалій в польоті борт-оператор приймає рішення про її деталізацію. Штурман робить відмітку на реєструючій стрічці, доводить літак до найближчого орієнтиру і повторює аномальну ділянку маршруту. Виділяють епіцентр аномалії та її розміри шляхом виконання коротких ($2\div 5$ км) маршрутів через $50\div 100$ м у протилежні боки від основного маршруту. Епіцентр аномалії фіксується аерофотознімком та вимпелом.

Наземна перевірка аерогаммааномалій є невід'ємною частиною аерогаммазйомки. Виконується вона в той же польовий сезон і включає два етапи: попередній і детальний. Попередня перевірка передбачає знаходження аномалій, визначення її розмірів, гамма-спектрометричних параметрів і геологічної природи. Детальна ж перевірка аномалії передбачає остаточну оцінку перспективності аномалії.

Автомобільна гамма-зйомка вирішує взагалі ті ж задачі, що і пішохідна зйомка, але має перед останньою ряд переваг (швидкість, нижчу вартість, більшу чутливість апаратури). Однак, можливості автомобільної зйомки суттєво обмежуються умовами проходження місцевості автотранспортом. Найбільш придатною для проведення зйомки є рівнина чи бугриста, слабо залісена і незаболочена місцевість з нахилом до $5\div 8^\circ$. Місцевість із загальним нахилом рельєфу 15° і більше для проведення площинної автозйомки непридатна.

Пошукова сітка для проведення площинних автогаммапошуків будується на основі прямолінійних паралельних маршрутів. Віддаль між маршрутами і оптимальна довжина маршрутів залежать від масштабу пошуків.

Розрізняють два методи побудови пошукової сітки: одно- і двобазисні. При однобазисному методі розташування пошукових маршрутів контролюється однією магістральною лінією, при двобазисній – кінці маршрутів контролюються двома магістралями.

В процесі зйомки безперервно аналізується запис радіометра шляхом співставлення його з результатами візуальних спостережень за геологічними і геоморфологічними обставинами по маршруту. На стрічці відмічається початок і кінець кожного маршруту, номери маршрутів, а також фіксуються за допомогою коротких записів, чи заздалегідь розроблених умовних позначень, результати візуальних спостережень: характер поверхні, корінні виходи і висипки порід, задерновані ділянки тощо.

При виявленні аномального збільшення інтенсивності γ -випромінювання про це робиться відмітка на стрічці, а потім на мінімальній швидкості ($2\div 5$ км/год) повторно проходить короткий маршрут у зворотному напрямку для уточнення положення максимуму аномалії.

Максимум відмічається на місцевості земляним туром, високим колом чи вішкою. Аномалія деталізується серією паралельних маршрутів (через $5\div 25$ м

в залежності від масштабу пошуків і розмірів аномального поля), які виходять у нормальне γ -поле.

Обробка результатів вимірів полягає у розшифровці і оформленні стрічок запису (усереднення і перерахування значень вимірів у мкР/год) графічному відображенню результатів (побудова карт, графіків, варіаційних кривих), заповнення каталогів і польових журналів. Результати автомобільної зйомки відображають у вигляді карт ізоліній γ -активності (при площинній зйомці) чи карт γ -активності за маршрутами.

Геологічна інтерпретація результатів автомобільних гама-пошуків полягає в: оцінці аномалій; визначенні їх природи; виділенні характерних геологічних і геоморфологічних ознак перспективних і неперспективних γ -аномалій.

Пішоходна гамма-зйомка є основним методом масових пошукових робіт, особливо в "відкритих" районах, на ділянках з розчленованим рельєфом, при потужності рихлих відкладів до 2÷3 м. У залежності від глибини залягання горизонту, який відрізняється максимальним площинним розвитком радіоактивних ореолів і радіометричних аномалій, застосовуються різні модифікації наземних гамма-пошуків. При глибині його залягання від 0,3 м до 1,5 м пошуки проводять в закопушках, шпурах чи шляхом плужних гамма-пошуків. Якщо глибина пошуків - 10÷20 м, то проводять глибинні пошуки зі застосуванням спеціальних самохідних бурових установок.

При проведенні плужних гамма-пошуків проводиться безперервна реєстрація γ -поля вздовж пошукових маршрутів за допомогою спеціального пристрою, який розташований на глибині 30÷70 см.

При шпурових і глибинних гамма-пошуках безперервна реєстрація γ -активності здійснюється в процесі заглиблення приймача випромінювання (датчика).

Приймаючи до уваги порівняно низький діапазон енергії γ -випромінювання урану та його продуктів розпаду основними приладами при пішохідній гамма-зйомці є радіометри зі сцинтиляційним датчиком.

Для переводу показників приладу в потужності доз, при необхідності, прилади до початку робіт і потім два рази на місяць, а також після ремонту, еталонують. Відразу після еталонування визначають інтенсивність γ -випромінювання від робочого еталону. Місце установки робочого еталону на гільзі чітко фіксується. При перевірці чутливості приладу за допомогою робочого еталону, останній прикладають до цього місця. Контроль чутливості проводять систематично не менш трьох разів на день, а також при відповідальному замірі. Розходження показників з початковими (при еталонуванні) не повинно бути більш 10 %.

Основним методом гамма-пошуків за допомогою радіометрів в пішохідній гамма-зйомці є безперервне простежування радіоактивності по телефону. Фіксовані заміри в окремих точках є контрольною операцією. При прослуховуванні на радіометрі встановлюється максимальна чутливість. Датчик приладу переміщують по висоті 5÷10 см від поверхні. При фіксованих замірах датчик прикладається до породи впритул.

Пошукові маршрути прокладаються вхрест простягання геологічних структур чи тектонічних зон. Густина точок спостережень залежить від масштабу пошуків і складності геологічної будови території. На ділянках з простою геологічною будовою і при слабкій диференційованості γ -поля порід

віддалі між точками спостережень при масштабі 1:10 000 – 20 м. В зонах тектонічних порушень, при зміні порід і диференційованому γ -полі ця віддалі зменшується в два рази.

По маршруту і в межах 50÷100 м від нього обстежуються всі оголення корінних порід і гірські виробітки. На кожному оголенні, в залежності від його складності, вибираються не менш 10 фіксованих замірів. Ними характеризуються типи порід, які зустрічаються в оголенні. Особливо ретельно прослуховують і вимірюють радіоактивність на ділянках з ознаками рудної мінералізації, гідротермальної чи метасоматичної переробки порід.

На територіях, перекритих алохтонними утвореннями, пошуки проводять за допомогою глибинної (шпурової) зйомки. При цьому шпури повинні заглиблюватися у корінні породи на 0,5÷1,0 м. При неглибокому заляганні проходка шпурів здійснюється за допомогою спеціальних установок (віброагрегати, СУГП та ін.). Вимірювання радіоактивності в шпурах здійснюється каротажними приладами СРП-2к, СРП 68-2к та інші. Виміри виконують через 1 м. В інтервалах виконуються прослуховування по телефону. Для оцінки якості гамма-зйомки проводять контрольні виміри в об'ємі 3÷5 % незалежним засобом.

Основним фактичним матеріалом пішохідної гамма-зйомки є дані вимірювань радіоактивності, переведені в мкР/год з урахуванням фону. Його величина оцінюється за результатами вимірювання радіоактивності на водоймищі з глибиною не менш 1,5 м. Дані вимірювань радіоактивності групуються за типами порід і оброблюються статистично. Оцінюються фонові (модальне чи середнє арифметичне значення) і аномальні значення радіоактивності даного типу порід.

За даними гамма-зйомки будується радіогеологічна карта. Основою її є карта фактичного матеріалу, на яку виносять оголення, гірські виробітки, точки фіксованих замірів. Значення радіоактивності виносять чи цифрами, чи кольоровою гамою від синіх до червоних кольорів (з мірою збільшення радіоактивності).

За радіометричну аномалію приймається ділянка з перевищенням фону більш ніж в два рази, яка розташована в геологічній позиції, сприятливої для можливої локалізації рудопроявів. Достовірність її виділення підтверджується детальними роботами, які проводяться в процесі гамма-пошукових досліджень.

Оцінка виявлених радіометричних аномалій передбачає постановку комплексних геологічних, геофізичних і радіометричних, геохімічних і гірничих робіт. Їх завданням є оцінка перспективності даної ділянки і обґрунтування постановки детальних пошуково-розвідувальних робіт.

Сприятливими ознаками при цьому є належність аномалії до тектонічної зони, контактів порід, ділянок вторинних змін, уранова природа радіоактивності, наявність рудної мінералізації.

Радіоекологічне обстеження і картування забруднених територій. В зв'язку з розвитком атомної енергетики, використанням радіоактивних ізотопів в промисловості, особливо після аварії на ЧАЕС, видобутком і переробкою радіоактивної сировини, значну роль в техногенному забрудненні території України відіграють радіоактивні елементи. Це обумовило швидкий розвиток значних обсягів радіометричних робіт по обстеженню природних об'єктів,

сільськогосподарських угідь, населених пунктів, продуктів харчування. Основним методом цих робіт є гамма-метод, як найбільш універсальний і який дозволяє виконувати дистанційні виміри.

При оцінці радіаційної обстановки в населених пунктах і при виборі ділянок під забудову нових територій, виміри радіоактивності проводять за певними правилами в межах цих пунктів. Під ними розуміють території, які включають зони забудови для мешкання, адміністративно-виробничі і громадські ділянки, а також прилеглу місцевість завширшки 0,5 км. Крім того обстеженню підлягає також територія безпосередньо прилегла до них на протязі 2,5 км (ареал населеного пункту). У межах населеного пункту попередньо виконуються виміри потужності гамма-випромінювання по квадратній сітці шагом 200 м, в межах ареалу населеного пункту – 400 м, а в межах прилеглих територій радіусом $5 \div 10$ км – кроком 2 км.

Виміри виконуються радіометрами типа ДРГ-01Т, ДБГ-06Т і ін. на висоті 1 м.

Якщо в межах населеного пункту і його ареалу всі виміри в вузлах сітки не перевищують 30 мкР/год, то детальне обстеження не проводиться. При одержанні більш високих значень у будь-якій точці навколо неї в радіусі приблизно 2 км додатково виконується не менше 10 замірів і розраховується середнє значення для точки. У випадку, якщо в межах населеного пункту виявляється пункт у якому на 30 % і більше активність перевищує 30 мкР/год, тоді виконується детальне обстеження. Воно включає: в межах мешкання людей, в першу чергу на ділянках радіоактивністю вище 5 Ки/км², обстеження не менше кожного другого подвір'я в 3 і більше характерних точках (за хвірткою, в середині городу, на незайнятих місцях), а також $2 \div 3$ заміри в приміщеннях, в межах громадської зони (магазини, школи, дитячі заклади, медпункти) – не менше 5 вимірів навколо кожного об'єкта і $2 \div 3$ виміри в приміщеннях. Відстань замірів від забудов у всіх випадках повинна бути не менше двох їх висот.

У випадку коли в межах населеного пункту виявлені ділянки площиною більш як 30 м² з трикратним і більше підвищенням радіоактивності над фоном – виконується їх оконтурення і документація в журналі і схемі населеного пункту.

Радіометричне опробування і гамма-каротаж. З метою визначення вмісту радіоактивних елементів безпосередньо в місцях їх концентрації широко використовуються різні методи радіометричного опробування. За своєю чутливістю і достовірністю вони не поступаються лабораторним "класичним" (хімічним і фізико-хімічним) методам визначення вмісту цих елементів, зокрема урану, значно переважаючи їх в експресності і економічній ефективності. При розвідці і експлуатації уранових родовищ найбільш широко використовуються для радіометричного опробування методи, засновані на вивченні γ -випромінювання. Серед них при радіометричному опробуванні застосовуються дві основні модифікації гамма-опробування з щільними екранами і шпурове гамма-опробування, а при вивченні свердловин – гамма-каротаж.

Основним завданням цих робіт є визначення потужності пластів чи аномальних ділянок і вмісту урану. Їх рішення будується на таких залежностях:

$$Q = \frac{S}{K_o h} \quad i \quad Q = \frac{I_{\infty}}{K_o},$$

де Q – вміст урану в пласті, %; S – площа гамма-аномалії; h – потужність пласту; K_o – коефіцієнт зв'язку інтенсивності γ -випромінювання пласту з вмістом урану. Його величина чисельно дорівнює кількості мікрорентгенів в годину на 0,01 % рівноважного урану; I_{∞} - інтенсивність γ -випромінювання в центрі насиченого за потужністю пласта (h_n), коли подальше збільшення його потужності не впливає на результати вимірювання. Вона залежить від густини породи (ρ): $h_n \cdot \rho = \text{const}$.

При пошуках і розвідці уранових руд в свердловині використовується апаратура типу КРЛ, ПРКС-2 з газонаповненими датчиками типу ВС чи МС, а також СРП-2к, “Зонд”, “Виток-2” і інші зі сцинтиляційними датчиками. Перед їх використанням прилади еталонують і визначають показники на кожному піддіапазоні індикатора робочим еталоном для подальших контрольних замірів, які є критерієм достовірності результатів вимірів.

Гамма-каротажні вимірювання проводять відразу після закінчення буріння. Для цього свердловину ретельно промивають чи продувають протягом 2÷3 годин для вилучення радону і перевіряють її прохідність для зонду. Гамма-каротаж проводять у два етапи. На першому етапі проводиться вивчення радіоактивності порід, ув'язка її з геологічним розрізом, виявлення аномалій. На другому – виконується деталізація аномалій. За аномалію приймається подвійне і більше перевищення γ -поля понад фоном для даних порід.

У залежності від застосованої апаратури реєстрація γ -радіоактивності може бути точковою і безперервною по стволу свердловини.

Перший засіб мало продуктивний і застосовується при використанні легкої переносної апаратури (КРЛ, СРП-2к). Віддаль між точками вимірювання – 1 м. Основним засобом пошуків аномалій є безперервне простежування радіоактивності по телефону під час спуску зонду. Швидкість спуску – не більше 1000 м/год. Фіксовані заміри здійснюються при підйомі. При спуску і при підйомі на фіксованій глибині біля 10 м проводиться контрольний замір. Розходження не повинно перевищувати 10 %.

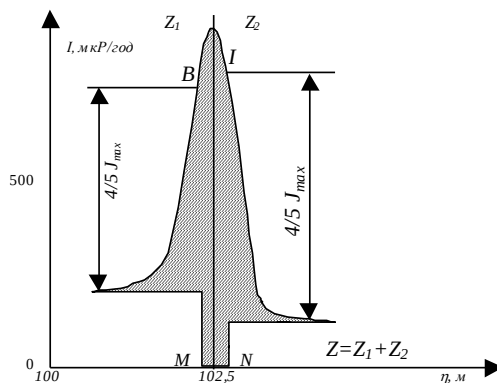
Деталізацію здійснюють шляхом здійснення фіксованих замірів через 10 см з виходом в дві сторони від аномалії в нормальне поле.

Якісна оцінка даних гама-каротажу полягає в прив'язці вимірюваної радіоактивності (переведеної в мкР/год) до геологічного розрізу з побудовою каротажної кривої.

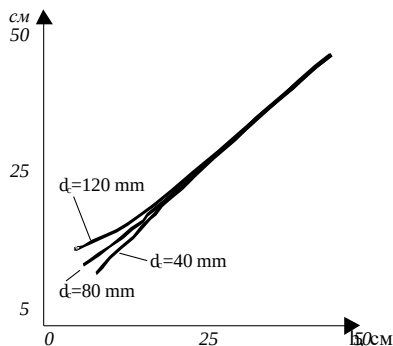
Кількісна інтерпретація даних полягає в оцінці потужності аномальних пластів і вмісту в них урану. В залежності від потужності пластів і характеру розподілу в них радіоактивних елементів оцінка потужності пластів проводиться наступними трьома засобами:

1) При рівномірному розподілі радіоактивних елементів і потужності більш 40 см застосовують засіб $\frac{1}{2} I_{\max}$, де $I_{\max}$ – максимальне значення зареєстрованої радіоактивності в межах аномалії. За істинну потужність пласту приймається відрізок на вісі глибин, обмежений точками, в яких значення радіоактивності будуть відповідати значенням $\frac{1}{2} I_{\max}$;

2). При потужності пласту менш 30÷40 см застосовують засіб $4/5I_{max}$. У цьому випадку на вісі глибин отримують уявну потужність. Дійсна потужність позірної h визначається по номограмі (рис. 5.9).



a



б

Рисунок 5.9 – Гама-аномалії над тонким шаром (а) і номограма (б) залежності позірної (Z) і дійсної (h) потужностей шару: d_c – діаметр свердловини

3). При нерівномірному розподілі в пласті радіоактивних елементів границі пласту встановлюються по засобу $I_{зад} = 100 \cdot K_o \cdot Q_{зад}$, де $Q_{рзад}$ – заданий вміст урану.

Визначення вмісту урану в аномалії проводиться за формулою

$$Q = \frac{S}{100 \cdot K_o / n}$$

Площа аномалії (в мкР/год см) знаходяться по кривій гама-каротажу шляхом обводу курвиметром контуру АБВГДЕЖЗІ (рис. 5.10).

При гама-опробуванні гірських виробіток, оголень, необхідно їх зареєстрованого γ -випромінювання в пункті опробування вилучити вплив бокових порід (I_b) і натурального фону приладу (I_{ϕ}). Це досягається за допомогою щільних екранів або із застосуванням спеціальних радіометрів з направленим прийомом γ -випромінювання.

У першому випадку застосовують звичайні польові радіометри, на датчик яких одягається циліндричні, як правило, свинцеві екрани зі вкладишами. При цьому вимірюють в кожній точці різностний ефект:

$$\Delta I = I_{be} - I_e,$$

де $I_{be} = I_x + I_b + I_{nf}$ - інтенсивність випромінювання без екрану;

$$I_e = a I_x + I_b + I_{nf},$$

де I_x - випромінювання від порід даної точки;

a - коефіцієнт, який характеризує долю γ -випромінювання, що пропускає екран.

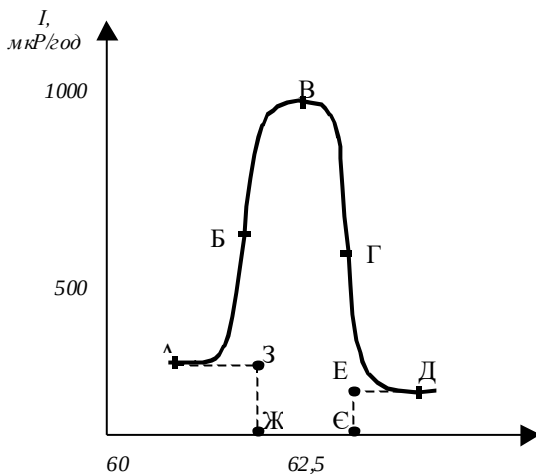


Рисунок 5.10 – Визначення площі аномалії за діаграмою гамма-каротажу

Оцінка вмісту урану в точках опробування проводиться шляхом оцінки різностного ефекту ΔI проградуйованого радіометра за графіком

$$Q = \frac{\Delta I}{K_o}.$$

Виміри проводять по заздалегідь відміченим профілям через 10÷20 см. По кожному профілю будується чи графік, ΔI чи Q . Потужність рудних тіл оцінюється засобом $1/2I_{max}$, $4/5I_{max}$ або $I_{зад}$. Для контролю якості перевіряють до 10 % точок. Оцінка перерахованого коефіцієнта K_o проводиться згідно моделей (порода з відомим вмістом урану).

Еманційна зйомка. Пошуки радіоактивних руд методом еманційної зйомки засновані на дослідженнях розподілу радіоактивних еманцій в рихлих відкладах шляхом відбору і аналізу проб підгрунтового повітря. Крім

пошукових цілей еманаційна зйомка успішно застосовується для виявлення і простежування зон тектонічних порушень, контактів порід, зон дроблення тощо.

У залежності від глибини відбору проб розрізняють два види еманаційних зйомок:

а) звичайна еманаційна зйомка з відбором проб з бурок глибиною $0,8 \pm 1$ м, які проходять вручну або з застосуванням механічних засобів;

б) глибинна еманаційна зйомка з відбором проб із шпурів глибиною від 1,5 до 10 м і більше, які проходять за допомогою самохідних бурових установок (автокрани, вібробури, СУГП-10 та інші).

Радіоактивні еманачії – Rn і An – утворюється при розпаді Ra і його ізоотопів – ThX і AcX . За своєю природою вони є інертними газами. По мірі розпаду материнських елементів вони накопичуються у порах і тріщинах гірських порід і розповсюджуються в різних напрямках від емануючого об'єкту, утворюючи газові ореоли розсіяння.

Інтенсивність еманування (кількість вільної еманачії, яка виділяється із 1 г породи за 1 с) характеризується коефіцієнтом еманування, тобто відношенням кількості еманачії, яка виділяється за деякий проміжок часу із емануючого тіла в оточуюче середовище, до всієї кількості еманачії, яка утворилася за той самий проміжок часу.

Еманування гірських порід характеризується також їх емануючою здатністю – це кількість еманачій, яка виділяється і 1 г породи за час, достатній для встановлення радіоактивної рівноваги між еманачією і її материнським елементом.

Еманування порід залежить від густини мінералів, що складають породу, їх структури, збереженості кристалічної решітки, форми знаходження материнських елементів, температури, вологості та ін. При однакових умовах більш щільні мінерали і породи мають менший коефіцієнт еманування. Найбільші величини коефіцієнтів еманування (до 95 ± 98 %) характерні для сильно зруйнованих порід, чим пояснюється формування газових ореолів, у тектонічно послаблених зонах. З цієї ж самої причини ґрунти мають у середньому більш високі коефіцієнти еманування (від 15 до 100 %), ніж корінні незруйновані породи (від 3 до 10 ± 20 %).

У процесі міграції еманачій суттєве значення мають дифузія і конвекційне перенесення. Основним механізмом поширення еманачій є дифузія, при якій рух газу відбувається в напрямку зменшення концентрації. Поряд з дифузією в переміщенні еманачії до денної поверхні визначну роль мають ефузія, газові потоки і підземні води. Їх співвідношення визначається конкретними геологічними, кліматичними умовами. За рахунок дифузії еманачії поширюються навкруги рудного тіла, ефузія ж газу відбувається в результаті різниці в тисках і, в основному, спрямована до поверхні землі. В однорідній породі вміст еманачій в порах породи повинен знаходитися в прямій залежності від її еманування і не може перевищувати кількість еманачії щодо зрівноваженого вмісту радію, за рахунок якого вона утворилася. Розташований на деякій глибині радіоактивний об'єкт буде безперервно виділяти утворюючу в ньому еманачію. Тому концентрація еманачії в ґрунтовому повітрі біля радіоактивного об'єкту буде найбільшою і поступово зменшується по мірі віддалення від нього. В однорідній породі концентрація еманачії поступово

зростає, досягаючи максимуму на глибині приблизно 5 м. Розміри еманацийних ореолів залежать, головним чином, від розмірів глибини залягання ореолів розсіювання уранових рудних тіл, які є джерелами еманачії, а також від потужності і складу перекриваючи їх пухких відкладів і періоду піврозпаду (T) еманачії.

Для вимірювання концентрації еманачії в газових пробах можна застосовувати іонізаційні еманометри ЕМ-2 і сцинтиляційні еманометри типу ЕМ-6, "Радон" і інші.

Визначення концентрації еманачії іонізаційним еманометром засновано на вимірюванні іонізаційного струму, який утворюється в камері еманометра α -частками еманачії при її розпаді. При визначенні концентрації еманачії сцинтиляційними еманометрами вимірюють швидкість появи сцинтиляцій, які виникають під дією α -часток еманачії на поверхні чутливого шару (люмінофору), нанесеного на стінки еманацийної камери. Для переведення показників еманометрів в емані (еман= 10^{-10} Ки/л) прилади перед початком польових робіт еталонують рідкими еталонами зі вмістом Ra ($10^{-8} \div 10^{-9}$ г).

Відразу ж після закінчення еталонування проводяться калібрувальні виміри зі стандартним еталоном γ -випромінювання, який прикладається на заздалегідь відмічене місце еманацийної камери приладу, або з контрольними препаратами α -випромінювання.

В процесі еманацийної зйомки контрольні виміри з цими препаратами проводить кожного дня (на початку і в кінці робочого дня), що є показником достовірності роботи апаратури. При розходженні показників більш чим на $\pm 10\%$ (від отриманих безпосередньо після еталонування) проводиться необхідна настройка і повторне градування еманометрів.

Еманацияна зйомка - порівняно глибинний метод пошуків родовищ руд. Найбільш ефективно еманацияний метод може бути використаний на ділянках з потужністю рихлих відкладів від 1 до 3÷5 м. В окремих випадках при наявності інтенсивно розвинутих вторинних ореолів розсіювання U, еманацияна зйомка може бути ефективною на ділянках із потужністю рихлих відкладів до 10 м. Істотним фактором, що утруднює ефективне застосування еманацияного методу є зволоженість і заболоченість рихлих відкладів. У межах ділянок, на яких постановка еманацияного методу внаслідок зволоження і заболоченості відкладів неможлива, доцільно проводити замість еманацияних робіт – шпурові γ -пошуки.

Еманацияна зйомка може використовуватися на різних етапах геологорозвідувальних робіт, починаючи від рекогносційних пошуків і закінчуючи детальними і оціночними роботами на родовищах та рудопросявах, навіть до еманацияного опробовування гірських виробіток. Але, найбільш ефективними є пошукова та детальна еманацияні зйомки.

Профілі еманацияної зйомки задаються, як правило, вхрест простягання рудоконтролюючих геологічних структур (тектонічних порушень, контактів магматичних і осадових порід тощо). Відстань між профілями визначається масштабом пошуків, які в свою чергу, залежать від поставлених задач, геологічної будови та перспектив району, розмірів рудних тіл та їх ореолів розсіювання тощо. Відстань між профілями не повинна перевищувати очікуваних ореолів розсіювання по простягання. Відстань між точками спостереження по профілю – 5÷10 м.

Для з'ясування природи аномалій на кожній десятій – п'ятнадцятій точці спостереження виконуються роздільні визначення еманцій. Для цього після закінчення відбору проби проводиться два послідовних вимірювання: 1) відразу ж після відбору проби (миттєвий відлік) і 2) через 1 хв після введення проби (однохвилинний відлік), тобто коли T_n розпадається наполовину (54,5 с).

За результатами спостережень із різною експозицією виконується розрахунок концентрації R_n і T_n у пробі. В процесі зйомки виконується систематичний контроль роботи апаратури і якості зйомки в цілому. Результати еманційної зйомки відображають у вигляді планів і графіків концентрації еманції, на які наносяться схематична геологічна основа. За результатами детальних робіт на окремих ділянках (як правило, аномальних) будуються плани ізоеман в масштабі виконаних робіт.

За аномальну приймається концентрація більше 2σ (подвійне середнє квадратичне відхилення фону).

У результаті детальної оцінки встановлюється зв'язок виявленої еманційної аномалії із перспективними структурами або рудними тілами. Ця оцінка повинна проводитися з урахуванням результатів використання інших радіометричних, геологічних та геохімічних ознак, сприятливих для відшукування уранового зрудення.

До найбільш перспективних аномалій, які можуть бути пов'язані з рудними тілами, відносяться аномалії із такими ознаками:

- 1) наявність аномальних концентрацій урану в пробах рихлих відкладів і в корінних породах;
- 2) наявність наявної уранової мінералізації;
- 3) порівняно високі концентрації еманцій (десятки та сотні еман), які чітко корелюються за кількома профілями у вигляді смуги;
- 4) суттєво радонова природа еманції, збільшення концентрації еманції та інтенсивності γ -випромінювання із глибиною;
- 5) наявність порід з аномальною радіоактивністю, приуроченість їх до певних структур або горизонтів в осадових породах, зонах дроблення, тріщинах тощо.

Уранометрична зйомка. Задачею зйомки є пошуки ореолів та потоків розсіювання уранових родовищ в гірських породах, водах, попелу рослин. Уранометрична зйомка основа на прямій індикації урану в пробах і використовується в комплексі з β - та γ -польовими та лабораторними методами.

У залежності від характеру об'єкту вивчення та цілей робіт використовуються три різновиди методу:

- 1) метод донних опадів – пошуки потоків розсіювання урану в алювіальних та пролювіальних відкладах постійних та тимчасових потоків;
- 2) пошуки вторинних ореолів розсіювання в елювіально-делювіальних відкладах;
- 3) виявлення первинних ореолів урану в корінних породах.

Ореоли та потоки розсіювання на фоні безрудних вміщуючих порід проявляються у вигляді своєрідних геохімічних аномалій. В зв'язку з цим, їх виявлення виконується на основі систематичного вивчення розподілу урану на певних територіях шляхом опробування відповідних порід.

Найбільш поширеним способом уранометричних досліджень є метод донних проб у потоках розсіяного урану. Він відноситься до дрібномасштабних методів і, в основному, використовується в районах з добре розвиненою гідромережею, розчленованим рельєфом із чітко вираженим зносом рихлого матеріалу, а також в тайгових заболочених ділянках.

Проби відбираються з руслових відкладів сучасної гідромережі. Масштаб робі звичайно 1:50 000 і дрібніше із щільністю відбору проб від 15÷20 до 2÷3 на 1 км², у залежності від ступені розвитку гідромережі, характеру опробовуваних опадів і умов відбору проб. При роботах у масштабі 1:500 000÷1:200 000 вирішується задача загальної оцінки перспективності регіону. Опробування виконується за рекогносційними маршрутами вздовж річкової мережі. Крок відбору проб 300÷500 м. При пошуках у масштабі 1:100 000÷1:25 000 опробування виконується рівномірно по всім балкам, долинам і водотокам з кроком відбору проб 100÷200 м.

Опробування починають від гирла потоків вищих порядків та продовжують до водорозділів. В пробу відбирається найбільш дрібнозерниста, тонкозерниста фракція, особливо у тому випадку, якщо вона збагачена органічним матеріалом, оксидами заліза, марганцю. Проби доцільно відбирати з місць повільної течії, заводів, відмілин тощо; тобто з місць найбільш сприятливих для накопичення муло-глинистих фракцій та органічних залишків – природних сорбентів урану. При опробуванні сухих балок проби беруть із їх осьової частини з підгрунтового слою.

Відбір проб звичайно супроводжується радіогідрогеологічними дослідженнями. Вага проб 50÷100 г. Всі особливості відбору відмічаються у журналі проб. Приймається, звичайно, наскрізна нумерація проб. Відбір проб, супроводжується вимірами радіоактивності за допомогою радіометрів. За результатами дослідження складається схема опробування. На ній виноситься гідромережа та точки опробування з присвоєним їм номером.

Основними методами аналізу проб є радіометричний та люмінесцентний. Окрім цього, всі проби проходять спектральний аналіз для визначення вмісту супутників урану – молібдену, свинцю, миш'яку, цинку, міді, ванадію. Серед радіометричних методів використовується β , β - γ -інтегральні і γ -спектрометричні методи. Проби із аномальними значеннями радіоактивності проходять люмінесцентні визначення. Для цього використовуються люмінесцентні фотометри.

Обробка і оцінка результатів уранометричної зйомки полягає в оцінці величини нормального фону, виявленні і оцінці аномалій, складання зведеної радіологічної карти. На аномальних відрізках проводиться деталізація. При цьому, виясняються особливості геологічної будови ділянки, відбираються додаткові проби, у тому числі із корінних порід, здійснюються геофізичні і гірично-бурові роботи, лабораторні дослідження.

На основі отриманих даних проводиться оцінка перспективності аномалій. Рудний характер потоків встановлюється за:

- 1) наявності аномальних концентрацій урану у природних водах;
- 2) наявності у пробах одночасно з ураном його елементів-супутників;
- 3) приуроченість аномальних значень урану до розлому, тектонічним тріщинам;
- 4) наявності уранових мінералів;

5) близькому до рівноважного вмісту урану та радію.

Важливим етапом вивчення потоків розсіювання урану є встановлення його зв'язку з утворюючим його ореолом, а також рудним тілом. Для цього з'ясовується напрямок потоку і джерело виносу рудного матеріалу, проводяться додаткові дослідження. Пошуки ореолів розсіювання уранометричним методом виконується тоді, коли інші методи малоефективні – різко змінюється величина натурального фону, різко зміщується радіоактивна рівновага в бік надлишку урану, заболоченість місцевості тощо. Мережа опробовування залежить від особливостей геологічної будови території, очікуваних розмірів рудних тіл та типу корисних копалин, потужності і складу рихлих утворень тощо. Відстань між профілями, яку доцільно вибирати – $0,5 \div 0,9$ довжини рудного тіла, а шаг не більше 0,5 його ширини. За отриманими даними виконується обробка, яка аналогічна геохімічним пошукам ореолів розсіювання та відповідна геологічна інтерпретація.

Радіобіогеохімічні пошуки. Їх сутність полягає в знаходженні аномалії вмісту урану в попелі рослин, шляхом їх систематичного опробовування і аналізу. Теоретичною основою методу є залежність хімічного та видового складу рослин від хімічного складу ґрунтів та гірських порід.

Надходження радіоактивних елементів з ґрунтів до рослини визначається фізико-хімічними процесами на границі коренева система - ґрунт. Надлишок елементів відносно фізіологічної потреби рослин затримується в корінні. Тому, в останніх накопичується максимальна кількість елементів, причому у стовбурі і листях - зменшується. Нерівномірність розподілу урану і радію в рослинах спостерігається не тільки для різних органів рослин, але і у рослин різного віку, збільшуючись від молодих рослин до дорослих. Здатність до накопичення урану і його продуктів розпаду різна. Вона вища для радію і нижча для урану (у зв'язку з його токсичністю).

На вміст урану впливає вид рослини, час відбору проб. Для характеристики інтенсивності поглинання хімічних елементів рослинами з ґрунтів використовується параметр – рівний відношенню вмісту елемента в попелі рослини до його концентрації в ґрунті. Розрізняють два види концентрації елементів рослинами: *груповий*, коли всі рослини даної місцевості накопичують у підвищеній кількості хімічні елементи, які знаходяться у ґрунті, та *селективний*, або *видовий*, коли накопичення даного елемента виникає тільки у деяких видів рослин. При біогеохімічних пошуках інтерес представляє груповий тип концентрації хімічного елемента.

У теперішній час існує декілька біогеохімічних методів:

- 1) геоботанічний;
- 2) метод індикаторних рослин;
- 3) морфометричний;
- 4) власне біогеохімічний;
- 5) ґрунтово-металометричний або уранометричний.

Крім двох останніх методів, всі інші є якісними (непрямими). Оцінка з їх допомогою рудоносності території виконується за видовим складом рослин або за відхиленням в їх морфології. Біогеохімічний (флорометалометричний) метод відноситься до прямих методів, оскільки з його допомогою про рудоносність площі судять про вміст рудних елементів в попелі рослин.

Перевагою біогеохімічного методу є можливість використання для прямої індикації складу урану перло-люмінесцентного та високочутливого радіометричного аналізів. Чутливість першого складає $0,5 \cdot 10^{-5} \%$, другого (α -метод) $3 \cdot 10^{-4} \%$ екв. урану. Перевагою методу також є:

- 1) можливість його використання для пошуків складних рудних тіл;
- 2) проведення робіт у обводнених районах зі значним зсувом рівноваги урану і радію;
- 3) проведення робіт у пустелях із незакріпленим рихлим покривом;
- 4) проведення робіт взимку, коли інші наземні роботи не проводяться.

Біогеохімічні пошуки включають ряд етапів:

- 1) підготовчий;
- 2) вибір рослин та їх опробування;
- 3) вибір масштабу робіт;
- 4) опробування;
- 5) аналіз проб;
- 6) обробка та аналіз даних.

За своєю сутністю ці етапи принципово не відрізняються від біогеохімічних методів пошуків рудних родовищ.

Основними масштабами робі є - пошукові 1:2 500, рідше 1:50 000 та детальні 1:10 000. Перед вибором масштабу бажано провести у певному обсязі роботи на відомих рудопроявах. При пошуках руд урану по попелу деревної рослинності оптимальним для опробування вважається гілки 3-4 річного віку, листя та голки видаляють. Для аналізу потрібно 0,2 г попелу – для визначення люмінесцентним способом та $7 \div 10$ г для α -радіометричним способом. Це відповідає 50 і 300 г сухої ваги відповідно.

За отриманими даними будують карти фактичного матеріалу, біогеохімічні карти і розрізи, які аналізуються разом із геологічним та іншими даними.

Радіогідрогеологічні методи. Сутність їх складається у відборі на досліджуваній території проб поверхневих, ґрунтових або підземних вод, визначення в них вмісту радіоактивних елементів, виділенні аномальних концентрацій. Всі природні води вміщують, в тих чи інших кількостях, радіоактивні елементи. Надходження останніх у водні розчини зобов'язано розчиненню та вилуговуванню цих елементів з гірських порід та руд при просочуванню вод.

Основними факторами, які визначають радіоактивність вод є: геохімічні властивості радіоактивних елементів, їх склад та форма знаходження у породах; хімічний та газовий склад вод; речовинний склад та фізичні властивості порід; час спільного знаходження вод із породами, гідродинаміка вод; геолого-структурні особливості району; період напіврозпаду радіоактивних елементів.

Основними досліджуваними елементами є уран, радій, радон, частково $MesTh_1$ і $RaTh$.

Розрізняють наступні типи вод:

а) радонові води, які пов'язані з масивами магматичних порід, емануючими тріщинами;

б) радієві води, які зв'язані з зоною дуже утрудненого водообміну в метаморфічних та осадових породах;

в) уранові води поверхневих водойм та води, пов'язані із зоною інтенсивного водообміну порід, які містять розсіяний уран;

г) уран-радієві води, зв'язані із зоною окислення гідротермальних і осадових родовищ корисних копалин;

д) уран-радій-радонові води, зв'язані із зоною окислення родовищ урану;

е) радій-радонові води, зв'язані із зонами первинних уранових руд та зонами відновлення.

При контакті вод із зоною окислення родовищ підземні води зони інтенсивного водообміну, поряд із радіоактивними елементами, вносять і елементи-супутники урану (молібден, свинець, цинк, миш'як, фосфор, ванадій).

Водні ореоли або потоки навколо рудних тіл можуть досягати значних розмірів. Найдалі мігрує уран; менше мігрує радій. Підвищений вміст урану і радію свідчить про близькість рудного тіла. Радон мігрує ще менше. Радіогідрогеологічні дослідження у польових умовах полягають у рівномірному опробуванні (на 1 см² 0,1 точка) поверхневих і підземних вод. При цьому, описується, реєструється, опробується і наноситься на карту природні джерела, колодязі, шурфи, бурові свердловини, поверхневі водотоки і водойми. При опробуванні водопунктів повинно дотримуватися така послідовність:

а) у першу чергу, всі водопункти опробуються на уран (0,5 л), одночасно відбираються проби на скорочений хімічний аналіз (0,5 л);

б) водопункти, в яких встановлений вміст у воді урану, опробуються на радон (0,3 л);

в) водопункти із аномальним вмісту у воді урану і радону опробуються на радій (1÷2 л);

д) із водопунктів із аномальним у воді вмісту урану відбираються контрольні проби на повторний аналіз.

Звичайно, радіогідрогеологічні дослідження проводяться в комплексі із гідрогеохімічними. Їх обробка і аналіз проводиться сумісно, що дозволяє суттєво посилити ефективність досліджень.

Морська радіометрія. В останні десятиріччя, в зв'язку з розширенням геологорозвідувальних робіт на морі, пошуках нафти, газу, рудних корисних копалин, гідротехнічними роботами значно збільшився обсяг морських геофізичних досліджень, у тому числі радіометричних. Основними задачами останніх є радіометричне і радіогеохімічне картування дна моря, пошуки радіоактивних аномалій, пошуки нафтогазових структур, рудних корисних копалин, будівельних матеріалів, вивчення рельєфу дна тощо.

В основі застосування методів радіометрії на морі є диференціація радіоактивності, розподілу радіоактивних елементів в відкладах і породах. При цьому приймається до уваги, що максимальна радіоактивність характерна для глин, особливо глибоководних, а також сформованих в сублужних умовах (монтморилонітові, бейделітові глини). Мінімальні значення радіоактивності характерні для хомогенних порід (солених, гіпсів, доломітів), вапняків, карбонатних порід, а також глин сформованих в субкисневих умовах (гідрослюдяні глини, каолініти). Природа радіоактивності глин в основному уранова і калієва, піщаних порід – торієва. Розподіл сучасних відкладів на різних ділянках дна відбувається по різному. В місцях інтенсивних підйомів дна

за рахунок тектонічних процесів відбуваються процеси розмиву відкладів і на поверхню виходять корінні породи. Там де мають місце низхідні рухи, навпаки, відбувається акумуляція сучасних відкладів. Таким чином ґрунтові карти можуть дати загальну уяву про тектонічну активність регіону. Крім того і характер відкладів, а також їх радіоактивність фіксують цю особливість. Антиклінальні структури характеризуються відкладами збагаченими піщаною і алевроитовою фракціями зі зниженою радіоактивністю торієвої природи, а западини і синкліналі заповнюються тонкодисперсним глинистим матеріалом з підвищеною радіоактивністю (*U-K* природи).

До реєструючої апаратури пред'являється ряд вимог: висока чутливість; міцність, вібростійкість, герметичність, здатність витримувати великі навантаження, удари датчика (зонду).

Датчик з'єднується з реєструючою апаратурою через кабель-буксир. Морські радіометри призначені для безперервної підводної зйомки. Вони мають такі блоки:

а) надводна частина, яка розміщується на судні, що включає пульт реєстрації з блоком живлення і реєстратор;

б) підводний контейнер з датчиком;

в) кабель-буксир для телеметричної реєстрації радіоактивності.

Основним засобом проведення радіометричних досліджень морського дна є метод безперервного радіометричного профілювання, завдяки якому отримується систематична інформація про характер і диференціацію радіоактивності в певних напрямках. В певних пунктах проводиться при цьому точкові спектрометричні виміри для з'ясування природи радіоактивності і відбору проб.

Перед виконанням систематичних робіт у певному обсязі виконують дослідні роботи по вибору масштабу запису, величини постійної запису поля радіоактивності, швидкості руху, напрямку профілів. При цьому відбираються точкові проби. Потім декількома профілями, перпендикулярними один до одного, перекривається вся площа, яка досліджується. На цій підставі вибирається оптимальний план робіт, який погоджується з судноводієм.

Щільність мережі і напрями профілів залежать від геологічної будови району, масштабу і завдання досліджень, гідрографії, характеру апаратури, яка застосовується.

При рекогносційних роботах вивчаються фонові значення природного γ -поля даних ґрунтів, їх можливий зв'язок із геологічною будовою і проводяться ехометричні дослідження.

Ехометричні дослідження дозволяють виявляти границі порід з різним гранулометричним складом, завдяки з їх різною акустичною жорсткістю, шляхом осцилографічних спостережень за характером відображеного від дна ультразвукового імпульсу. Це поєднання радіометрії і ехометричного профілювання з відбором і аналізом зразків дозволяє провести надійну геолого-геофізичну інтерпретацію даних.

Прив'язка маршрутів здійснюється за допомогою радіогеодезичного метода.

При виконанні безперервних підводних радіометричних досліджень важливо не тільки знання чисельної величини природної радіоактивності

грунтів у окремих точках, скільки зміна цієї величини вздовж профілів і визначення природи цієї зміни.

При вивченні геологічної будови невеликих ділянок акваторії, яка охоплює декілька структур, наслідки досліджень рекомендується відображати у вигляді карт ізоліній природної γ -активності із наступною міжпрофільним трасуванням (кореляцією).

За даними підводної радіометричної зйомки можна оконтурювати накопичення грязе-вулканічної брекчії, простежувати розподіл продуктів твердого стоку річок, вивчати склад і динаміку розвитку донних ґрунтів, що дуже важливо при морському гідротехнічному будівництві, прокладці підводних кабелів, комунікацій, трубопроводів тощо.

При виконанні радіометричних досліджень дна морів, їх необхідно комплексувати з геохімічними методами (ядерно фізичними і ін.), а також з геолокацією (ехометрією), аерофотозйомкою мілководних зон, термометрією і іншими геофізичними методами (гравіметричними, магнітометричними, сейсмометричними).

На відміну від наземних умов, де на γ -поле істотно впливають ерозійні процеси, ґрунтові води і ін., в морських умовах дія цих факторів або ослаблена, або зовсім знівельована. В умовах морського дна має місце гранулометричне сортування відкладів під дією гідродинамічних процесів. Це приводить до зміни потужності і фаціального складу зон склепіння антиклінальних структур.

Цим зонам будуть відповідати поля накопичення теригенного матеріалу більш крупних фракцій, а синклінальним зонам – поля накопичення більш тонких фракцій. Оскільки колекторські властивості будуть покращуватись до склепінь, то там існує більша імовірність утворення нафтогазових родовищ. Це можна підтверджувати також зональністю розподілу радіоактивних елементів: над нафтовими покладами фіксується уранова природа радіоактивності (а неперспективні – Th), над периферійними, синклінальними – радієва (неперспективна). Така оцінка може бути підсилена і розподілом фракцій теригенного матеріалу: перспективні структури перекриті пелітовим, глинистим екраном (U –природа); неперспективні - перекриті більш грубозернистим екраном (Th)).

Значні перспективи застосування ядерної геофізики є і при пошуках морських родовищ твердих корисних копалин.

Так, в межах пляжних і шельфових зон зустрічаються підводні розсіпні родовища ільменіту, рутилу, циркону, монациту, титаніту, магнетиту. На континентальному шельфі – фосфоритів, глауконіту, вапнякових конкреції бариту, заліза, марганцю із домішками Nb , V , Co , TR .

Оскільки, взагалі, глибинність радіометричних методів невелика, то морська радіометрія при пошуках твердих корисних копалин повинна бути зорієнтована на сировину, яка розробляється драгуванням.

Особливе значення при цих пошуках мають ядерно-фізичні методи і перш за все методи нейтронної активізації з використанням спектрометрії γ -випромінювання (НГТ, АМ). Завдяки цим методам діапазон родовищ, які виявляються, може бути істотно розширений.

5.6 Методи ядерної геофізики

Під ядерно-фізичними методами (ЯФМ) розвідки розуміють сукупність прямих методів оцінки складу хімічних елементів і фізичних властивостей порід і мінералів на основі використання штучних джерел іонізуючих випромінювань. За своєю суттю та за положенням вони є частиною геофізичних методів розвідки і органічно входять в геологорозвідувальне виробництво.

Як науковий напрямок ЯФМ сформувалася протягом 1950-1960-х років.

Висока чутливість цих методів аналізу складу речовини (активаційний, фотонейтронний та інші) дозволяє використовувати їх для вирішення низки геохімічних задач. Усе більше ЯФМ використовують при пошуках ряду корисних копалин. Висока точність визначення речовинного складу дозволяють використовувати ЯГМ для підрахунку запасів низки родовищ корисних копалин. Завдяки високій експресності вимірів ЯФМ можна з великою ефективністю використовувати для контролю за ходом технологічних процесів і збагачення корисних копалин.

Великі перспективи ЯФМ мають для оперативного опробування родовищ без відбору проб, а також для дистанційного контролю за вмістом тих або інших елементів при технічній переробці мінеральної сировини, що складає передумови для автоматизації цих процесів.

ЯФМ поділяються на дві основні групи:

- групу гамма-методів, оснований на використанні джерел γ -випромінювання і випромінювання γ -полів;
- групу нейтронних методів, в яких вивчають поля нейтронів або зв'язане з нейтронним полем γ -випромінювання. В цій групі використовуються джерела нейтронів.

Класифікація методів досліджень і назва конкретних методів, як правило, будуються на визначенні первинного іонізуючого випромінювання і вторинного, яке випромінюється гірською породою та аналізується детектором. Наприклад, гамма-гамма-метод (ГГМ), нейтрон-нейтронний метод (ННМ), нейтронний гамма-метод (НГМ) тощо.

Особливістю ядерно-фізичних методів аналізу є використання різноманітних джерел випромінювання. За характером застосованих джерел методи аналізу можна умовно поділити на дві групи. До першої відносяться методи оснований на застосуванні відносно малопотужних джерел випромінювання – радіоактивних ізотопів, які дозволяють створити просту і компактну апаратуру. Друга група методів базується на використанні потужних потоків іонізуючого випромінювання від ядерних реакторів і різного роду прискорювачів заряджених часток.

Серед радіоізотопних джерел відрізняються джерела α -, β -, γ -випромінювань та нейтронів.

Альфа-ізотопні джерела виготовляють із ізотопів природних радіоактивних елементів (уран, торій, радій). Використовуються вони для градування α -спектрометричної апаратури., збудження характеристичного рентгенівського випромінювання при аналізі легких елементів у рентгенорадіометричному методі, для збудження ядерних реакцій типу (α , n), (α , p) з метою отримання нейтронного і протонного випромінювання.

Джерела β -випромінювання в основному виготовляють із штучних радіоактивних ізотопів (^{90}Sr , ^{90}Y , ^{147}Pm). З їх допомогою виконується визначення низки хімічних елементів, градуують β -вимірювальну апаратуру, використовують в методі мічених атомів.

Але найбільше застосування в ЯФМ отримали джерела γ -випромінювання і нейтронів. Перші широко використовуються в рентгено-радіометричному методі, гамма-гамма-методі, гамма-нейтронному, активаційному методах, також при градуванні гамма-спектрометричної апаратури і при вивченні нейтронів. В якості джерел γ -випромінювання використовують як природні, так і штучні радіоактивні ізотопи хімічних елементів (*Ra, Th, Se, Sn, Co, Te, Hg, ThC'', Sb*).

Джерела нейтронів, у зв'язку з їх великим діапазоном взаємодії з ядрами хімічних елементів і внаслідок супутніх явищ, використовують в ядерній геофізиці найбільш повно. Серед таких джерел найбільш широко використовують ізотопні джерела нейтронів і нейтронні генератори. До ізотопних джерел відносяться джерела типу (α , n), в яких у якості α -випромінювача застосовують радій, полоній, плутоній, а в якості мішені – головним чином берилій, фтор або бор. До подібних джерел відносяться також і фотонейтронні джерела типу (γ , n). В них в якості мішені використовують берилій, а гамма-випромінювача - *RaC'', ThC''* і інші з енергією γ -випромінювання більше 1,67 MeV.

В генераторах нейтронів використовуються переважно реакцію типу (d , n). Джерелом нейтронів є прискорювачі, а мішенню – дейтерій, тритій, берилій і деякі інші елементи. Важливою перевагою нейтронних генераторів є можливість керування виходів нейтронів і відносний вузький діапазон їх енергій. Детектори, які використовують в ЯФМ та реєструючі пристрої не відрізняються від радіометричних.

Гамма-методи об'єднують групу методів ядерної геофізики, які основані на взаємодії хімічних елементів з гамма-квантами або на реєстрації вторинних гамма-квантів, які виникають при перетворенні ядер хімічних елементів. До цієї групи відносяться:

1. Гамма-гамма-метод (ГГМ), яким досліджуються розсіяне та поглинене гамма-випромінювання джерела. Метод використовується для визначення густини (ГГМ-Г) та ефективного атомного номера порід та руд (селективний метод – ГГМ-С).
2. Рентгенорадіометричний (PPM), який використовується для аналізу речовинного складу гірських порід і руд і полягає у вивченні характеристичного рентгенівського випромінювання, що збуджується в елементах гама- або рентгенівським випромінюванням джерела.
3. Метод ядерного гамма-резонансу (ЯГР) використовується для аналізу деяких елементів і сполук елементів (залізо, двоокис олова тощо). Він оснований на резонансному поглинанні і розсіюванні гамма-випромінювання ядрами елементів (*ефект Мессбауера*).

ГГМ-Г. Вивчення густини порід і руд цим методом виконують розміщуючи у середовищі або на його поверхні джерела гамма-випромінювання та детектор, який реєструє гамма-поле на невеликих відстанях від джерела (до 50÷70 см). При деяких умовах поглинання і розсіювання гамма-квантів, які випромінюються джерелом, залежить тільки від густини середовища, тому

вимірювання ослабленого гамма-випромінювання дозволяє визначити густину. За допомогою ГГМ-Г визначають абсолютне значення густини порід і руд в лабораторії, в польових умовах і свердловинах. Точність вимірювань висока (похибка 1 – 3 %). Він використовується в процесі геофізичних досліджень (метод гравірозвідки та сейсморозвідки), при розчленуванні геологічного розрізу та ідентифікації гірських порід, для обрахування запасів корисних копалин, в інженерній геології.

В основі ГГМ-Г – зв'язок між гамма-полем точкового гамма-джерела і густиною середовища. Це поле залежить від властивостей джерела, детектора, геометрії вимірювань, речовинного складу та густини середовища. В конкретних умовах три перших фактори не змінюються, і гамма-поле (I) є функцією речовинного складу (Z) та густини (ρ): $I = f(Z, \rho)$.

Якщо склад середовища постійний, то між I і ρ відмічається однозначний зв'язок. Зокрема, для первинного гамма-випромінювання

$$\rho = \frac{1}{K_0 d} \ln \frac{A}{I},$$

де $K_0 = \frac{\mu_0}{\rho}$ - масовий коефіцієнт послаблення первинного гамма-випромінювання;

d – товщина поглинаючого шару;

A - гамма-інтенсивність джерела при відсутності поглинаючого середовища;

I – інтенсивність гамма-випромінювання при наявності поглинаючого середовища.

Але склад порід і руд змінюється в широких межах, тому головне в ГГМ-Г – вибрати такі умови вимірювання, в яких вплив середовища мінімальний, але знайти спосіб урахування впливу речовинного складу у тих випадках, коли усунути цей вплив не вдається.

З трьох елементарних процесів взаємодії гамма-випромінювання з речовиною лише комптон-ефект не залежить від Z середовища. Відповідно, ГГМ-Г необхідно здійснювати в таких умовах, коли переважає комптонівське розсіювання гамма-випромінювання, а саме, в енергетичному інтервалі більше 0,2÷0,3 MeB.

Оптимальна енергії гамма-випромінювання джерел в ГГМ-Г дорівнює 0,5÷3,0 MeB. Використовують ізотопи ^{137}Cs ($E_0=0,66$ MeB), ^{60}Co ($E_0=1,25$ MeB), рідше ^{226}Ra , спектр гамма-випромінювання якого лежить в інтервалі 0,35÷1,7 MeB.

ГГМ-С. Якщо створити умови, при яких основним процесом взаємодії гамма-випромінювання з речовиною є фотоефект, то гамма-поле точкового джерела буде залежати переважно від $Z_{\text{еф}}$ породи або руди. Зокрема, інтенсивність гамма-випромінювання буде суттєво змінюватися при додаванні в породу з малим $Z_{\text{еф}}$ невеликих домішок елементів з великим $Z_{\text{еф}}$, тому цей метод названий селективним.

ГГМ-С реалізується шляхом спостереження розсіювання і поглинання гамма-випромінювання в області енергії $E < 100$ кеВ. Створення і використання м'якого гамма-випромінювання можливо двома шляхами: або використанням джерел

м'якого гамма-випромінювання ($E_0 < 200$ кеВ) або реєстрацією низькоенергетичної області спектру багатократного розсіяного гамма-випромінювання на достатньо великих відстанях від джерела (4÷7 довжин вільного пробігу первинних гамма-квантів).

Якщо в руді є домішки важких елементів ($Z > 70$), то в спектрі розсіяного гамма-випромінювання буде спостерігатися "провал" (мінімум), відповідний K -стрижку фотоелектричного поглинання. Положення провалу характерно для кожного елементу і може бути використано для визначення важких елементів в рудах. Відмінності між гамма-спектрами залежать тільки від $Z_{\text{еф}}$ руди. Для того, щоб виключити вплив густини і підвищити чутливість вимірювань,

запропонована спектральна модифікація ГГМ-С: реєстрація м'якої I_M^{γ} ($E < 150$ – 200 кеВ) та жорсткої $I_{\text{ж}}^{\gamma}$ ($E > 160$ кеВ), складової гамма-поля, з яких перша залежить від $Z_{\text{еф}}$ та густини, а друга - від густини. Відношення $I_M^{\gamma} / I_{\text{ж}}^{\gamma}$ буде залежати тільки від речовинного складу.

PPM оснований на збудженні електронних оболонок атомів елементів за допомогою гамма-квантів та вивчення вторинного характеристичного випромінювання за допомогою спеціальної радіометричної апаратури.

Задачею методу є оцінка вмісту у породах низки хімічних елементів. Можливість такої оцінки полягає у збудженні вторинного рентгенівського випромінювання, головним чином, від K - або L -електронних оболонок відповідних елементів. У зв'язку з цим, і енергія зовнішнього γ -випромінювання (E_{γ}) повинна забезпечити цю можливість, тобто відповідати $E_{\gamma} > E_K$, або $E_L < E_{\gamma} < E_K$. Збуджений K -електрон переходить на більш високий рівень, а його місце практично миттєво заповнює електрон з більш високого рівня. Різниця енергій подібного переходу передається фотону рентгенівського випромінювання. Наявність даного характеристичного випромінювання дає можливість виявляти у досліджуваному об'єкті наявність даного хімічного елементу, а його інтенсивність – вміст цього елементу.

Аналіз здійснюється спеціальними установками, які забезпечують вимірювання об'єктів як у геометрії вимірювання "на проходження", так і на "відбивання" випромінювання.

Залежність швидкості рахунку від концентрації елементу C має наступний вигляд:

$$N = K \frac{C}{\mu} (1 - e^{-\bar{\mu} \cdot m}),$$

де K – коефіцієнт, $\bar{\mu}$ – масовий коефіцієнт поглинання гамма-випромінювання, m – поверхнева густина речовини проби.

При вимірюванні інтенсивності даного рентгенівського випромінювання (N) одночасно з ним реєструється певна частина перешкоджаючого випромінювання (N_m), яку необхідно враховувати, так як вона обмежує порогову чутливість методу. Визначення вмісту елементу виконується за формулою

$$C = \frac{1}{\varepsilon} (N - N_m),$$

де ε - чутливість вимірювання.

Реєстрація рентгенівського випромінювання здійснюється традиційними пропорційними газонаповненими лічильниками або напівпровідниковими датчиками.

Існують лабораторний, польовий та свердловинний різновиди методу.

Метод ЯГР полягає у резонансному поглинанні (розсіюванні) гамма-випромінюванні, енергія якого відповідає енергії квазістаціонарного збудження ядра без втрат на віддачу. В основі методу лежить ефект Мессбауера. Для здійснення ядерного резонансного поглинання (розсіювання) необхідно, перше, щоб поглинаючі (випромінюючі) атоми були жорстко зв'язані з оточуючими атомами, по-друге, щоб енергія гамма-квантів була не дуже велика і не приводила до розриву зв'язку ядра із оточуючими. Подібні умови дотримуються для кристалічної речовини. В ній передача імпульсу здійснюється від гамма-кванта до всього кристалу. Оскільки його маса значно більша маси випромінюючого (поглинаючого) ядра, практично віддачі ядра не буде.

Інтенсивність резонансного поглинання гамма-випромінювання пропорційна $I = a \cdot \rho \cdot d \cdot q$, де a – коефіцієнт, який залежить від температури, причому вірогідність ефекту Мессбауера зростає із зменшенням температури; ρ - густина; d – товщина зразка; q - концентрація досліджуваного елементу.

Викликати резонансне поглинання можливо зміною енергії гамма-випромінювання. Ширина резонансного рівня дорівнює $10^{-4} \div 10^{-8}$ еВ. змінити енергію на цю величину можна за допомогою *ефекту Доплера* – шляхом механічного переміщення джерела та поглинача гамма-квантів один відносно іншого. Вимірювання гамма-випромінювання при різних швидкостях їх відносного руху, отримують швидкісний спектр Мессбауревського поглинання, максимум якого характеризує концентрація мессбауревських ядер. При цьому енергія гамма-випромінювання джерела повинна бути рівною або дуже близькою енергії резонансного рівню ядер поглинача. Тому, в якості джерела гамма-випромінювання звичайно використовують ізомери мессбауревських ядер поглинача.

Характер спектру резонансного поглинання індивідуальний для кожного елементу і має високу вибірковість, що забезпечує велику чутливість методу при аналізі елементів.

Зараз на практиці метод ЯГР обмежений в основному ізотопами, для яких ефект резонансного поглинання спостерігається при звичайних температурах – ^{57}Fe , ^{119}Sn , деякими рідкісноземельними елементами.

До *нейтронних методів* відносяться методи, в яких використовують або джерела нейтронів (первинне нейтронне поле), або вимірюють нейтрони, які виникають при ядерних реакціях (вторинне нейтронне поле). До основних нейтронних методів відносять:

1) нейтрон нейтронний метод (ННМ), який оснований на реєстрації уповільнених нейтронів біля точеного джерела нейтронів;

2) нейтронний-гама метод (НГМ), який вивчає вторинне гамма-поле, яке виникає під дією повільних нейтронів;

3) активаційний метод (АМ), за допомогою якого вивчається штучна радіоактивність, яка виникає при опромінюванні стабільних ядер первинними нейтронами, або гамма-квантами.

Всі три методи вивчають різні етапи єдиного процесу взаємодії швидких нейтронів з речовиною: уповільнення, захват повільних нейтронів ядрами з переводом їх у збуджений стан, втратою його завдяки штучної радіоактивності шляхом гамма-випромінювання або випромінювання ядерних часток. Тому, лише в своїй сукупності вони можуть характеризувати нейтронні властивості порід. Але кожен із них вивчає певні властивості порід і тому здатен вирішувати певні геологічні задачі.

До нейтронних методів відноситься також гамма-нейтронний метод (ГНМ), який вивчає нейтронне випромінювання деяких ядер в зв'язу з поглинання первинного гамма-випромінювання. Завдяки високому енергетичному порогу ядерних реакцій цей метод характеризується високою селективністю по відношенню до деяких ізотопів і використовується зараз в основному для визначення берилію і дейтерію. До нейтронних відносяться також імпульсні методи аналізу.

ННМ оснований на уповільненні і поглинанні нейтронів ядрами середовища. Уповільнення нейтронів залежить, головним чином, від водневмісних гірських порід, а поглинання – від присутності в породах елементів з аномально високими перетинами захвату нейтронів. В теперішній час метод знайшов використання при вирішенні трьох основних задач:

- 1) вивченні вологості гірських порід і ґрунтів в інженерній геології і вирішенні меліоративних задач;
- 2) оцінці пористості та характеру заповнення пор порід при пошуках і розвідці нафтових і газових родовищ;
- 3) оцінці вмісту елементів з високих перетини захвату нейтронів (бор, марганець, ртуть, рідкісноземельні елементи тощо).

Оцінка вологості гірських порід і ґрунтів основана на уповільненні швидких нейтронів у водовмісних середовищах. З цієї метою використовують спеціальну апаратуру: для вимірювання у приповерхневих умовах - 2π-воломір, а у свердловинах – за допомогою доінверсійного каротажного зонду. В якості джерела швидких нейтронів використовують полоній-берилієві і плутоній-берилієві джерела. Детектором виступають або пропорційний борогазонаповнений лічильник, або ж сцинтиляційний лічильник нейтронів. Методика визначення вологості відносна, шляхом зіставлення вимірної інтенсивності нейтронного випромінювання від досліджуваних порід з еталоном.

За принципом зміни щільності теплових нейтронів, при відмінному вмісту водню у породах, основана також методика оцінка пористості порід. Оскільки, при інших рівних умовах, по вмісту водню у породах визначається їх пористість. Аналітичний вираз цієї залежності такий: $N = a + b \ln K_n$, де N – виміряна щільність теплових нейтронів; a , b – коефіцієнти, K_n – коефіцієнт пористості, рівний при водонасиченні гірської породи її об'ємній вологості.

Як і для випадку оцінки водовмісту, оцінка пористості порід також ґрунтується на даних еталонування.

Застосування ННМ для оцінки вмісту нейтронопоглинаючих елементів можливо у лабораторних, польових і свердловинних умовах і основане на вивченні характеру поглинання нейтронів у співставленні з відповідними даними, отриманими при еталонуванні апаратури певними стандартами, в яких відомі вмісти досліджуваного елемента.

При оцінці вмісту рідкісних земель враховується різко відмінний характер поглинання ними теплових і надтеплових нейтронів – аномально великі перетини поглинання теплових нейтронів і для вміщуваних порід – надтеплових. У зв'язку з цим вивчення характеру зміни щільності надтеплових нейтронів дозволяє врахувати зміну вмісту водню в породах, в той же час як щільність теплових нейтронів оцінює і вміст водню і концентрацію рідкісних земель.

Результати НМ виражають в умовних одиницях, за яку приймаються показання реєстратора при зануренні датчика (зонда) у воду.

В НГМ вивчають гамма-випромінювання, яке виникає при захопленні нейтронів ядрами елементів. При цьому розрізняють: інтегральний (НГМ) метод, коли реєструється інтегральний потік гамма-випромінювання і спектрометричний (НГМС) – коли вивчається спектр гамма-випромінювання.

Перший метод близький до НМ по тепловим нейтронам і вирішує практично ті ж задачі; другий, за своїми можливостями, більш універсальний і вирішує ширше коло задач, зокрема, при вивченні вмісту хімічних елементів.

Основне застосування метод отримав у каротажі. Потік гамма-випромінювання, що реєструється детектором на певній відстані від точкового джерела нейтронів залежить від уповільнюючих властивостей середовища, гамма-променевих властивостей середовища і “виходу” гамма-квантів хімічних елементів, які захопили повільні нейтрони. Причому можливість аналізу порід і руд за гамма-випромінюванням радіаційного захвату нейтронів визначається відмінностями величин перетину захоплення нейтронів і індивідуальним характером спектрів гамма-випромінювання утворених ізотопів хімічних елементів. Дуже малими перетинами захоплення теплових нейтронів (менше 0,01 барн) відрізняються кисень, вуглець, фтор. Серед елементів, які характеризуються високими перетинами захоплення (більше 6÷7 МеВ), виділяють три групи:

- 1) ті, що мають інтенсивні гамма-лінії в жорсткій частині спектру – хлор, алюміній, залізо, титан, марганець, нікель, мідь тощо;
- 2) інтенсивні гамма-лінії в середній частині спектру (3÷6 МеВ) – кальцій, кремній тощо;
- 3) найбільш велику групу, для якої характерно наявність у спектрі гамма-випромінювання інтенсивних гамма-ліній у відносно м'якій області (менше 2÷3 МеВ), - водень, індій, цезій і ін.

Оцінка вмісту різних елементів виконується на основі вивчення інтенсивності гамма-випромінювання у відповідних частинах спектру і наступного співставлення із даними еталонування.

АМ оснований на вимірюваннях інтенсивності випромінювання радіоактивних ізотопів, які утворюються в результаті ядерних реакцій при опроміненні проби потоком нейтронів, гамма-квантів або заряджених частинок і застосовується для визначення вмісту у породи певних елементів.

Визначення і оцінка вмісту елементів за активністю їх ізотопів основана, по-перше, на індивідуальному характері ядерних реакцій, а по-друге, на різноманітні властивостей утворених радіоактивних ізотопів, відмінності у періодах їх розпаду, видах і спектрах випромінювання тощо. Загальна схема активаційного аналізу включає етапи активації, “охолодження”, паузи. Час активації (t_a) вибирають із розрахунку максимального накопичення

аналізованого ізотопу, а час “охолодження” (t_0) враховує період напіврозпаду елементів, які заважають аналізу.

Оскільки період напіврозпаду змінюється у широких межах, вибір оптимального t_a і t_0 часто дозволяє усунути вплив ізотопів-перешкод. Так, якщо період напіврозпаду елементу, який визначається, значно менший, ніж у елементів-завад, то при малому часові активації доля елементів-завад у зареєстрованій активності буде незначною, а якщо період напіврозпаду елементу, який визначається, значно більший, ніж у елементів-завад, збільшується час охолодження.

Існують два основні варіанти активаційного аналізу. Перший оснований на використанні специфічних ядерних характеристик елементів (перетин активації, розповсюдженість ізотопів тощо), а також новоутвореного радіоактивного ізотопу (енергія гамма-випромінювання, період напіврозпаду тощо). Він отримав назву інструментального АМ. Інший варіант оснований на хімічному визначенні досліджуваних ізотопів і наступного вимірювання їх радіоактивності. Цей аналіз називається радіохімічним. В обох варіантах вмісти елементів визначають відносним способом, шляхом порівняння активності проби і еталонів. У цьому випадку еталони опромінюють, обробляють і вимірюють у тих же умовах, що і проби.

Якщо під дією випромінювання активуються лише ті елементи, які цікавлять нас, а наведена активність інших незначна, то визначення полягає до вимірювання активності проби і еталону після опромінення. Але гірські породи є складними за своїм речовинним складом, в них активуються декілька елементів. У зв'язку з цим, однією із основних задач активаційного аналізу є розділення сумарного активаційного ефекту на моноізотопні складові, використовуючи відмінності у періодах напіврозпаду, типові і енергетичному спектрі випромінювання. На цьому базисі розроблені різноманітні засоби розділення наведеної активності на складові: засіб найменших квадратів, графічний, із використанням номограм тощо.

ГНМ оснований на фотонейтронній реакції (γ, n) і полягає у вивченні потоків фотонейтронів, які виникають при опроміненні гірської породи гамма-квантами. На відміну від активаційного методу, в якому вторинне випромінювання реєструється після опромінення, в ГНМ вторинне нейтронне випромінювання вимірюється при опроміненні проб. Важливою особливістю методу є те, що реєстроване випромінювання (n) суттєво відрізняється від первинного (γ). Це забезпечує високу чутливість і простоту аналізу.

Іншою характерною особливістю методу є його селективність, існування певного енергетичного порогу реакції для кожного ізотопу, що визначається енергією зв'язку нуклонів у ядрі. При енергії гамма-квантів нижче порогової, реакції не відбувається. Із зростанням енергії гамма-квантів вище порогової перетин реакції зростає, досягаючи максимуму, а потім знову падає, практично до нуля. Для більшості ядер порогова енергія рівна 6 ± 12 і більше MeV, але для берилію і дейтерію вона дорівнює відповідно 1,67 і 2,23 MeV, тобто може бути реалізована за допомогою природних і штучних гамма-джерел.

Джерелом гамма-випромінювання для аналізу на берилій є ізотоп ^{124}Sb , що має гамма-випромінювання в жорсткій частині спектру, яке дорівнює 1,69 MeV, та періодом напіврозпаду в 60 діб.

Оцінка вмісту берилію основана на прямій залежності зареєстрованого потоку нейтронів N і концентрацією берилію $C: N=kC$, де k – коефіцієнт перерахунку. Для опробування руд берилію використовують портативні переносні прилади. Їх основними елементами є джерело гамма-випромінювання, сцинтиляційний датчик теплових нейтронів, які поділені свинцевим екраном. Поріг чутливості цих приладів порядку $n \cdot 10^{-4} \%$.

Імпульсні нейтронні методи. Сутність їх полягає в опромінюванні гірської породи короткочасними імпульсами швидких нейтронів, які слідуєть один за одним через певні інтервали часу T . Поміж імпульсами виконується вимірювання щільності теплових нейтронів в імпульсному нейтрон нейтронному методі (ІННМ) або викликаного нейтронами гамма-випромінювання в імпульсному нейтронному гамма-методі (ІНГМ).

Для імпульсного нейтронного каротажу використовується установка, яка складається з імпульсного свердловинного генератора нейтронів та індикатора нейтронів, або гамма-квантів. Вимірювальну установку вмикають через певний час t після закінчення нейтронного імпульсу і виконують вимірювання протягом Δt часу. Час t має назву часу затримки, а Δt – часовим вікном.

Змінюючи t при постійному Δt , отримують залежність зареєстрованої щільності нейтронів або інтенсивності гамма-випромінювання від часу. Це дозволяє оцінювати процес зменшення нейтронів або гамма-квантів при збільшенні часу їх проникнення в породу і визначити величину τ – середній час життя теплових нейтронів. Він залежить від поглинаючих властивостей середовища, які визначаються складом елементів із високим перетином захоплення теплових нейтронів, насамперед, хлору, а також ряду інших елементів (бор, ртуть, марганець тощо). Тому цей метод дуже ефективний при встановленні нафто-водного контакту за різницею вмісту NaCl , а також при оцінці вмісту ряду поглинаючих елементів при пошуках рудних родовищ.

5.7 Польові ядерно-фізичні методи пошуків

Наведені вище ядерно-фізичні методи з успіхом застосовуються не тільки у науково-дослідних, лабораторно-аналітичних і каротажних дослідженнях але і в практиці польових пошукових робіт, особливо при пошуках геохімічних аномалій, ореолів і потоків розсіювання рудних родовищ, зокрема – рідкіснометалевих. До цих методів відносяться: нейтронно-активаційний, фотонейтронний, нейтронно-абсорбційний, рентгенорадіометричний методи.

Нейтронно-активаційний фторометричний метод пошуків заснований на використанні реакції нейтронів з енергією 3 ± 6 MeV з ядрами ^{19}F , в наслідок якої утворюється ізотоп ^{16}N : $^{16}\text{F}(n, \alpha)^{16}\text{N}$. Перетин цієї реакції 0,15 барна. Ізотоп ^{16}N випромінює гамма-кванти з енергією 6,14 MeV із періодом напіврозпаду 7,3 с і перетворюється у стабільний ізотоп ^{16}O . Індикація фтору здійснюється завдяки реєстрації гамма-квантів з наведеною енергією.

Фтор є індикаторним елементом багатьох цінних металів, завдяки створенню з ними з'єднань. Його активність проявляється, перш за все, завдяки високій окислювальній здатності. Крім того, іони фтору здатні заміщувати іони гідроксила в кристалічних ґратках багатьох мінералів. Важливим також є його здатність до утворення комплексних сполук у цілому

ряді природних процесів. Це стосується халькофільних (*Cu, Zn, Hg*, і ін), а також рідкісних елементів (*Zr, Nb, Ta, Mo, W, U*, рідкісні землі). Характерна значна стійкість багатьох комплексних з'єднань фтору в розчинах, в умовах високих температур (гідротерми, магматичні утворення). Все це створює сприятливі умови для створення навколо рудопроїв багатьох родовищ корисних копалин ореолів розсіювання фтору і інших рудоутворюючих елементів.

Пошукові роботи методом нейтронно-активаційних вимірювань здійснюються за точковими замірами. На кожній точці спочатку вимірюється фонове значення гамма-поля (I_ϕ). Потім до земної поверхні прикладається джерело нейтронів (полоній-берилієве з активністю 5÷10 Ки) і проводиться активація породи протягом 30 с. Потім джерело забирають і проводиться вимір активності $I_a = I - I_\phi$ протягом 15 с польовим гамма-спектрометром типа СП-3 або СП-4. Вміст фтору за даними вимірів пропорційний I_a і визначається з наслідків еталонування. В межах 0,05÷5 % між вмістом F і I_a існує лінійна залежність. Таким чином, на кожній точці виконується наступна послідовність операцій: 30 с – опромінювання, 5 с – пауза, 15 с – вимір. Проводять 2-3 заміри. Поріг чутливості дорівнює 0,05 % F, тобто нижче кларку (0,066 %).

Польова нейтронно-активаційна фторометрія може застосовуватися для оцінки перспектив і розбавки гравітаційних і електрометричних аномалій.

Фотонейтронні бериліометричні пошуки. Берилій, як і фтор, є індикаторним елементом для значної кількості, головним чином, рідкіснометалевих корисних копалин, до того ж, він і сам є цінною сировиною. Його концентрація пов'язана з пізніми стадіями магматичної диференціації і з постмагматичними процесами. Найбільш високі його концентрації характерні для родовищ пегматитового типу. Крім того, до промислових відносяться також деякі метасоматичні і гідротермальні родовища. При цьому для кожного генетичного типу родовищ характерні специфічні асоціації з різними хімічними елементами. Так, для пегматитів - з *Li, Cs, Nb, Ta, U, Th, Zr*, з рідкіснометалевими елементами, в грейзенах – з *W, Sn*, в скарнах – з *Mo, W, Cu, Zn, Pb*. Ці елементи, як і берилій, створюють навколо родовищ значні ореоли розсіювання, що дозволяє використовувати їх, як індикатори глибокозалегаючих родовищ. Особливо це стосується берилію. Можливість його індикації на рівні нижче кларкового вмісту за допомогою ядерно-фізичного метода заснована, по-перше, на його моноізотопному характері (^9Be), а по-друге, на пороговій енергії зв'язку одного з нейтронів з ядром (1,67 МеВ). Завдяки цьому, під дією гамма-квантів з енергією вище порогової відбувається розщеплення ядра ^9Be із випромінюванням нейтрона (фотонейтронна реакція, або ядерний фотоефект). Енергія цих нейтронів 0,02 МеВ. Їх кількість прямо пропорційна щільності потоку гамма-квантів і вмісту берилію у породі чи мінералі $N_n = K C_{\text{Be}}$, де K – коефіцієнт, який визначається експериментально, як кількість імпульсів, що реєструється за 1 хв. від вмісту Be в 1 %.

Джерелом гамма-квантів слугує ^{124}Sb , датчиком – реєстратор нейтронів. Поріг чутливості біля 0,001 %. Існують польові, лабораторні, автомобільні, свердловинні бериліометри.

Рентгенорадіометричний метод. Метод набув досить широкого поширення при пошукових і розвідочних роботах завдяки можливості здійснювати

експресне вивчення широкого кола хімічних елементів безпосередньо в умовах природного залягання порід і руд.

Він заснований на збудженні і вимірі флуорисцентного рентгенівського випромінювання *K*-або *L*-ліній хімічних елементів в наслідок фотопоглинання ними гама-квантів радіоізотопних джерел з енергією, як правило, меншою 150÷200 кеВ, тобто в енергетичних межах фотоэффекта (рис. 5.11).

При взаємодії з гама-квантами атом втрачає свої *K*- чи *L*-електрони, що приводить до іонізації цих електронних орбіт. Майже миттєво ці звільнені орбіти заповнюються електронами з більш віддалених від ядра орбіт. При цьому надлишок енергії цього переходу звільняється у вигляді квантованого характеристичного рентгенівського випромінювання. Енергія цих квантованих станів (серій) виключно специфічна для кожного елемента. Якщо їх вивчати за допомогою γ -спектрометра, то можливо мати уяву про речовинний (елементний) стан об'єкта, який вивчається. Зараз створена портативна високочутлива рентгенівська кристал-дифракційна спектрометрична апаратура типа СПАРК, 12- канальний РКР-2, УДД і ін.

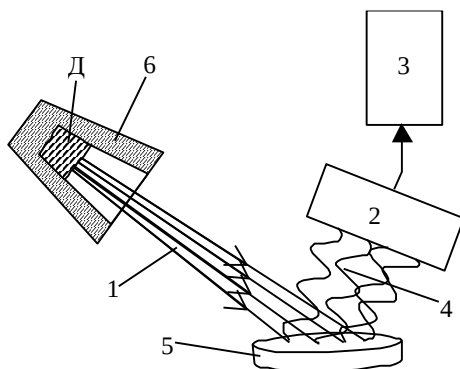


Рисунок 5.11 - Блок-схема вимірювання при рентгенорадіометричному аналізі
1 – γ -випромінювання; 2 – приймач-аналізатор; 3 – сцинтиляційний спектрометр; 4 – вторинне характеристичне випромінювання; 5 – проба; 6 – свинцевий екран; Д – джерело збудження

Література

Основна:

1. Толстой М.И., Тимошин Ю.В., Сухорада А.В. и др. Основы геофизических методов разведки. Киев, Выща школа, 1985, 327 с.
2. Ларионов В.В., Резванов Р.А. Ядерная геофизика и радиометрическая разведка. - М.: Недра, 1976. – 301 с.
3. Нагля В.В., Овчинников Л.И. Радиометрические и ядерно-физические методы разведки. - М.: Недра, 1982. – 343 с.
4. Кунщиков Б.К., Кунщикова М.К. Общий курс геофизических методов разведки. - М.: Недра, 1976. 430 с.
5. Мейер В.А., Ваганов П.А., Пшеничный Г.А. Методы ядерной геофизики. - Л.: Изд. ЛГУ, 1988. – 376 с.

Додаткова:

1. Новиков Г.Ф., Капков Ю.Н. Радиоактивные методы разведки. - Л.: Недра, 1965. – 759 с.
2. Горбушин Л.В., Зимин Д.Ф., Нагля В.В. Радиометрия и ядерная геофизика.- М.: Недра, 304 с.
3. Баранов В.И., Титаева Н.А. Радиогеология.- М.: МГУ, 1973. 242 с.
4. Методы поисков урановых месторождений. – М.: Недра, 1969. 392 с.
5. Мейер В.А., Ваганов П.А. Основы ядерной геофизики.- Л.: изд ЛГУ, 1985. – 360 с.
6. Разведочная ядерная геофизика. Справочник геофизика.- М.: Недра, 1977. – 296 с.

Питання для самоконтролю

1. Предмет ядерної геофізики, галузі застосування.
2. Явище радіоактивності.
3. Основні закони природної радіоактивності.
4. Природа і властивості альфа-часток.
5. Природа і властивості бета-часток.
6. Природа і властивості гамма-випромінювання.
7. Взаємодія гамма-випромінювання з речовиною.
8. Природа і властивості нейтронів.
9. Взаємодія нейтронів з речовиною.
10. Родини радіоактивних елементів.
11. Основні групи радіоактивних елементів, які обумовлюють радіоактивність гірських порід.
12. Основні групи радіоактивних мінералів.
13. Радіоактивність інтрузивних порід.
14. Радіоактивність осадових порід.
15. Основні методи реєстрації радіоактивності.
16. Сутність іонізаційних методів виміру радіоактивності.
17. Сутність сцинтиляційних методів виміру радіоактивності.
18. Блок-схема радіометра з газорозрядним датчиком.
19. Блок-схема радіометра з сцинтиляційним датчиком.
20. Основні задачі, які вирішуються методами радіометрії.
21. Основні різноманітності польових радіометричних методів.
22. Аерогамарадіометричний метод.
23. Пішохідна гамма-зйомка.
24. Радіометричне обстеження радіоактивно забруднених територій.
25. Радіометричне опробування і гамма-каротаж.
26. Еманційна зйомка.
27. Уранометрична зйомка.
28. Радіобіогеохімічні пошуки.
29. Радіогідрогеологічні методи.
30. Морська радіометрія.
31. Предмет і сутність ядерної геофізики і класифікація її методів.
32. Основні джерела радіоактивності в ядерній геофізиці.
33. Сутність гамма-гамма метода.

- 34. Сутність рентгено-радіометричного метода.
- 35. Різноманітність нейтронних методів і їх сутність.
- 36. Сутність активаційного метода.
- 37. Сутність польового нейтронно-активаційного фторометричного метода.
- 38. Сутність польового фотонейтронного берилометричного метода.

Глава 6 ТЕРМОРОЗВІДКА

Під терморозвідкою розуміють фізичні методи дослідження природного теплового поля Землі та штучних теплових полів. Або, інакше, *терморозвідка* - галузь геофізики, що вивчає теплове поле Землі, яке формується під впливом внутрішніх джерел тепла та сонячного випромінювання. Використання терморозвідувальних методів для вирішення широкого переліку пошуково-розвідувальних і інженерно-геологічних задач, вивчення термічного режиму земної кори та верхньої мантії, визначення стану довкілля тощо, обумовлене зв'язком температури з тепловими властивостями порід і з тепловими процесами які відбуваються в надрах Землі. При терморозвідці реєструють радіотеплове й інфрачервоне випромінювання земної поверхні, вимірюють температуру, її вертикальний градієнт або тепловий потік. Розподіл цих параметрів у плані і по глибині несе інформацію про термічні умови і геологічну будову досліджуваного району. Аномалії теплового поля, які визначають на поверхні Землі як відхилення від нормального значення, зобов'язані своїм існуванням конвективним процесам в ядрі та мантії, неоднорідному розподілу джерел генерації тепла (різноманітних процесів, які відбуваються з виділенням чи поглинанням теплової енергії, в тому числі техногенної природи) в земній корі та верхній мантії, кліматичним чинникам, а також неоднорідності надр і поверхні Землі за умовами теплопереносу. При цьому сформовані аномалії можуть бути як стаціонарними так і нестаціонарними. Теорія терморозвідки побудована на основі математичного і фізичного моделювання, натурних спостережень і встановлення зв'язків з іншими полями Землі, що дозволяє оцінити зміну температур в надрах Землі.

Перші вимірювання температури порід, з чого власне можна починати відлік історії терморозвідки, були здійснені в другій половині XVII сторіччя, після винайдення Г.Галілеєм термометра. Вже Р.Бойль та М.Ломоносов відзначали сталість (незалежність від часу доби і пори року) температури в підземних виробках та її зростання з глибиною. Встановлення факту зростання температури з глибиною, до речі, відіграло дуже важливу роль при розробці гіпотез щодо утворення Землі. XIX сторіччя було знаковим для розвитку багатьох галузей науки і техніки, не виключенням є й терморозвідка – вимірювання температур стали звичними при проходці підземних виробок в багатьох країнах світу. І вже у 1868 році, за ініціативою англійського фізика В.Томсона (Вільям Томсон, з 1892 р. – барон Кельвін, автор численних праць з багатьох розділів фізики, зокрема з термодинаміки, запропонував абсолютну (термодинамічну) шкалу температур. В його честь названа прийнята в СІ одиниця вимірювання температури $[T]=1\text{ K}$ (кельвін)) були систематизовані вимірювання температур в свердловинах, шахтах і рудниках, що дозволило оцінити зростання температури з глибиною – отримані дані дали значення в діапазоні від 2,5°C до 3,5°C на 100 м. У 1898 році Н.Дортоном було створено першу карту ізотерм артезіанського басейну Дакоти. Починаючи з 1910-1916 років термічні дослідження стають звичною складовою комплексу дослідження свердловин при вирішенні гідрогеологічних та нафтопромислових завдань, дозволяючи ідентифікувати місця притоку води та виявляти нафтоносні пласти. Подальшому поширенню сфери застосування

термометричних методів (в тому числі при вирішенні технічних задач) сприяло спочатку застосування електричних термометрів, а згодом – впровадження технології аерокосмічних тепловізорних зйомок. У 1930-тих роках були розроблені основи методів штучного теплового поля, а трохи згодом теплові методи стали обов'язковою складовою комплексу контролю розробки родовищ нафти та газу. Систематичне вивчення теплового потоку на території України розпочалося з 1964 р. - роботами виконаними співробітниками Інституту фізики Землі АН СРСР [1]. Подальші дослідження теплового поля в Україні виконувались переважно співробітниками НАН України, зокрема науковцями Інституту геофізики ім. С.І.Суботіна [5, 8, 12 тощо].

Вивчення теплового поля може бути використано для вирішення задач що мають наукове та практичне значення: від визначення областей активізованої мантиї і неоднорідностей будови тектоносфери до пошуків родовищ корисних копалин і фіксації джерел техногенного впливу на довкілля. Ефективність застосування терморозвідки зростає за умови відсутності інших чинників формування аномалій та контрастності теплових властивостей порід та геологічних об'єктів.

Перелік завдань, які вирішує терморозвідка, включає:

- визначення теплового потоку з надр Землі і його просторово-часових варіацій, а також моделювання теплового поля;
- дослідження природи теплових потоків і джерел теплової енергії;
- вивчення глибинної будови верхньої мантиї та земної кори;
- дослідження енергетичного балансу геодинамічних процесів та ролі теплової енергії в геологічних процесах (тектонічні, магматичні, метаморфічні, гідротермальні процеси, осадконакопичення тощо);
- моделювання теплової еволюції літосферних блоків, геологічних тіл, осадочних басейнів тощо;
- геологічного картування і спеціальних (інженерно-геологічних, гідрогеологічних тощо) зйомок;
- виявлення і вивчення родовищ корисних копалин, в тому числі таких специфічних як геоенергетичні ресурси;
- вивчення мерзлотних умов і руху підземних вод;
- визначення теплофізичних властивостей порід та об'єктів;
- документацію розрізів свердловин за теплопровідністю розкритих гірських порід;
- вирішення задач ґрунтознавства і меліорації, вивчення снігового і крижаного покриву, динаміки ландшафтів;
- вирішення проблем охорони природного середовища; виявлення і відстеження небезпечних явищ (пожежі, підтоплення тощо) та вирішення інших задач.

Одним з специфічних завдань терморозвідки є встановлення закономірних змін інших геофізичних полів при зміні температури. Обумовлені змінами величин теплогенерації і теплового потоку варіації температури. в деяких районах можуть справляти визначальний вплив на фізичні параметри і, відповідно, на характер фізичних полів. Особливо чутливими до зміни температур є електропровідність і намагніченість.

Основні напрямки розвитку геотермії можна згрупувати наступним чином [7]:

- експериментальні дослідження глибоких горизонтів (дослідження континентальних надглибоких наукових свердловин; вивчення вертикальних варіацій щільності теплового потоку; прогноз теплового режиму на глибину; вивчення впливу флюїдів на теплове поле; розробка методик виміру геотермічних характеристик в свердловинах);
- вивчення взаємозв'язку палеокліматичних умов та варіацій геотермічних характеристик (реконструкції змін температури денної поверхні в минулому; аналіз особливостей термодинамічних процесів в зоні розвитку багаторічної мерзлоти; вивчення особливостей формування поля температур в умовах теплофізично неоднорідного середовища; прогнозування можливих глобальних змін клімату на найближчу перспективу);
- флюїди і тепловий режим земної кори (дослідження зв'язку флюїдного і теплового режимів земної кори; вивчення проблеми міграції флюїдів при метаморфізмі; моделювання гідротермальної циркуляції включно з оцінкою проникності земної кори);
- тепла еволюція літосфери (вивчення розподілу кондуктивного теплового потоку; розробка загальних принципів і фізико-математичного апарату моделювання теплового режиму літосфери, верхньої мантії і Землі в цілому; оцінка сучасного термічного стану глобальних, регіональних і локальних геологічних структур; вивчення взаємозв'язків геотермічного поля з гравітаційним, сейсмічністю, неотектонікою, магматизмом, метаморфізмом; дослідження геотермічних аномалій різного походження; палеотермічні реконструкції);
- експериментальна геотермія (розвиток метрологічної і апаратурно-методичної бази для дослідження геотермічних характеристик, в тому числі теплових властивостей порід на місці залягання, а також обладнання для довготривалої реєстрації мікротемпературних сигналів; дослідження вертикальних варіацій геотермічного градієнту і щільності теплового потоку; комплексна інтерпретація і пошук кореляційних зв'язків між параметрами теплового та інших геофізичних полів);
- регіональна геотермія (дослідження розподілу температури і теплового потоку в різних ділянках кори, з'ясування його причин і специфічних особливостей);
- геотермальна енергія (пошуки геотермальних ресурсів; практичне освоєння тепла Землі як альтернативного джерела енергії; розробка методики розвідувально-експлуатаційних робіт);
- прикладна геотермія (вивчення взаємозв'язків теплового режиму окремих регіонів з їх газо-, нафто- і рудоносністю, розробка раціональних методик термічних досліджень при реалізації складних інженерних проектів – спорудженні підземних сховищ газу, могильників відходів тощо; дослідження теплових потоків техногенного походження).

6.1 Фізико-геологічні основи терморозвідки

Розподіл температур на поверхні Землі та в її надрах визначається просторовим розподілом і потужністю джерел тепла, а також спроможністю компонентів середовища до теплообміну (передачі теплової енергії) і їх взаємним розташуванням. Базовими поняттями терморозвідки є *тепловий*

потік (Φ) – величина кількісно рівна кількості теплоти що пройшла через певну поверхню за одиницю часу. ($[\Phi]=1 \text{ Дж}\cdot\text{с}^{-1}=1 \text{ Вт}$) і *теплове поле* - одномоментна сукупність значень температури і щільності теплового потоку у всіх точках досліджуваного простору, яка визначається внутрішніми і зовнішніми джерелами тепла, а також тепловими властивостями гірських порід [6, 8]. Одним з основних параметрів що характеризує регіональні та локальні особливості процесів поширення тепла є геотермічний градієнт. *Геотермічним градієнтом* (Γ) називають швидкість зростання температури з глибиною ($[\Gamma]=1 \text{ К}\cdot\text{м}^{-1}$) Часто термін “геотермічний градієнт” вживають також для позначення приросту температури на кожні 100 м при заглибленні в Землю нижче від зони постійних температур. Величиною оберненою до геотермічного градієнту є *геотермічна ступінь* - віддаль, на яку треба заглибитись по вертикалі в надра Землі (нижче від зони постійних температур), щоб температура зросла на 1 градус. Середнє значення геотермічної ступені дорівнює 33 м.

6.1.1 Теплове поле Землі

Природне теплове поле формується за рахунок зовнішніх джерел (надходження тепла за рахунок космічного і сонячного випромінювання, яке нині складає приблизно $1\cdot 10^{25}$ Дж/рік) та процесів що відбуваються на поверхні і в надрах Землі (радіоактивний розпад, гравітаційна диференціація, уповільнення обертання Землі, хімічні реакції тощо, які в сукупності забезпечують генерацію тепла на рівні від $1\cdot 10^{21}$ до $2,0\cdot 10^{21}$ Дж/рік).

За час існування Землі ендегенними джерелами тепла було виділено понад $6,2\cdot 10^{32}$ Дж. Вважається, при цьому, що майже 90 % цієї енергії припадає на початковий розігрів при акреції часток первісної газопилової хмари та внаслідок диференціації речовини за густиною при формуванні ядра. Обсяги теплової енергії сформовані такими внутрішніми джерелами як: розпад радіоактивних елементів (в першу чергу ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K , ^{87}Rb , хоч на початку існування Землі значним був і внесок розпаду ^{237}Np , ^{26}Al , ^{38}Cl тощо), гравітаційна диференціація речовини в ядрі та нижній мантії, зменшення кінетичної енергії обертання Землі в результаті припливів під дією Місяця і Сонця (припливне тертя), стиск (пружна енергія) складають приблизно по $1,5\text{--}3\cdot 10^{31}$ Дж. Виділення і поглинання тепла в значних обсягах спостерігається також при плавленні, випаровуванні, кристалізації, поліморфних перетвореннях, різноманітних хімічних реакціях тощо. Теплова енергія перерахованих джерел, що вивільняється на земній поверхні в одиницю часу, значно вища за енергію тектонічних, сейсмічних та гідротермальних процесів.

Згідно сучасних уявлень про формування Землі, виділення акреційної, припливної і радіогенної енергії, а також уповільнення конвективного теплообміну призвели до розігріву земних надр (див. рис. 6.1), температура яких сягала, згідно моделі гомогенної акреції, не менш як 1800 К (для моделі гетерогенної акреції прогнозовані температури значно вищі). Такі температури є достатніми для часткового плавлення вихідної речовини, а значить і для прискорення процесів гравітаційної диференціації речовини, що зрештою і призвело до формування ядра і розшарування мантії. З плином часу змінювалась і інтенсивність виділення енергії кожним із джерел – приблизно через $0,5\text{--}1,0\cdot 10^9$ років основні обсяги теплової енергії генеруються вже в

процесах гравітаційної диференціації речовини мантії та ядра. В результаті утворювались значні магматичні резервуари в верхній мантії, які в подальшому послужили джерелами речовини для інтрузій. Почалось формування астеносфери і літосфери. Потужна безводна і безкиснева первісна атмосфера (тиск поблизу денної поверхні складав тисячі атмосфер) впродовж сотень мільйонів років підтримувала температуру поверхні на рівні 700...800 K і вище, що зокрема сприяло широкому розвитку в щойно сформованій земній корі таких специфічних порід як ендербіти. Зменшення тепловиділення від диференціації речовини, а також початок активних геологічних процесів призвели до вирівнювання швидкостей теплогенерації і теплових втрат. Основними чинниками теплового режиму стали охолодження завдяки тепловому випромінюванню через поверхню, радіоактивний розпад, тепло виділене при кристалізації і *конвективний тепломасопереніс*. При цьому, враховуючи відносно низьку швидкість кондуктивної теплопередачі в надрах Землі, можна говорити про те що швидкість поширення генерованого в мантії тепла є співставною з швидкістю геологічних процесів, які тепловою енергією власне і викликаються – підняття гарячих астенолітів, наприклад.

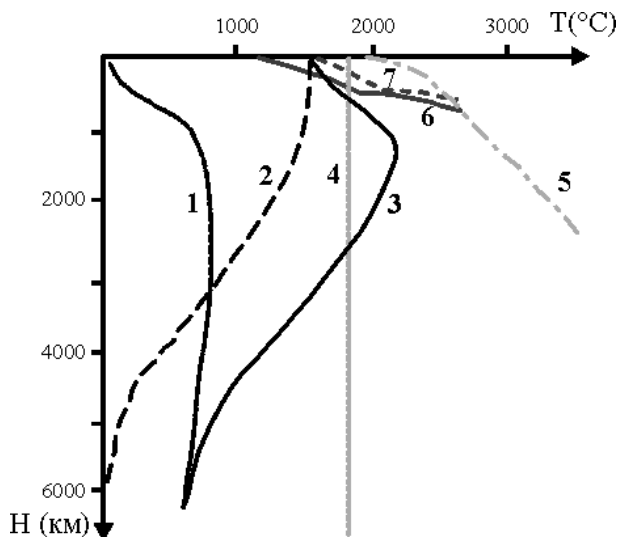


Рисунок 6.1 – Складові початкової теплової моделі землі
(за В.В.Гордієнко та ін., 2002 р.)

1 – вплив стиску; 2 – вплив ударів при акреції; 3 – сукупний ефект стиску та ударів; 4 – середня температура Землі перед виділенням ядра; 5 – розподіл температури після виділення ядра; 6 і 7 – солідус та ліквідус порід мантії.

Слід зауважити, що нині вплив внутрішнього теплового поля на температуру поблизу земної поверхні або клімат є мінімальним, оскільки потік енергії, що надходить на земну поверхню від Сонця, набагато більший, ніж із надр. І дійсно, щільність потоку променевої енергії Сонця на орбіті Землі (так

звана сонячна постійна) складає приблизно 1400 Вт/м^2 . Частина (близько 45 %) цієї енергії розсіюється і відбивається у міжпланетний простір атмосферою і хмарами, а решта поглинається атмосферою, гідросферою, літосферою і рослинним покривом, згодом або акумулюючись (в енергії хімічних з'єднань, фазових перетворень тощо), або випромінюючись назад у Всесвіт. Добові, сезонні, багаторічні і вікові варіації сонячної активності призводять до відповідних циклічних змін температур повітря, а також (з певним запізненням) приповерхневого прошарку гірських порід. Чим більший був період циклів активності, тим більшою є глибина їх теплового впливу. Наприклад, добові коливання температури повітря проявляються в ґрунтовому прошарку глибиною близько 1 - 1,5 м, що пов'язано з процесами перенесення сонячного теплового потоку за рахунок молекулярної теплопровідності порід, конвекції повітря і парів води, інфільтруючих осадків та підземних вод. Сезонні (річні) коливання викликають зміни температур на глибинах від перших метрів до 20-40 м. На таких глибинах теплопередача здійснюється в основному за рахунок молекулярної теплопровідності, а також руху підземних вод. На глибинах 20-40 м формується так званий пояс (зона) постійної річної температури, де температура залишається практично незмінною і перевищує середньорічну температуру повітря даної місцевості в середньому на 3,7 К. Таким чином, якщо не враховувати вікових кліматичних змін (вплив льодовикових періодів в антропогені викликає аномалії поля температур на глибинах до 3-4 км), то можна вважати, що на глибинах понад 40 м впливом циклічності сонячної активності можна зневажити, а температурний режим порід визначається глибинним потоком тепла й особливостями термічних властивостей порід.

Нижче зони постійної температури температура порід підвищується в середньому на 3 К при зануренні на кожні 100 м: від $0,006...0,013 \text{ К/м}$ в шарах високо теплопровідних порід (карбонати, евапорити, кварцити) на платформах до $0,03...0,10 \text{ К/м}$ в низько теплопровідних породах (уламкові породи, лави) областей сучасного вулканізму. Це явище пояснюється наявністю регіонального висхідного теплового потоку від внутрішніх джерел тепла, величину якого прийнято характеризувати *щільністю теплового потоку* (щільність теплового потоку, поверхнева щільність теплового потоку, тепловий потік (q) – кількість теплоти яка проходить в напрямі перпендикулярному до градієнту температур через одиницю площі за одиницю часу; $[q]=1 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$). Середнє значення теплового потоку на континентах складає $0,06 \text{ Вт/м}^2$, його аномальні значення обумовлені особливостями будови як земної кори, так і верхньої мантії. Найважливішим джерелом тепла в земній корі і верхній мантії є енергія радіоактивного розпаду, а тепловий потік за рахунок первісного тепла землі не перевищує $0,010\text{-}0,015 \text{ Вт/м}^2$ [8].

Розпад радіоактивних елементів в Землі щороку дає (за різними оцінками) від $0,7$ до $2,5\cdot 10^{21}$ Дж (річні втрати Землею тепла за рахунок провідності не перевищують $7,9...9,6\cdot 10^{20}$ Дж). Нині основний внесок в утворення радіогенної енергії належить ^{238}U і ^{232}Th (див табл. 6.1, рис. 6.2), а на час утворення Землі понад 60 % енергії виділялось за рахунок розпаду ^{235}U та ^{40}K , загальне ж виділення енергії тоді перевищувало $1\cdot 10^{22}$ Дж.

З наявних даних про розподіл радіоактивних ізотопів в геосферах очевидно є провідна роль верхньої частини земної кори в радіогенній

генерації тепла - кількість теплоти, яка тут виділяється, є порівнянню з обсягами радіогенної енергії мантії (за значно більшого об'єму останньої). Очевидною причиною такого стану є накопичення некогерентних елементів (в першу чергу рубідію, урану, торію і, меншою мірою, калію) в залишкових продуктах магматичної диференціації, що призвело до поступового збіднення цими елементами верхньої мантії і збагачення – земної кори. При цьому існує загальна тенденція до накопичення радіоактивних елементів в найбільш лейкократових утвореннях, що й ілюструє порівняння генерації тепла в різних типах інтрузивних порід (див. рис. 6.3). Цю тенденцію, однак, не можна абсолютизувати як у зв'язку з відмінністю геохімічної поведінки радіоактивних елементів, так і у зв'язку з реальним розмаїттям проявів магматичних, метасоматичних, метаморфічних, гідротермальних та інших процесів, які суттєво впливають на міграційну здатність тих чи інших ізотопів, обумовлюючи складний просторовий розподіл джерел тепла.

Таблиця 6.1 – Генерація радіогенного тепла в геосферах

	Елемент / ізотоп	Верхня частина земної кори (за Vedepohl, 1995)	Нижня частина земної кори (за Vedepohl, 1995)	Континентальна кора в цілому (за Taylor S.R., 1964)	Первісна (до утворення кори) мантія (за W.M.White, 1997)	Земля в цілому (за Ganapathy R., Anders E., 1974)
Вміст, %	U	0,00028	0,000093	0,00027	0,000002	0,0000018
	Th	0,0011	0,00066	0,00096	0,0000081	0,0000065
	K	2,87	1,31	2,09	0,024	0,017
	Rb	0,011	0,0041	0,009	0,00006	0,000058
Питома генерація радіогенного тепла, мкВт/м ³	²³⁵ U	0,029	0,011	0,029	0,00036	0,00039
	²³⁸ U	0,71	0,26	0,71	0,0085	0,0093
	²³² Th	0,77	0,53	0,72	0,0097	0,0096
	⁴⁰ K	0,26	0,13	0,20	0,0037	0,0032
	⁸⁷ Rb	0,043	0,017	0,036	0,00038	0,00045
	Σ	1,8	0,95	1,7	0,023	0,023
Генерація теплової енергії, Дж/рік	²³⁵ U	5,5·10 ¹⁸	9,0·10 ¹⁷	7,9·10 ¹⁸	1,0·10 ¹⁹	1,3·10 ¹⁹
	²³⁸ U	1,3·10 ²⁰	2,2·10 ¹⁹	1,9·10 ²⁰	2,4·10 ²⁰	3,2·10 ²⁰
	²³² Th	1,5·10 ²⁰	4,4·10 ¹⁹	1,9·10 ²⁰	2,7·10 ²⁰	3,2·10 ²⁰
	⁴⁰ K	5,0·10 ¹⁹	1,1·10 ¹⁹	5,4·10 ¹⁹	1,0·10 ²⁰	1,1·10 ²⁰
	⁸⁷ Rb	8,0·10 ¹⁸	1,5·10 ¹⁸	9,6·10 ¹⁸	1,1·10 ¹⁹	1,5·10 ¹⁹
	Σ	3,4·10²⁰	7,9·10¹⁹	4,6·10²⁰	6,4·10²⁰	7,8·10²⁰

В будь-якому випадку вважається, що частка генерованого мантією тепла в величині кондуктивного потоку на континентах не перевищує третини, хоча в окремих ситуаціях вклад джерел тепла в земній корі може зростати до 90% (чохол давніх платформ) чи зменшуватись до 20-30 % (глибоко-еродовані блоки щитів) [8]. Прямі кореляційні зв'язки з величини теплового потоку з

потужністю земної кори відсутні, інколи навіть встановлюється обернена кореляція між цими параметрами, що, на думку Р.І.Кутаса, теж свідчить про концентрування радіоактивних елементів виключно в верхній частині земної кори [8]. Суттєві корективи в розподіл радіоактивних елементів вносять також особливості геологічної будови та розвитку конкретних територій. Величина теплового потоку також залежить від тектонічного режиму території (див. рис. 6.4). Так, магматична модель формування континентальної земної кори передбачає її поступове остигання після утворення, але в результаті тектономагматичної активізації можливе нове підняття температури. Крім того, переніс теплової енергії в областях архейської стабілізації з надпотужною літосферою можливий лише за рахунок теплопровідності, що, природно, призводить до зменшення щільності теплового потоку від глибинних джерел (Nyblade і Pollack, 1993).

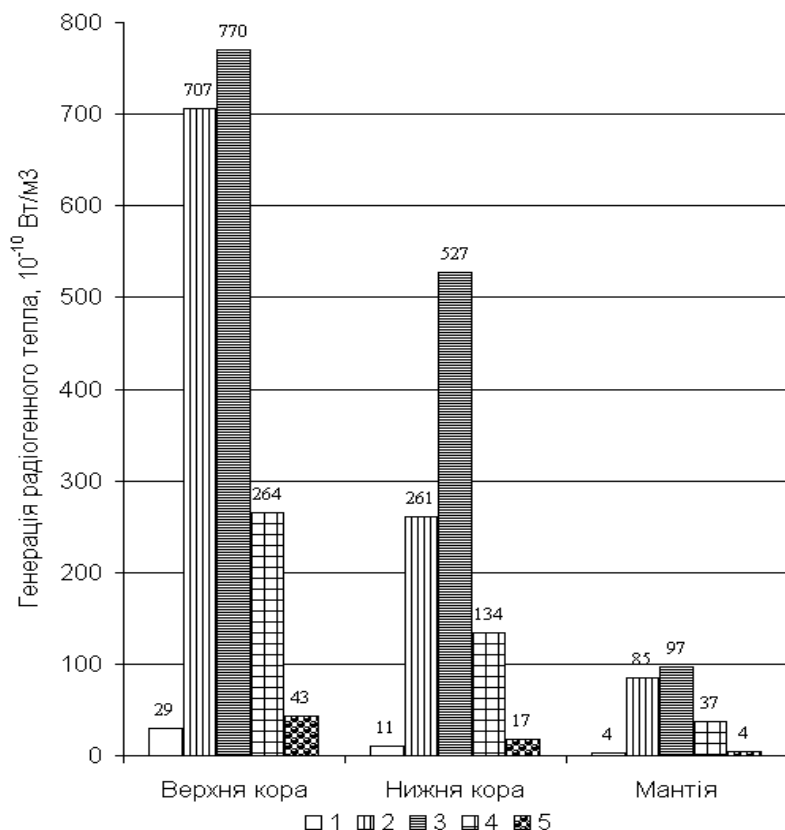


Рисунок 6.2 – Співвідношення обсягів питомої генерації теплової енергії в геосферах

1, 2, 3, 4, 5 – вклад в генерацію теплової енергії ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K і ^{87}Rb (відповідно)

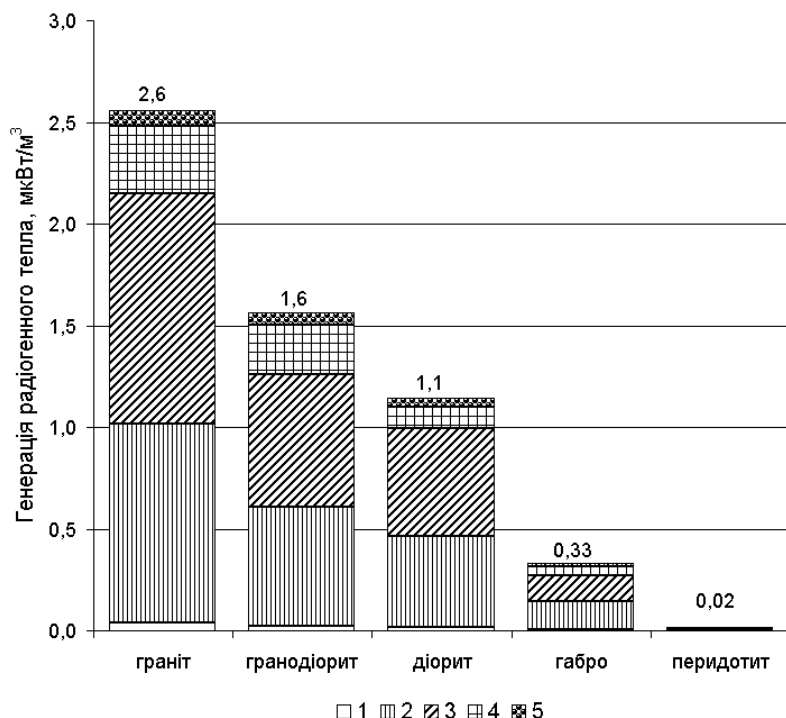


Рисунок 6.3 – Вклад природних радіоактивних ізотопів в генерацію теплової енергії в різних типах інтрузивних порід.

1, 2, 3, 4, 5 – вклад в генерацію теплової енергії ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K і ^{87}Rb (відповідно)

У океанах, де потужність земної кори є малою, основним джерелом тепла є процеси в мантії на глибинах до 700 – 1000 км. Спостережена сталість середніх теплових потоків на континенті і в океанах (їх середні значення майже однакові) навіть за різкої зміни потужностей і будови земної кори, свідчить про відмінність будови верхньої мантії. Тому аномалії теплових потоків, тобто відхилення від установлених середніх потоків, несуть інформацію про будову і земної кори, і верхньої мантії. Потужні аномалії теплового поля формуються, як правило, в зонах активізації - над високопровідними розломними зонами та остигаючими інтрузіями (Кіровоградська аномалія теплового поля на УЩ, наприклад, теплові аномалії ДДЗ тощо), а також фіксують палеопозиції мантійних пльомів (палеопозиції ісландського пльому надійно простежуються до Скандинавії, а за іншими даними, до Південного Уралу [3]).

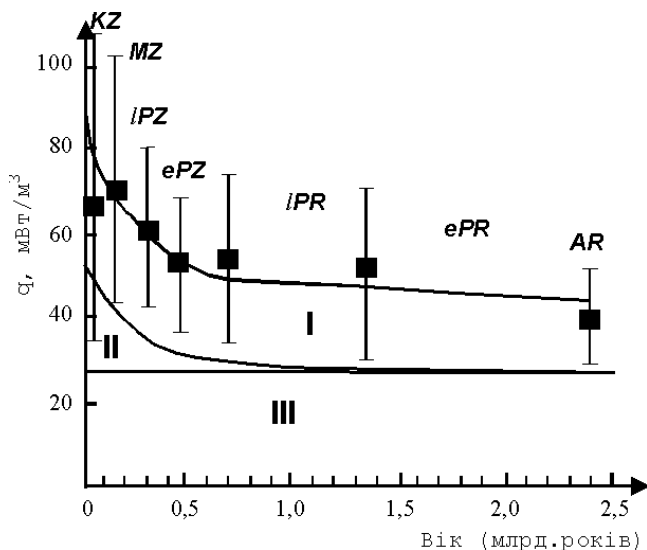


Рисунок 6.4 – Залежність теплового потоку від віку тектонічної активності (за Vitorello і Pollack, 1990)

I – радіогенне тепло корового походження; II – тепло генероване тимчасовими нестаціонарними джерелами (пов'язаними з тектонікою); III – тепловий потік з глибинних джерел. Вік тектонічних структур: AR – архей, ePR – ранній протерозой; IPR – пізній протерозой, ePZ – ранній палеозой, IPZ – пізній палеозой, MZ – мезозой, KZ – кайнозой.

Крім названих чинників регіонального характеру на розподіл температур впливають і локальні джерела тепла та аномалії провідності, найзначнішими з яких є: товщі з пониженою температурою (багаторічна мерзлота); породи і руди із підвищеною радіоактивністю; поверхневі і підземні, у тому числі термальні, води; особливості прояву сучасного вулканізму і тектонічних рухів; рослинність; екзотермічні і ендотермічні процеси в покладах вугілля, сульфідних і інших руд, нафтогазоносних і водоносних горизонтах; теплопровідність гірських порід і конвекція ґрунтового повітря та підземних вод тощо. Роль кожного з цих чинників визначається геолого-гідрогеологічною будовою району. Локальні теплові потоки, як і регіональні, залежать не тільки від наявності джерел тепла, але і від умов теплопереносу тепла за рахунок теплопровідності гірських порід, конвекції ґрунтового повітря і підземних вод та теплового випромінювання.

6.1.2 Механізми теплопереносу

Процеси теплопереносу обумовлюються нерівномірним розподілом температур у середовищі, а механізм теплообміну залежить від агрегатного стану речовини. Розрізняють такі види *теплопередачі*, як теплопровідність, конвективний і променевий теплообмін. Процес теплопереносу є стаціонарним якщо тепловий потік не залежить від координат, а температура – від часу. При

нестационарному процесі температура кожної точки простору змінюється з часом.

Теплопровідність є спрямованим процесом передачі кінетичної енергії хаотичного руху від одних молекул до інших – в результаті внутрішня теплова енергія поширюється від більш нагрітих до менш нагрітих об'ємів нерівномірно нагрітої речовини, що сприяє вирівнюванню температури. В газах передача теплоти здійснюється за рахунок обміну енергією між молекулами з різною швидкістю теплового руху при їх зіткненні. В рідинах і твердих тілах теплопровідність забезпечується переважно за рахунок *кондуктивного* перенесення тепла - безпосередньої передачі енергії теплового руху (обертальний і коливальний рух молекул і атомів) сусіднім часткам речовини.

Зміна температури T по осям координат (x,y,z) у часі (t) характеризується за допомогою рівняння теплопровідності (базового для теорії терморозвідки), яке ще відоме під назвою *рівняння Фур'є-Кірхгофа*:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right)$$

при цьому

$$a = \frac{\lambda}{c_p \cdot \sigma}$$

де a - коефіцієнт *температуропровідності* (величина, що характеризує теплоінерційні властивості речовини і визначається як швидкість зміни температури в нестационарному тепловому процесі. $[a] = 1 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$), c_p – *питома масова теплоємність* (кількість теплоти яку необхідно надати тілу масою 1 кг щоб підвищити його температуру на 1 К. $[c] = 1 \text{ Дж} \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$.) за постійного тиску, λ - коефіцієнт теплопровідності (фізична величина яка характеризує інтенсивність процесу теплопровідності в речовині і кількісно дорівнює щільності теплового потоку за рахунок теплопровідності при градієнті температури рівному одиниці. $[\lambda] = 1 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$), σ - густина.

Кількість теплоти (Q) передана через площу ΔS за час Δt , згідно закону Фур'є, є прямо пропорційною градієнту температури:

$$\vec{q} = \frac{\Phi}{\Delta S} = \frac{Q}{\Delta t \cdot \Delta S} = -\lambda \cdot \text{grad} T = -a_v \cdot \text{grad} Q'$$

де Φ – тепловий потік, $\vec{q}$ – вектор щільності теплового потоку, a_v - коефіцієнт температуропровідності при постійному об'ємі, $Q' = T \cdot c_v \cdot \sigma$ - об'ємна концентрація внутрішньої теплової енергії, c_v – питома масова теплоємність при постійному об'ємі.

Швидкість остигання тіла можна оцінити за його теплоємністю (C_{pt}), теплопровідністю середовища (λ_c), початковою різницею температур тіло-середовище (ΔT_0), площею контакту (ΔS) і відстанню до нього (x):

$$\Delta T = \Delta T_0 \cdot e^{-\frac{\lambda_c \cdot \Delta S}{x \cdot C_{pt}} t}$$

Якщо температура середовища не є сталою, а змінюється по закону $T_{\text{сер}} = T_0 + T_1 \cos(\omega t)$, то, за умови $t \rightarrow \infty$, зміну температури тіла ΔT можна визначати за формулою:

$$\Delta T = A \cos(\omega t - \varphi)$$

де

$$\begin{aligned} \operatorname{tg} \varphi &= \frac{C_p \cdot \omega \cdot x}{\lambda \cdot \Delta S} \\ A &= \frac{T_1}{\sqrt{1 + \left(\frac{C_p \cdot \omega \cdot x}{\lambda \cdot \Delta S} \right)^2}} \end{aligned}$$

де C_p - теплоємність тіла при постійному тиску, а λ - його теплопровідність. Таким чином, температура тіла змінюється з тим же періодом що й температура середовища, однак з іншою амплітудою і фазою.

У випадку високої частоти амплітуда зміни температури тіла буде обернено пропорційною до ω (якщо задовольняється умова $\omega \gg \frac{\lambda \cdot \Delta S}{C_p \cdot x}$, то $\operatorname{tg} \varphi$ буде

наближатись до нескінченності, а φ - до $\pi/2$, тож $A \approx \frac{T_1 \cdot \lambda \cdot \Delta S}{C_p \cdot x \cdot \omega}$), що пояснює,

наприклад, зменшення впливу добових і сезонних коливань температури при зростанні глибини залягання шару, а також наявність так званої “зони постійної температури”. І навпаки, якщо теплоємність тіла є малою, а теплопровідність перегородки - відносно високою, або якщо частота зміни температури середовища є дуже малою (в обох випадках справедливе співвідношення

$\omega \ll \frac{\lambda \cdot \Delta S}{C_p \cdot x}$), можна вважати що: $A \approx T_{\text{сер}}$, $\operatorname{tg} \varphi \approx 0$, $\varphi \approx 0$.

Конвективним називають перенесення теплоти в результаті переміщення макроскопічних компонентів середовища з областей високих температур в області нижчих температур. Рух носія, в ролі якого в умовах Землі виступають гази, рідини (вода, розчини, магми), частки твердих тіл різного розміру (від міцел до тектонічних блоків), призводить до перерозподілу глибинного теплового потоку, створюючи додатні і від’ємні аномалії температури і теплового потоку. Якщо кондуктивний теплопереніс відбувається за рахунок температурного градієнту, то перенесення енергії конвекцією здійснюється тільки там де є умови для руху теплоносіїв. Найінтенсивнішою конвекція має бути в тих геологічних структурах, що активно розвиваються, там де проявляються розломна тектоніка, вулканізм і гідротермальні процеси. Але навіть в стабільних тектонічних блоках необхідно враховувати конвективний теплопереніс в верхній активній гідродинамічній зоні. На величину конвекційного перенесення тепла (яке може бути вимушеним або вільним) впливають в’язкість і густина агенту переносу, проникність вміщуючих порід

тощо. Традиційно вважалось, що частка цього виду теплопередачі в літосфері незначна (за винятком малопотужних приповерхневих шарів, високо проникних зон і ділянок поширення розплавленої речовини), однак дослідження на надглибоких свердловинах показали, що теплопереніс навіть на глибинах 5-10 км (не кажучи вже про інтервал глибин до 2 км) дуже далекий від стаціонарного кондуктивного механізму, який раніше вважався домінуючим для цих глибин [7].

Теплообмін в результаті конвекції поліпшується більш суттєво у випадку не ламінарного, а турбулентного потоку, позаяк останній забезпечує перемішування рідини (газу) в потоці.

Променевий (радіаційний) теплообмін полягає в перетворенні внутрішньої енергії тіла в енергію електромагнітних хвиль інфрачервоної частини спектру, поширенні цих хвиль в просторі і їх поглинанні речовиною (із збудженням коливально-обертального руху молекул). У випадку коли частоти випромінювання і колювання молекули співпадають спостерігається явище резонансного поглинання, яке використовують для якісних і кількісних оцінок складу речовини. В земній корі теплообмін випромінюванням не має надто великого значення (необхідна відсутність перешкод що здатні затримати потік променистої енергії, який може поширюватись в вакуумі чи прозорому непоглинаючому середовищі), його роль помітно зростає лише у разі суттєвого зростання температур (понад 1300 К). Як вважається, променевий теплообмін відіграє одну з ключових ролей в процесах теплопереносу на глибинах понад 200 км.

Теплове випромінювання має суцільний спектр, а положення максимуму спектральної щільності енергетичної світимості залежить від температури речовини: при її підвищенні зростає загальна енергія теплового випромінювання, а максимум зміщується в область малих довжин хвилі. Зокрема, згідно закону *зміщення Віна*, довжина хвилі на яку припадає максимум енергії випромінювання абсолютно чорного тіла залежить виключно від його температури: $\lambda_{\text{макс}} = b/T$ (де $b = 2,898 \cdot 10^{-3} \text{ м} \cdot \text{К}$). Повна ж випромінювальна здатність абсолютно чорного тіла є пропорційною четвертому ступеню його абсолютної температури - $\varepsilon(T) = k_{\sigma} \cdot T^4$ (де k_{σ} - постійна Стефана , яка дорівнює $5,672 \cdot 10^{-8} \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{К}^{-4}$).

Теоретичною базою для оцінки кількості теплоти що передається випромінюванням реальних тіл слугує закон Кірхгофа, згідно якого випромінювальна здатність тіла є пропорційною до його поглинальної здатності та випромінювальної здатності абсолютно чорного тіла:

$$E_v(T) = A_v(T) \cdot \varepsilon_v(T)$$

де $\varepsilon_v(T)$ - випромінювальна здатність абсолютно чорного тіла, а $A_v(T) = J_{v0}(T) - J_v(T) / J_{v0}(T)$ - поглинальна здатність тіла в даному діапазоні хвиль.

Випромінювальна здатність абсолютно чорного тіла в для конкретної частоти оцінюється за законом Планка:

$$\varepsilon_v(T) = \frac{2\pi\nu^2}{c^2} \cdot \frac{h\nu}{e^{\frac{h\nu}{kT}} - 1}$$

де ν – частота випромінювання, c – швидкість світла, h – постійна Планка, k - постійна Больцмана, T – температура (К). Залежність поглинальної здатності

тіла від товщини шару (d) та концентрації (X) складаючих його речовин описується законом Бугера-Ламберта-Баєра:

$$J(v) = J_0(v) \cdot e^{-k_\epsilon(v) \cdot X \cdot d}$$

де k_ϵ - коефіцієнт екстинції, який характеризує міру ослаблення випромінювання при поширенні в середовищі за рахунок процесів поглинання та розсіяння (k_ϵ є прямо пропорційним до довжини хвилі і показника заломлення).

Визначення значень температури в кожній точці середовища в певний момент часу передбачає складання рівняння балансу теплоти в елементарному об'ємі – зміна запасу теплоти дорівнює різниці кількості теплоти виділеної джерелами тепла в ньому та втрат тепла через поверхню. Так, у випадку коли єдиним механізмом теплопереносу є теплопровідність, зміна температури з часом визначається рівнянням:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{c_p \cdot \sigma} [\text{div}(\lambda \cdot \text{grad} T) + s]$$

або, у випадку коли величина коефіцієнту теплопровідності не залежить від координат:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{c_p \cdot \sigma} \text{div grad} T + \frac{s}{c_p \cdot \sigma} = a \nabla^2 T + \frac{s}{c_p \cdot \sigma}$$

де s – кількість теплоти яка виділяється в одиниці об'єму за одиницю часу. Для стаціонарних полів передостаннє рівняння переходить в рівняння Пуасона ($\nabla^2 T + s = 0$), а за відсутності внутрішніх джерел тепла – в рівняння Лапласа ($\nabla^2 T = 0$).

У щільних кристалічних породах з низькою відкритою пористістю, а також в умовах стаціонарного теплообміну, вимушеною і вільною конвекцією можна знехотити, і сумарний тепловий потік визначається тільки теплопровідністю порід і температурним градієнтом. Таким чином, регіональний тепловий потік Землі може бути розрахований з виміряних на різних глибинах температур (див. рис.6.5) і теплових властивостей середовища, в основному теплопровідності. Для тіл простої геометричної форми (куля, стовп, циліндр і т.п.) або горизонтально-шаруватого середовища з різними тепловими властивостями, можна одержати аналітичні вирази для аномальних теплових потоків або температур. При порівнянні теоретично розрахованих кривих із спостереженими виявляються геотермічні аномалії, кількісна інтерпретація яких дозволяє оцінити положення утворюючих аномалії локальних об'єктів.

6.2 Теплові і оптичні властивості порід

До числа застосовуваних в терморозвідці теплових і оптичних властивостей належать вже згадувані вище теплопровідність (λ), теплоємність (C) і температуропровідність (a), а також тепловий опір (ξ), теплова інерція (Θ), коефіцієнт теплопередачі (k_a), альbedo (A), коефіцієнт яскравості (r_v), ступінь

чорності (ε_λ) і ін.

Основним параметром при дослідженні теплових полів є *теплопровідність*, яка характеризує здатність середовищ і гірських порід передавати тепло. У теорії терморозвідки доведено, що при температурах до 1000°C теплопровідність гірських порід є обернено пропорційною до температури. У зв'язку з цим середня теплопровідність до глибин близько 100 км, де очікуються такі температури, знижується приблизно в 3 рази порівняно із середньою теплопровідністю поверхневих відкладів. Одною з основних причин цього явища є збільшення ролі процесів розсіювання при зростанні амплітуди коливань атомів навколо середніх положень в кристалічній ґратці. Розсіювання зростає при наявності різноманітних дефектів та меж розділу (зерен, фаз тощо), які також виступають в ролі чинників що сприяють зменшенню кондуктивної теплопровідності порід.

На глибинах понад 100 км теплопровідність поступово підвищується, що пояснюється ростом із глибиною тиску, а також ролі конвективного і променистого теплообміну. Ця зона мантиї служить перешкодою для відтоку тепла до поверхні і сприяє зростанню температур із глибиною.

В загальному випадку теплопровідність гірських порід залежить від мінерального складу, структури, густини, пористості, вологості і температури. При цьому часто вплив структурно-текстурних чинників на величину теплопровідності є значно суттєвішим за вплив чинників складу, чим і пояснюються широкі діапазони зміни параметру в ефузивних ($\lambda=0,2...4,0 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$), інтрузивних ($\lambda=1,1...5,1 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$), метаморфічних ($\lambda=0,6...7,6 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$) і осадових породах ($\lambda=0,1...7,1 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$). Так, теплопровідність осадових порід при насиченні їх водою може зрости в декілька разів, а підвищення температури знижує теплопровідність кристалічних і сухих осадових порід і збільшує у водонасичених.

Питомий тепловий опір є величиною оберненою до теплопровідності ($\xi=1/\lambda$. [ξ]=1 м·К/Вт). Тепловий опір ($R=\xi\cdot\Delta x/\Delta S$) гірських порід є одним з основних чинників, що визначають характер природного теплового поля: $q=\Delta T/R$. Величина теплового опору зменшується з зростанням густини, вологості, проникності. Мінімальні величини теплового опору властиві магматичним і метаморфічним породам. Максимальні величини ξ серед осадових порід фіксуються в каустобіолітах (вугілля, торф, нафта тощо) та газо- і нафтонасичених уламкових породах, а мінімальні – в іоногенних породах. Дещо підвищеною є величина теплового опору глинистих порід.

Теплоємність гірських порід характеризує їх здатність поглинати теплову енергію. Величина параметру суттєвим чином залежить від мінерального складу порід (теплоємність є адитивним параметром, відтак її можна розраховувати за теплоємністю компонентів) тож відрізняється порівняною сталістю. Водночас, достатньо значним є вплив пористості, вологості і температури, зростання яких призводить зазвичай до збільшення теплоємності.

Температуропровідність характеризує швидкість зміни температур при поглинанні або віддачі тепла. У більшості різноманітних гірських порід вона змінюється в межах $0,5...20\cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$, при цьому діапазон найбільш вірогідних значень ще вужчий - $4...10\cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$.

Теплова інерція ($\Theta=\lambda\tau^{0,5}\cdot c^{0,5}\cdot \sigma^{0,5}$. [Θ]=1 УТІ=1 Дж·м⁻²·с^{-0,5}·К⁻¹) є однією з

узагальнених теплових характеристик які застосовуються при дослідженні земної поверхні. Вона використовується при теплових аерокосмічних зйомках і характеризує добовий хід температур над різними ландшафтами й акваторіями. Порооди зі слабкою тепловою інерцією (сухі ґрунти і піски) характеризуються низькими її значеннями $\leq 500 \text{ Дж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-0.5}\cdot\text{К}^{-1}$ і великим коливанням добових температур (до 60 К). Порооди і середовища з високою тепловою інерцією (обводнені породи, заболочені ділянки) характеризуються значеннями до $3000 \text{ Дж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-0.5}\cdot\text{К}^{-1}$ і добовою зміною температур до 30 К. Над акваторіями великих рік, морів і океанів теплова інерція досягає $10000 \text{ Дж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{с}^{-0.5}\cdot\text{К}^{-1}$, а добовий хід температур складає декілька градусів.

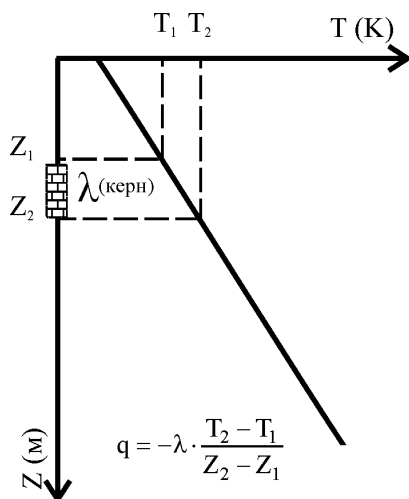


Рисунок 6.5 – Визначення кондуктивного теплового потоку за вимірюваннями в свердловинах

Коефіцієнт теплопередачі - кількість енергії, яку тіло передає в навколишнє середовище за одиницю часу через одиницю поверхні при різниці температур в 1 К: $k_{\alpha} = dQ \cdot (T_1 - T_2)^{-1} \cdot S^{-1} \cdot dt^{-1}$. $[k_{\alpha}] = 1 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{К}^{-1}$ характеризує інтенсивність теплопередачі через поверхню розділу і визначається як відношення щільності теплового потоку до температурного напору між теплоносіями.

Основними параметрами при інфрачервоних зйомках є коефіцієнт екстинкції, альbedo (А – показник, що характеризує відбивні властивості поверхні, %), коефіцієнт яскравості (τ_v - відношення яскравості поверхні в аналізованому напрямку до яскравості білої поверхні, що ідеально розсіює, б/р), ступінь чорності (ε_{λ} - відношення потоку власного випромінювання даної частоти до потоку випромінювання чорного тіла за тієї ж температури, б/р) тощо.

6.3 Засоби вивчення теплового поля

Теплові властивості гірських порід визначають в лабораторних умовах з

застосуванням методів стаціонарного і нестаціонарного теплового потоків, а також калориметричних методів (див. розд. 8, частина II). Методи стаціонарного теплового потоку (методи пластин) є найбільш точними (відносна похибка – 1-6 %) і найбільш громіздкими, оскільки передбачають тривалий час експерименту і жорстке дотримання граничних умов. Для визначення параметрів слід виміряти потік який пройшов через зразок, градієнт температур під час досліду і геометричні розміри датчика: $\lambda = q \cdot \Delta x / \Delta T$. З методів нестаціонарного теплового потоку найвідомішими є методи регуляторного режиму (відносна похибка – 3-5 %) 1-го (вимірюються λ , a , c), 2-го (вимірюються λ і c) і 3-го роду (вимірюються a і c), а також методи миттєвого джерела тепла (плоского, лінійного і точкового джерела тепла, вимірюються λ і a , відносна похибка – 6-12 %). Калориметричні методи (змішування та адіабатичний, відносна похибка – 3-6 %) застосовуються для визначення теплоємності зразків. Без знання теплових властивостей гірських порід неможливою є якісна інтерпретація результатів термометрії свердловин і донних осадків, глибинних геотермічних досліджень тощо.

Для виконання геотермічних досліджень в свердловинах, підземних виробках і в акваторіях використовують різного роду термометри, термоградієнтметри і тепломіри, а при аерокосмічних і польових радіотеплових і інфрачервоних зйомках – тепловізори.

Чутливим елементом свердловинних (шпурових) та донних термометрів, які використовують для вимірювання температури порід або води при геотермічних дослідженнях, є термочутливі опори або термістори, що включаються в місткову схему, яка працює на постійному струмі. Зміна температури навколишнього середовища призводить до розбалансування "містка" і появи в ньому пропорційної зміни струму. Використовувані в геотермії точні термометри (похибка вимірювань $\pm 0,02 \dots 0,03$ K) дозволяють проводити вимірювання температури в свердловинах з точністю до 0,1 K (похибка визначення геотермічного градієнту не перевищує 1-3 %), а застосовувані в каротажних дослідженнях термометри безперервного вимірювання температури – з точністю до 0,1...0,5 K, при цьому похибка визначення геотермічного градієнту складає 10-15 %.

Однією з важливих характеристик термометрів є їх теплова інерція (її ще називають постійною часу термометру), яка тим більша, чим більша теплоємність датчика, і менші його поверхня та коефіцієнт тепловіддачі. У зв'язку з існуванням явища теплової інерції визначена датчиком температура відрізнятиметься від температури довкілля на величину $\Delta T = (T_0 - T) \cdot e^{-t/\tau}$, де τ - постійна часу термометра, T_0 – температура попереднього середовища, t - час який пройшов з моменту переміщення в середовище з температурою T . Таким чином, що триваліший час термометр перебуватиме в середовищі з сталою температурою, тим меншою буде різниця температур датчика і довкілля. Важливим наслідком існування явища теплової інерції термометру є те що при безперервному вимірюванні температури в свердловині покази термометру відстають від зміни істинної температури на величину $\Delta T = \Gamma \cdot v \cdot \tau + (T_{\Gamma} - T_0 + \Gamma \cdot v \cdot \tau) \cdot e^{-t/\tau} \approx \Gamma \cdot v \cdot \tau$ (де: Γ – геотермічний градієнт, v і T_{Γ} – швидкість спуску і початкова температура термометру).

Для вирішення ряду завдань термокаротажу точне вимірювання абсолютних значень температур не є конче необхідним – часто достатнім є

визначення малих змін температурних градієнтів і фіксація малоамплітудних варіацій температури відносно кривої середнього градієнту. Для досягнення цієї мети використовують диференціальні термометри (термоградієнтометри і аномалій-термометри), в яких є декілька чутливих елементів, розташованих на відстанях 1-2 м один від одного, а різниця температур вимірюється за допомогою електричних схем. При цьому у термоградієнтометрах теплова інерція обох чутливих елементів має бути рівною і якомога меншою, а відмінність опорів є пропорційною градієнтові температур. Що ж стосується аномалій-термометрів, то в них один чутливий елемент має малу теплову інерцію, а два інших - на два порядки вище. Якщо температура в свердловині зростає лінійно, а швидкість руху термометра є постійною, різниця температур датчиків буде пропорційною до геотермічного градієнта, швидкості руху і відмінності постійних часу: $\Delta T = -G \cdot v \cdot (\tau_{B1} - \tau_{M1}) \approx -G \cdot v \cdot \tau_{M1}$ (де τ_{B1} і τ_{M1} – постійні часу датчиків з великою і малою тепловою інерцією, відповідно).

В районах з високими значеннями теплових потоків, наприклад в вулканічних областях, виконуються прямі виміри теплового потоку з допомогою тепломірів. На жаль, їх низька чутливість не дозволяє використовувати тепломіри в областях з середніми і низькими щільностями теплового потоку.

Появу тепловізорів (*теплобачення* – метод інтроскопії за якого зображення предметів отримують за допомогою теплових (інфрачервоних) променів відбитих від об'єкту, або випромінених ним) слід вважати одною з найбільш революційних змін в галузі отримання інформації про оточуючий нас світ – ми отримали можливість бачити в самому інформативному (абсолютно всі процеси пов'язані з перетворенням енергії, а відтак з - появою полів температур в об'єктах які беруть участь в реакції чи знаходяться поблизу) діапазоні хвиль. Таким чином, досліджуючи середовище в цьому діапазоні хвиль ми маємо можливість бачити все навколо в енергетичній взаємодії. На сьогоднішній день технологія створення тепловізорів дійшла до створення відеокамер даного мікрохвильового діапазону з виведенням зображення на екран або дисплей комп'ютера, і обробкою зображення програмними фільтрами в реальному часі. Чутливість тепловізорів досягає кількох сотих часток градуса.

Для аерокосмічних і польових радіотеплових і інфрачервоних зйомок виготовляють тепловізори, які працюють у тих або інших ділянках спектру довжин електромагнітних хвиль від мікрометрового до міліметрового діапазону. Фоточутливим елементом (фотодетектором) тепловізору є особливі кристали, чутливі до електромагнітного випромінювання хвиль певної довжини. Одною з головних характеристик за якими класифікують тепловізори є спосіб охолодження детектора: в рідкому азоті або гелії (за температур < 70 К досягається висока чутливість і безінерційність), або з застосуванням *елементів Пельтьє* (Peltier, Жан Шарль, 1785-1845, відкрив у 1834 році ефект виділення чи поглинання тепла при проходженні струму через контакт 2 різних провідників; елементи Пельтьє - напівпровідники які створюють перепад температур при пропусканні через них струму). Тепловізори на базі елементів Пельтьє є портативними і використовуються для польових досліджень. Їх основні технічні характеристики: спектральний діапазон – 3-15 мкм, діапазон вимірювання температур від 253 К до 1700 К, чутливість (при температурі

303 К) – 0,05 К.

Тепловізори-спектрометри містять пристрої для спектрального розділення прийнятих випромінювань і наступної їх обробки за допомогою ЕОМ. У тепловізорах для аерокосмічної зйомки є скануючий електронно-механічний пристрій для розгортки фотодетектора перпендикулярно до напрямку польоту, щоб здійснити розгортку зображення по рядкам і кадрам, тобто провести оглядову зйомку.

6.4 Основні методи терморозвідки і приклади їх застосування

Терморозвідка надає дуже важливу кількісну інформацію для розуміння і моделювання геодинамічних процесів в геосферах і для оцінки енергетики геолого-геофізичних явищ – саме в цьому полягає фундаментальне значення вивчення теплового поля. Не менш важливими є і прикладні аспекти геотермічних досліджень, які пов'язані, з одного боку, із застосуванням терморозвідувального методу пошуку і розвідки родовищ, а із другого - з оцінкою геотермальних ресурсів для їх використання в енергетиці і теплопостачанні.

Існує ряд підходів до класифікації методів терморозвідки. Так, за технологією і місцем проведення робіт виділяються аерокосмічні, польові, акваторіальні, підземні методи, а за досліджуваними об'єктами і вирішуваними задачами - глибинна, регіональна, розвідувальна, інженерна, екологічна терморозвідка тощо. Основними методами терморозвідки є: радіотеплові (РТЗ) і інфрачервоні (ІЧЗ) зйомки; регіональні термічні дослідження на суші і в акваторіях; локальні пошуково-розвідувальні термічні дослідження; інженерно-гідрогеологічні термічні дослідження; термічний каротаж; методи штучних теплових полів при роботах на акваторіях і в свердловинах.

6.4.1 Радіотеплові і інфрачервоні зйомки

Аерокосмічні дистанційні радіотеплові (РТЗ) і інфрачервоні (ІЧЗ) зйомки є специфічними методами терморозвідувальних досліджень, результати яких широко використовуються для дослідження природних ресурсів Землі і, зокрема, для вивчення районів активного вулканізму і гідротермальної діяльності, геологічного картування і пошуків деяких корисних копалин, інженерно-геологічних і гідрогеологічних зйомок, вирішення задач ґрунтознавства і меліорації, вивчення снігового і крижаного покриву, динаміки ландшафтів, охорони природного середовища і вирішення інших задач.

Методика радіотеплових (РТЗ) і інфрачервоних (ІЧЗ) аерокосмічних зйомок практично така ж, як і при фототелевізійних зйомках. Цінною їх перевагою є можливість проведення зйомки в темряві, а при відповідному виборі довжин хвиль - і практично при будь-якій погоді. Наприклад, в інфрачервоному діапазоні виявлений ряд "вікон прозорості": 0,95...1,05; 1,2...1,3; 1,5...1,8; 2,1...2,4; 3,3...4,2; 4,5...5,1; 8...13 м⁻⁶ тощо, на яких можна вести зйомки в різних погодних умовах (наприклад, багатоканальний скануючий пристрій МСУ-В, встановлений на космічному апараті "Океан-О", здійснював зйомку з просторовим розрізненням 50-250 м на каналах з довжиною хвиль: 0,48...0,52 м⁻⁶; 0,54...0,61 м⁻⁶; 0,63...0,73 м⁻⁶; 0,78...0,92 м⁻⁶; 0,92...0,99 м⁻⁶;

1,47...1,62 м⁻⁶; 2,06...2,38 м⁻⁶; 10,6...12,0 м⁻⁶ [7]). Аномалії на отриманих знімках формуються за рахунок теплових потоків із надр, екзотермічних процесів на денній поверхні (див. рис. 6.6) і відбиття сонячної енергії. Вони залежать від оптичних, теплових і, меншою мірою, електромагнітних властивостей гірських порід верхньої частини геологічного середовища. Радіотеплові й інфрачервоні зйомки ускладнені термічними перешкодами, пов'язаними з нерівномірним тепловим обміном земної поверхні з атмосферою, змінами кліматичних і метеорологічних умов, станом атмосфери та дією інших чинників. Опрацювання і інтерпретація радіотеплових і інфрачервоних знімків загалом такі ж, як і при дешифруванні знімків видимого діапазону (аерокосмознімків).

Застосовуваний в Російській Федерації при складанні геотермічних карт дистанційний геотермічний метод, первинною інформацією для реалізації якого слугують багаторазові інфрачервоні аерокосмічні зйомки масштабу 1:1 000 000 – 1:200 000 і дані метеорологічних спостережень для того ж часового проміжку [3,9], дозволяє отримувати інформацію щодо величини конвективного теплового потоку, теплової інерції та швидкості випаровування вологи з денної поверхні (похибки алгоритму складають 3 Вт/м², 100 Дж/(м²·с^{0,5}·К.) та 0,1 мм/добу, відповідно).

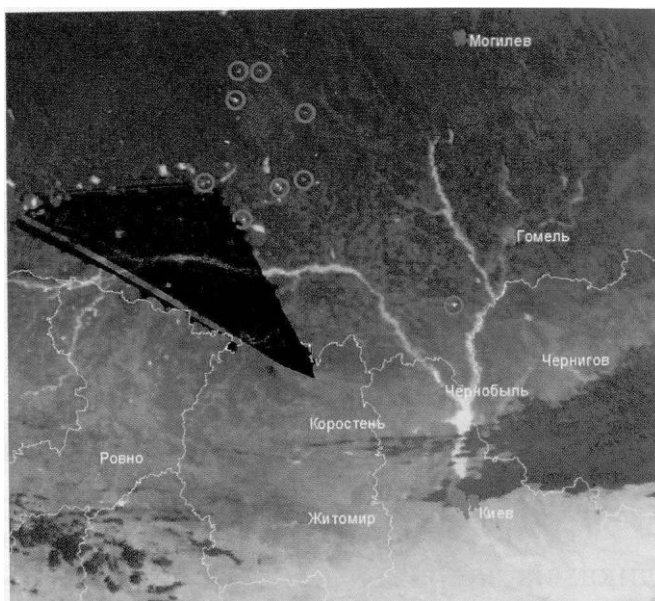


Рисунок 6.6 – Лісові пожежі в південній Білорусії 12.06.2000. Комбінація 3 інфрачервоних каналів космічного апарату "NOAA". Ділянки з пожежами мають екстремально високий рівень інфрачервоного випромінювання в діапазоні 3,55...3,93 м⁻⁶ і проявляються на рисунку яскравими крапками [7]

Отримані дані з успіхом застосовуються для: геотермічного районування (з визначенням сучасних областей і палеопозицій посиленої мантийної конвекції),

для виділення локальних аномалій конвективного теплового потоку (в тому числі при пошуках геотермальних ресурсів), космічної спектроскопії в тепловому діапазоні спектру (уточнення просторової поширеності сульфатів, карбонатів, кварцвісних порід і сірки), для космічного моніторингу теплового балансу міст і стану земель та рослинності.

За даними НДЦ екологічної безпеки РАН [9] на площах які сумарно складають близько 5-10 % від всієї території Бореальної зони Європейської частини Росії конвективний виніс ендегенного тепла досягає десятків Вт/м² (на три порядки перевищуючи зафіксовані по вимірам у свердловинах величини кондуктивного теплового потоку). Площі з аномальною величиною конвективного теплового потоку тут мають вищу сільськогосподарську продуктивність, їх реліктові фітоценози є відносно теплолюбними і не характерні для зони тайги.

Наземні і маловисотні аерозйомки із використанням тепловізорів дозволяють достатньо надійно виділяти (за зростанням чи зниженням тепловиділення) місця розвитку деформацій і різноманітних порушень в однорідних масивах та інженерних конструкціях. Дуже інформативною є інфрачервона зйомка теплотрас, каналізацій, різноманітних підземних комунікацій.

6.4.2 Регіональна терморозвідка

Регіональні термічні дослідження слугують встановленню термічного режиму і стану надр Землі, що є важливим джерелом інформації для геофізики і теоретичної геології. Отримана кількісна інформація є необхідною як для моделювання геодинамічних процесів в літосфері, так і для оцінки енергетики геологічних явищ. Сутність регіональних термічних досліджень зводиться до високоточних (похибка не більш як 0,01 K) кількарізних вимірювань температур або її змін у глибоких свердловинах, гірських виробітках і донних осадах озер, морів і океанів. Складені графіки температур використовують для розрахунків геотермічних градієнтів і теплових потоків, складання карт відповідних масштабів тощо (див. рис. 6.7). Щоб виключити вплив сезонних коливань температур, виміри на суші ведуть на глибинах понад 50 – 100 м, а на акваторіях - на глибині понад 300 м.

При проведенні геотермічних досліджень в свердловинах, незалежно від використовуваної апаратури, слід дотримуватись певних специфічних вимог з підготовки свердловин до вимірювань.

Так, у зв'язку з порушенням при бурінні свердловин температурної рівноваги (величина порушення залежить від часу і способу буріння, умов циркуляції промивальної рідини, умов продувки повітря тощо), при вивченні локальних теплових аномалій свердловина має відстоятися, конкретний часовий проміжок визначається в залежності від типу аномалій і технології буріння, складаючи від кількох десятків годин до кількох місяців. Крім того, слід запобігати перемішуванню води, у зв'язку з чим вимірювання проводять при спусканні термометра. Вивчення природного теплового поля передбачає ще більш тривалий час відстою свердловини, метою якого є прийняття буровим розчином (свердловинною рідиною) температури оточуючих порід. Необхідний проміжок часу (t) визначається за радіусом свердловини (R) і температуропровідністю (a) рідини, а також необхідною точністю вимірювань:

$$t = -\frac{R^2}{4 \cdot a} \cdot \frac{1}{\ln\left(1 - \frac{\Delta T_B}{\Delta T_0}\right)}$$

де ΔT_0 і ΔT_B - різниці температур на осі свердловини і в пласті на початковий момент часу і після відстою.

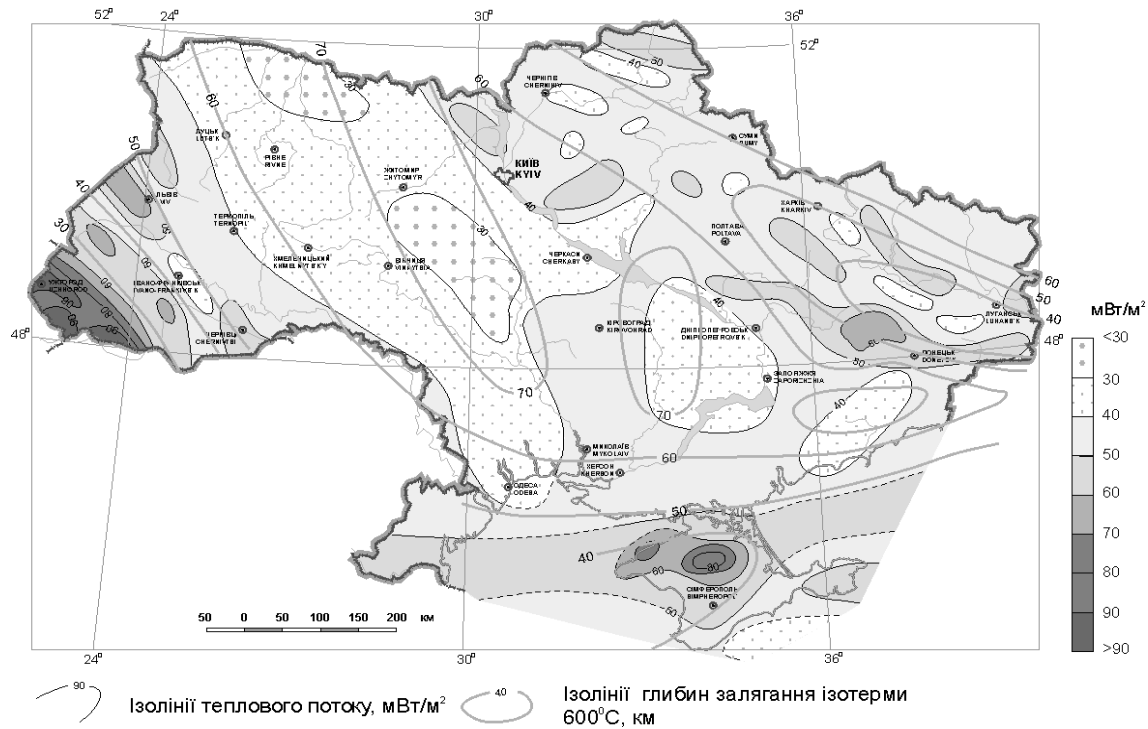
Крім вказаних чинників, на швидкість відстоювання свердловини впливає технологія і тривалість буріння: при бурінні неглибоких свердловин без циркуляції промивальної рідини температура в забої вирівнюється вже через кілька годин, а технологія проходки нафтових і газових свердловин обумовлює дуже значні зміни температури. Експериментально доведено що найменшу похибку дає вимірювання температури забою, для якого терміну в декілька годин після завершення циркуляції достатньо для відведення додаткової кількості тепла що виділилась при руйнуванні порід.

Підрахунки теплового потоку за середнім градієнтом температур між денною поверхнею та забоем свердловин передбачають якомога більш точне визначення поверхневої (середньо-багаторічної) температури, яка встановлюється за даними метеостанцій та результатами спеціальних досліджень в неглибоких свердловинах (шляхом екстраполяції на денну поверхню вимірів температури на глибинах нижче шару сезонних коливань).

Побудова карт теплового потоку ускладнюється нерегулярністю сітки спостережень, мінімальною вимогою до щільності якої є наявність хоча б одного визначення на 1 см² карти. Таким чином масштаб досліджень напряду залежить від кількості свердловин в яких проводились геотермічні дослідження. Важливим чинником є також рівномірність розподілу свердловин по площі досліджень. Так, за даними В.В.Гордієнко (В.В.Гордієнко та ін., 2002) попри те що загальна кількість визначень теплового потоку на території України складає близько 12000, чого достатньо для побудови карт масштабу 1:700 000, вкрай неоднорідна щільність сітки досліджень (половина точок спостережень розташована в Донбасі, а ще близько 20 % - в ДДЗ) не дозволяє будувати карти України в масштабі крупнішому за 1:2 500 000. Водночас, для добре досліджених територій можлива побудова значно детальніших карт: 1:200 000 для Донбасу в цілому і навіть 1:25 000 для окремих його районів.

Як на етапі підготовки до терморозвідувальних досліджень так і на стадії інтерпретації даних слід враховувати широкий перелік чинників що впливають на величину виміряних параметрів. Зокрема, на спостережені величини теплового потоку впливає комплекс різноманітних приповерхневих чинників, трактування яких як перешкод чи локальних аномалій визначається поставленими задачами. Головними з них є: палеоклімат, вертикальні перетікання вод і флюїдів, інтенсивне осадконакопичення, негоризонтальність границь розділу середовищ з різною теплопровідністю, насуви, тощо.

Так, за даними фахівців ІГФ НАН України [12], відхилення температур на денній поверхні від сучасних на території України за останні 1,2 млн. років знаходяться в діапазоні -8,5...+4 К. Їх вплив на температурний режим глибинних шарів розраховується як сума ефектів окремих поверхневих імпульсів, величина поправки зростає при збільшенні тривалості і амплітуди температурної аномалії.



В багатьох випадках достатнім є внесення палеокліматичних поправок в величину теплового потоку (в неглибоких свердловинах на УЩ їх величина може досягати 15 мВт/м^2) лише за останні 500 тис. років.. Дуже цікаві результати отримані в Сибірському відділенні РАН, де за результатами інтерпретації термограм свердловин встановлені вікові тренди зміни температури денної поверхні на півдні Сибіру в період з 1500 по 2000 рр. Проведені А.Д.Дучковим і Л.С.Соколовою розрахунки зафіксували наявність процесу безперервного зростання середньорічних температур, яке склало за даний період 1 К, при цьому в XIX сторіччі температура зросла на 0,2 К, а в XX – на 0,6 К. Виявлення подібних трендів в інших регіонах світу свідчать про природне походження процесу глобального потепління, і другорядну роль антропогенного вкладу в нього.

Дуже значим на величину спостереженого теплового потоку є вплив комплексу гідрогеологічних чинників. Конвективний переніс водними потоками обумовлює часто дуже значні похибки при визначенні геотермічного градієнту на малих та середніх глибинах (перші кілометри). Водночас, як і в попередньому випадку, саме обумовлені гідрогеологічними особливостями аномалії теплового поля можуть представляти значний власний науковий та практичний інтерес (часто сам факт руху підземних вод встановлюється за даними терморозвідки). Найзначнішими з цієї групи чинників є (за В.В.Гордієнко та інші [12]):

1) випаровування ґрунтової вологи - вплив відносно незначний при глибинах залягання дзеркала ґрунтових вод понад 6 м, однак вже при глибині залягання близько 2 м формується негативна аномалія на поверхні в $0,7...0,8 \text{ К}$ (вплив на температуру глибоких горизонтів тим більший чим більша тривалість існування аномалії);

2) інфільтрація метеорних вод, яка призводить до зменшення теплового потоку вище водотривів, для першого водотриву величина утвореної аномалії пропорційна коефіцієнтові інфільтрації ($K_{\text{інф}}$) та річній сумі опадів (V_0): $q_{\text{ан}} = -\Gamma \cdot h_{\text{в}} \cdot C_p \cdot K_{\text{інф}} \cdot V_0$ ($h_{\text{в}}$ і C_p – глибина залягання водотриву і об'ємна теплоємність води при постійному тиску), вплив інфільтрації на глибші горизонти менший, однак, як показано на прикладі однієї з свердловин ДДЗ в [12], на глибинах від 0,5 км до 3 км може досягати $-2...-10 \text{ мВт/м}^2$;

3) перетікання води в слабконапірних горизонтах, яке створює температурну аномалію в межах водоносного горизонту і обумовлює викривлення поля температур над ним, величина і знак аномалії залежать від температури води і кількісних параметрів водотоку;

4) фільтрація вод з горизонтів з аномально високим тиском в вищезалягаючі породи призводить до завищення значень спостереженого теплового потоку в них, величина поправки може досягати $5...10 \text{ мВт/м}^2$ і є пропорційною до температурного градієнту, перепаду тиску і коефіцієнту проникності водотриву кривлі;

5) перетікання води між водоносними горизонтами по лінійним зонам високої проникності (зони розломів).

Слід, зрештою, згадати й аномалії техногенного походження. Так, процеси випаровування обумовлюють зниження температури на поливних землях Степового Криму порівняно з сусідніми ділянками на $0,5...0,6 \text{ К}$. А відкачка вод призводить до пониження температури порід водоносного пласта приблизно

на 0,7...1,2 K, при цьому температурна аномалія поширюється не лише вгору від водозабору, але й в межах сформованої депресійної воронки.

Формування значимих близкоповерхневих аномалій теплового потоку у зв'язку сучасними седиментаційними процесами є характерним для морських басейнів. Ці аномалії обумовлені суперпозицією впливів різного спрямування достатньо розмаїтого комплексу чинників, серед яких: відмінність температури щойно сформованих осадків від температури донних порід, коливання температури придонних вод (обумовлені як глибинними течіями так і рельєфом дна), радіогенна генерація тепла в осадках, екрануючий ефект турбідитових потоків, висхідні потоки мулових розчинів тощо.

Безумовним є вплив на формування регіональних аномалій теплового поля комплексу структурних чинників обумовлених як особливостями будови і складу приповерхневих горизонтів так і будовою глибинних шарів земної кори. Провідну роль в даному випадку відіграє наявність в складі розрізу потужних шарів порід з аномальною кондуктивною та конвективною теплопровідністю і складною морфологією меж розділу (таких як соляні куполи в ДДЗ), а також формування в недалекому (в геологічному розумінні) минулому насувів, вплив яких на поле температур ще не компенсований.

Схематична модель формування аномального теплового потоку в областях розвитку тектонічних покрів, розроблену В.І.Горним за результатами геотермічних досліджень Уральської складчастої структури представлено на рис. 6.8. Близьким до даної моделі є розподіл температур в Карпатській нафтогазовій провінції, встановлений за дослідженнями поля температур у структурних і розвідницьких (на нафту і газ) свердловинах (див. рис. 6.9). Наведений розподіл температур по свердловинам наочно демонструє суттєву відмінність геотермічних градієнтів температур в межах регіону, значення якого на Волино-Подільській плиті вдвічі нижчі ніж в Закарпатському прогині.

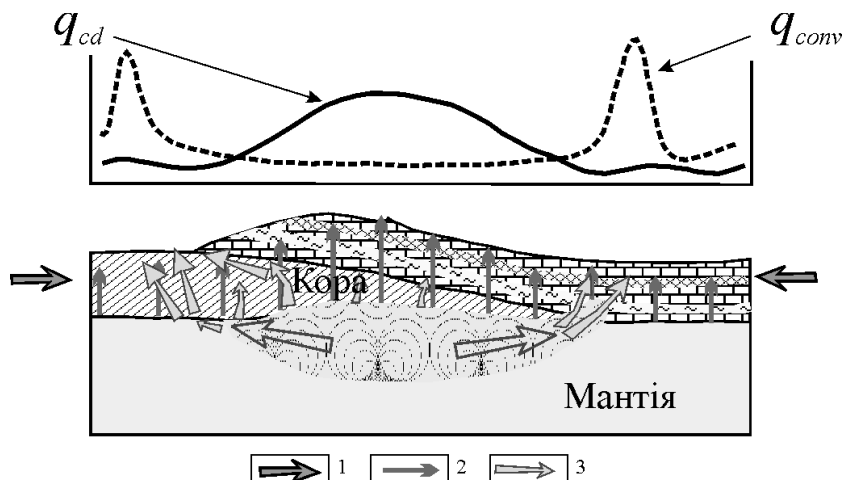


Рисунок 6.8 - Модель тепловіддачі та розподіл кондуктивного (q_{cd}) та конвективного (q_{conv}) теплового потоків в областях тектонічних покрів. За В.І.Горним (2002)

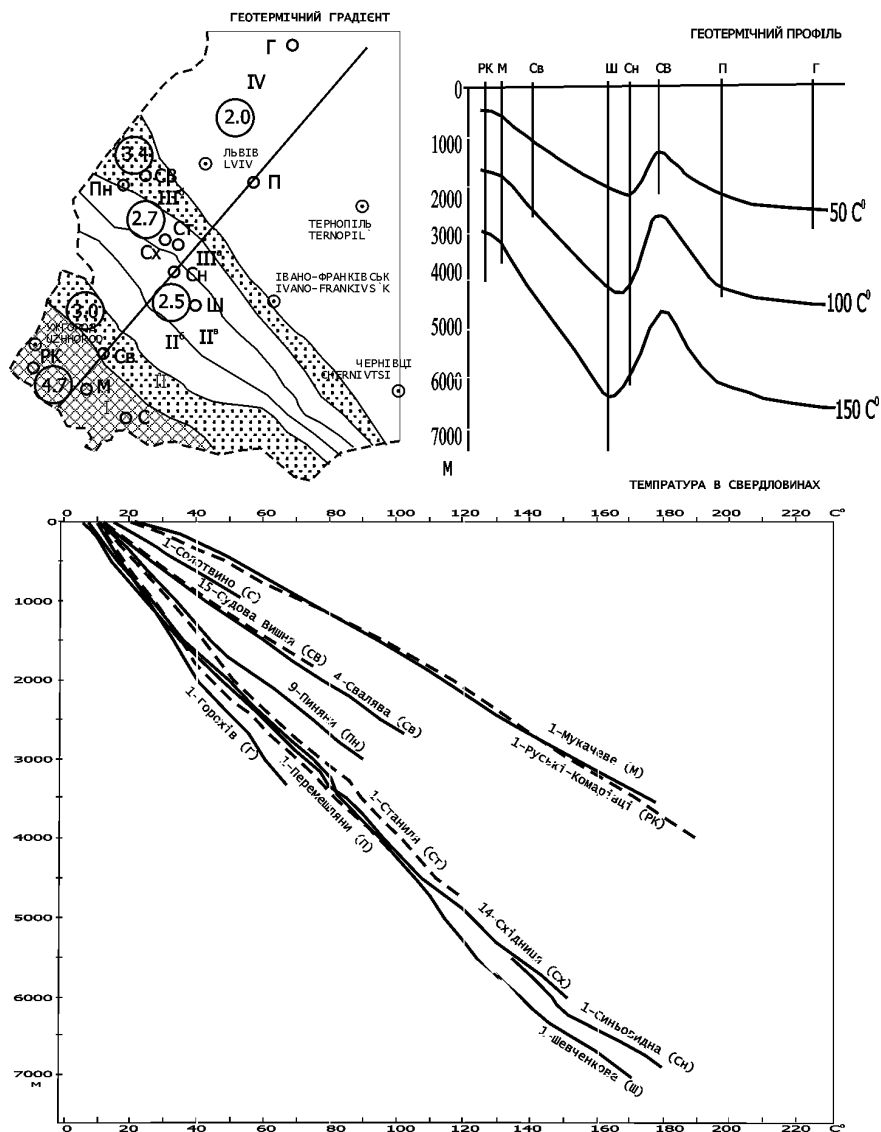
1 – відносні напрямки руху літосферних плит, 2 - кондуктивний тепловий потік, 3 – напрямки конвективного виносу ендегенного тепла.

Здійснювані зусиллями ІГ НАН України, виробничими організаціями Державної геологічної служби та “Нафтогазу України” впродовж останніх 40 років дослідження теплового поля в понад 120 000 свердловин, дозволили накопичити достатньо значний обсяг інформації щодо особливостей регіонального теплового поля в межах України. Створено ряд карт (переважно під редакцією Р.І.Кутаса та В.В.Гордієнка) спостереженого і глибинного теплового потоку, а також розподілу температур на різних глибинних зрізах масштабів 1:5 000 000 і 1:2 500 000 для всієї території України, а також масштабів 1:1 000 000 і 1:200 000 - для ДДЗ, Донбасу, Карпатського регіону, Криму тощо. Одну з таких карт, яка ілюструє розташування в межах України регіональних аномалій теплового потоку та ізоліній глибин залягання геотерми 600°C продемонстровано на рис. 6.7. Визначені в межах України величини теплових потоків відповідають загальним закономірностям встановленим для теплового поля Землі: мінімальні величини теплового потоку (0,02...0,04 Вт/м²) характерні для Українського щита, а максимальні (від 0,07 до 0,12 Вт/м²) – переважають в областях мезозойсько-кайнозойської активізації. Ряд додаткових аномалій (інтенсивністю від 0,01...0,02 Вт/м² до 0,02...0,04 Вт/м² в межах УЩ, ДДЗ тощо, на думку [12], мають досить молодий вік (0,05...5 млн. р.), і відповідають сучасній активізації. Проведені В.В.Гордієнко розрахунки дозволяють припустити, що тепловий фронт глибинних джерел в цих випадках ще не досяг приповерхневої зони і аномалії ГТП фіксуються тільки поблизу глибинних розломів, де тепло транспортується рухом флюїдів.

Глибина занурення ізотерми 600°C має суттєве значення для інтерпретації регіональних магнітних аномалій оскільки віддзеркалює умови, на яких можливе збереження магнітних властивостей аномалеутворюючих порід. Враховуючи що глибина ізотерми 600°C складає в межах Українського щита і його схилів до 60-70 км (при середній потужності земної кори 44 км), а в Закарпатському прогині - 25-30 км, можна вважати, що в магнітному полі практично на всій території проявляються магнітоактивні утворення земної кори, а в межах УЩ – й утворення верхньої мантії.

Особливе значення мають регіональні палеотемпературні реконструкції при виділенні площ перспективних на нафту та газ, підґрунтям чого є приуроченість формування нафти і газу до визначених температурних умов. Доведено [16] що найбільш інтенсивне формування рідких вуглеводнів відбувається в температурному інтервалі від 330 К до 400 К, а газоподібних - від 400 К до 590 К, при швидкості нагрівання 1-10 К/млн. років (див. рис. 6.10) . Відтак температура є одним з найважливіших чинників що впливають на процеси нафто- і газогенерації, і для прогнозу потенційної нафтогазоносності необхідне знання термальної історії басейну: важливо знати не тільки величину температурного максимуму порід в минулому, а й зміну температури з часом.

Регіональні термічні дослідження слугують також цілям вивчення геотермічних ресурсів і виявлення ділянок, перспективних для використання глибинного тепла в якості джерела енергії.



I – Закарпатський прогин, II – Складчасті Карпати (а - Ужорсько-Дуклянська, б – Центральна, в – Скибова зони), III – Передкарпатський прогин, IV – Волино Подільська плита, Сverdловины: РК - Руські Комарівці, М – Мукачівська, Св – Свалявська, Ш - Шевченково, Сн – Синевидна, Ст – Станія, Сх – Сходниця,

Пн – Пиняни, СВ – Судова Вишня, П – Перемишляни і Г - Горохів, 2.0 – величина температурного градієнту, К/100 м

Ці ділянки розташовуються в районах із підвищеним і тепловим потоком (понад 0,1 Вт/м²), і геотермічним градієнтом (5-20°C на 100 м). У таких районах на глибинах понад 1 – 3 км можуть знаходитися скупчення або парогідротерм, або термальних вод, або прогрітих порід. В даний час використовують не тільки парогідротерми і термальні води, але і підземні теплові казани, тобто зони зруйнованих перегрітих порід, куди можна закачувати воду і після її нагрівання використовувати для одержання електроенергії, теплофікації й інших цілей. Здійснене на сьогоднішній [12] районування території України показало, що хоча загальні геоенергетичні ресурси України приблизно у 20 разів перевищують усі запаси горючих копалин на її території, реальні (при глибинах буріння не більш як 6 км) умови для видобутку пари є лише в зоні максимальних аномалій глибинного теплового потоку Закарпаття (понад 120 мВт/м²) та, зокрема, в Криму (де вже, до речі, розроблено проект створення ГеоТЕС потужністю 25 Мвт на півострові Тарханкут).

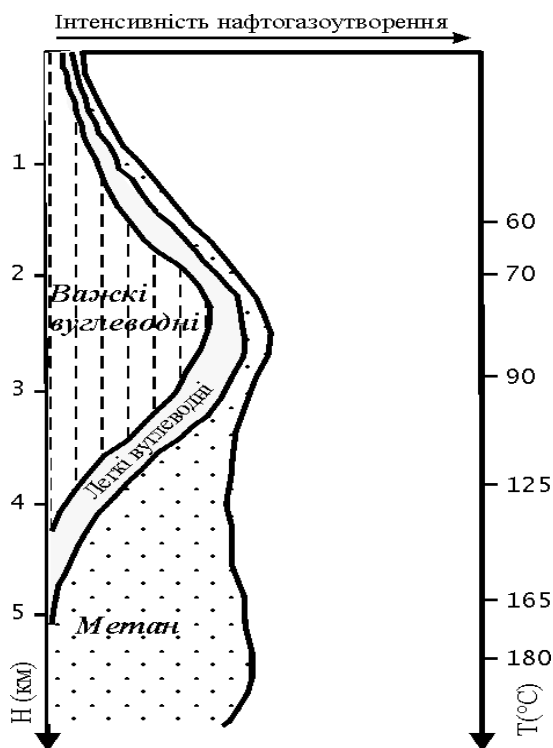


Рисунок 6.10 – Залежність інтенсивності нафтогазоутворення від температури
(за Kantsler A.J., Smith G.C. & Cook A.C. [15])

6.4.3 Терморозвідка в акваторіях

Геотермічні дослідження в акваторіях дозволяють вирішувати ряд теоретичних і практичних задач, серед яких – визначення глибинного теплового потоку, пошуки покладів нафти та газу, визначення місць розвантаження континентальних, гідротермальних вод та стічних промислових вод тощо.

При терморозвідці в акваторіях океанів, морів та озер вимірюються абсолютні температури в придонних осадах на глибині 1-1.5 м. Вимірювання здійснюються по окремим станціям в період перебування судна в дрейфі. Основною апаратурою є дистанційні термозонди (типу ТГС- 1, який забезпечує вимірювання температури осадків з точністю до 0,01 К) та цифрові градієнтметри (типу АЦТМ-1, нижня межа чутливості якого складає $5 \cdot 10^{-4}$ К). Одночасно з вимірюванням температури осадків на кожній станції вимірюється температура придонної води. При цьому, на ділянках де глибина водного шару не перевищує 50 м в опорних пунктах має фіксуватись часова зміна поля температур. Одночасно на станціях зондування відбирають колонки керну для вимірювання інженерно-геологічних та теплофізичних властивостей осадків, щоб забезпечити комплексування геотермічних досліджень з вивченням латеральної мінливості літології та фізичних властивостей донних осадових відкладів.

Методика визначення глибинного теплового потоку, так само як і при регіональних дослідженнях на суші, базується на незалежному вимірюванні градієнту температур і теплопровідності донних відкладів (методика нестационарного голкового зонду дозволяє забезпечити вимірювання теплопровідності з точністю до 2,5 % відн.). Загальна інструментальна та методична похибка вимірювання величини теплового потоку складає 10-15 %.

6.4.4 Локальні терморозвідувальні дослідження

Локальними слід вважати терморозвідувальні дослідження масштабів 1:25 000 і крупніше, за яких температури вимірюються в шпурах глибиною до 1 м, або неглибоких свердловинах (до 10 – 20 м), здійснюється тепловізійна зйомка геологічних та штучних об'єктів, а також проводиться вивчення окремих свердловин. Ці дослідження мають прикладне застосування при вивченні родовищ корисних копалин і геологічного середовища.

У комплексі з іншими наземними і підземними геофізичними методами на рудних, вугільних, нафтових і газових родовищах використовується і терморозвідка. Температури порід вимірюють у свердловинах наземного і підземного буріння. Систему спостережень пристосовують до наявної мережі свердловин, оскільки спеціальне буріння свердловин для терморозвідки економічно не вигідне і проводиться лише зрідка. Температури вимірюють у різних інтервалах глибин свердловини.

По виміряним природним температурам будують графіки їх зміни з глибиною, а для постійних глибин – з часом. Із спостережених температур бажано виключити варіації теплового поля, а також врахувати вплив таких чинників, як розігрів порід при бурінні, вплив промивальної рідини, вентиляція гірських виробіток, посилене окислення руди і вугілля, розкритих гірськими виробітками тощо. При достатній густоті точок спостережень по латералі будують карти ізотерм (постійних температур) для однакових глибин, карти середніх геотермічних градієнтів тощо.

Інтерпретація геотермічних профілів і карт звичайно носить якісний характер і зводиться до виділення локальних аномалій термічного поля і їх зіставлення з аномаліями інших геофізичних методів, а також із геологічними матеріалами.

Застосування методів регіонального теплового поля дозволяє розчленувати розріз свердловин за тепловим опором (за відомою щільністю регіонального теплового потоку і геотермічними градієнтами інтервалів), а за локальним тепловим полем – розташування в розрізі таких джерел температурних аномалій як пласти вугілля, сульфідні руди і легкорозчинні солі, водо- і газонасичені пласти (із виділенням інтервалів притоку і поглинання).

Особливий інтерес викликає визначення швидкості фільтрації підземних вод. Як відзначалося вище, тепловий потік в умовах помітної конвекції тепла за рахунок підземних вод залежить від геотермічного градієнту, коефіцієнту температуропровідності і швидкості фільтрації підземних вод. В сприятливих умовах терморозвідка дозволяє визначати швидкість коефіцієнт фільтрації підземних вод. Для виявлення місць фільтрації вод із водоймищ, каналів, рік і стволів свердловин, а також інтервалів, де вплив відсутній, можна використовувати вимірювання природних теплових полів. Ділянки зосередженої фільтрації виділяють по температурних аномаліях, знак яких залежить від температурного режиму акваторій. Більш чіткі результати одержують при штучному електричному підігріві води, наприклад, у свердловині. По швидкості відновлення температур можна не тільки якісно виявити місця впливів, але й оцінити швидкості фільтрації.

Тепловізійні зйомки дозволяють надійно картувати аномалії конвективних теплових потоків природного і техногенного походження (ці методи є одними з найефективніших при визначенні стану систем водопостачання міст, вивченні теплового забруднення, виявленні місць скиду відходів промислових і сільськогосподарських підприємств.), а також досліджувати стан (мікротріщинуватість) інженерних споруд.

Використання методів штучного теплового поля (вивчення стаціонарних процесів теплообміну між гірськими породами і свердловиною) дозволяє диференціювати породи за їх температуропровідністю.

Терморозвідувальні методи є провідним при пошуках 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 складати 50 %, при цьому на сьогодні практичне значення мають гідрогеотермальні ресурси. Геотермальна енергія використовується для теплопостачання і гарячого водопостачання міст, а також для живлення геотермальних електростанцій. Родовища термальних вод приурочені до парогідротермальних систем і резервуарів з термальною водою ("теплових казанів"), які виділяються за підвищеними значеннями теплопровідності, температури, геотермічних градієнтів і теплових потоків (формується геотермічні аномалії). В залежності від природних фізико-геологічних умов здійснюють дрібно-, середньо- і крупномасштабні термічні зйомки із згущенням сітки над резервуарами термальних вод. Основними методами пошуків термальних вод є аерогеофізичні (інфрачервоні) зйомки; шпурова і свердловинна терморозвідка.

Література

1. Геотермические исследования / Ред. Е.А. Любимова. – М.: Наука. - 1964. – 184 с.
2. Глибинна будова та літосфера України. Атлас / М.М.Байсарович, О.Ю.Митропольський, І.С.Чуприна та ін. Відп. ред. Д.С.Гурський. – К.: "Географіка" – 2002. – 55 с.
3. Горный В.И. Дистанционный геотермический метод. – Научно-исследовательский центр экологической безопасности РАН, 2002 (интернет).
4. Космос – Україні: Атлас тематично дешифрованих знімків території України з українсько-російського космічного апарата "Океан-О" та інших космічних апаратів / під ред. В.І.Лялька та О.Д.Федоровського. – К.: НКАУ. – 2001. – 106 с.
5. Кутас Р.И., Гордиенко В.В. Тепловое поле Украины. - К.: Наук. думка. – 1971. – 142 с.
6. Лыков А.В. Теория теплопроводности. - М.: Высш. шк. , 1967. – 599 с.
7. Международный научный форум геотермиков – отражение расширяющегося международного сотрудничества ученых //А.О. Глико, Б.Г. Поляк, Ю.А. Попов, М.Д. Хуторской. Официальный сайт РАН. 1999 (интернет).
8. Моделирование теплового поля континентальной литосферы /Кутас Р.И. Цвященко В.А., Корчагин И.Н.; Отв.ред. Е.Г.Булах. – К.: Наук.думка, 1989. –192 с.
9. О геотермической причине биоразнообразия и биопродуктивности в Бореальной зоне // Горный В.И., Киселев А.В., Крицук, С.Г., Теплякова Т.Е., Черникова С.А. – Научно-исследовательский центр экологической безопасности РАН. (интернет).
10. Пантелеев В.Л. Физика Земли и планет. Курс лекций. – Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова. Физический факультет. Москва, 2001 (интернет).
11. Резванов Р.А. Радиоактивные и другие неэлектрические методы исследования скважин. Учебник для вузов. – М.: Недра, 1982. – 368 с.
12. Тепловое поле территории Украины / В.В.Гордиенко, И.В.Гордиенко, О.В.Завгородняя, О.В.Усенко. – К.: Знання України, 2002. – 168 с.
13. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика / под ред.Н.Б.Дортман.- М.: Недра, 1984. – 455 с.
14. Хмелевской В.К. Геофизические методы исследования земной коры. - Международный университет природы, общества и человека "Дубна", 1997. (интернет).
15. Kantsler A.J., Smith G.C. & Cook A.C., 1978 Lateral and vertical rank variation: Implication for hydrocarbon exploration // Australian Petroleum Exploration Association Journal 18 (1), pp. 143-156.

Питання для самоконтролю

1. Які основні завдання покликані вирішувати терморозвідувальні методи?

2. При пошуках яких видів корисних копалин методи терморозвідки є провідними?
3. Охарактеризуйте можливості застосування терморозвідки для характеристики антропогенного впливу на стан довкілля.
4. Вплив яких джерел теплової енергії є визначальним при формуванні поля температур на поверхні Землі?
5. Назвіть основні відмінності формування теплового потоку в ділянках з континентальним та океанічним типом кори.
6. Проаналізуйте зміну ролі основних джерел тепла за час існування Землі.
7. Проаналізуйте взаємозв'язки теплової еволюції Землі та еволюції атмосфери, гідросфери і літосфери.
8. Проаналізуйте зв'язки між складом порід і генерацією тепла.
9. Чим обумовлені процеси теплопереносу? Порівняйте роль основних видів теплопередачі в різних геосферах.
10. Охарактеризуйте чинники що впливають на величину теплопровідності гірських порід і геологічних тіл.
11. Проаналізуйте роль конвективного теплопереносу в різних геологічних умовах.
12. За яких умов зростає роль променевого теплопереносу?
13. Яким чином теплофізичні характеристики порід впливають на формування поля температур?
14. Назвіть і коротко охарактеризуйте основні аномалеутворючі чинники в верхніх шарах літосфери.
15. Дайте обґрунтування існуючих вимог з підготовки свердловин до виконання геотермічних досліджень.
16. Назвіть основні сфери застосування теплових та інфрачервоних зйомок.
17. Обґрунтуйте можливість використання поля температур для характеристики геологічної будови території.
18. Поясніть фізичний зміст поняття “зона постійних температур” і вплив палеоклімату на розподіл температур.
19. Назвіть основні приповерхневі аномалеутворюючі чинники при формуванні поля температур. Що є причиною необхідності внесення поправки за рельєф?
20. Поясніть особливе значення терморозвідувальних робіт при пошуках та розвідці родовищ вугілля та вуглеводневої сировини.
21. Поясніть особливе значення терморозвідувальних робіт при пошуках та розвідці родовищ природних вод.

Глава 7

ГЕОФІЗИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ СВЕРДЛОВИН

Основний етап розвідки родовищ більшості корисних копалин – буріння свердловин. В процесі буріння кожної свердловини необхідно вивчити її геологічний розріз, виявити наявність у ньому корисних копалин і оцінити їх властивості. Для цього під час буріння відбирають зразки породи (керн) та уламки породи, що виносяться буровим розчином (шлам). Однак, отриманий при цьому матеріал не дає повного уявлення про геологічний розріз. Труднощі, які виникають в часі вивчення геологічного розрізу свердловини за керном через обмежений його виніс на поверхню, значне сповільнення буріння привели до створення комплексу геофізичних методів дослідження свердловин, заснованих на вимірі різних фізичних та хімічних параметрів гірських порід вздовж стовбура свердловини.

Найбільш важливим напрямком застосування геофізичних досліджень свердловин є вивчення геологічного розрізу свердловини, коли вирішуються наступні завдання: геологічне розчленування розрізу, виявлення можливих пасток нафти і газу (колекторів) та вивчення їх властивостей; виявлення та визначення місцеположення різних корисних копалин (нафта, газ, вугілля, сіль, руда) і підрахунок запасів корисних копалин. З часом комплекс і завдання геофізичних досліджень свердловин значно розширився і включає зараз контроль технічного стану свердловини і розробки родовища, геолого-технічний контроль в процесі буріння з метою його оптимізації, відбір vzірців зі стінок свердловини, проведення прострілювання колони свердловини та ін.

Першими геофізичними дослідженнями були геотермічні вимірювання, проведені в 1906-1913 рр. Д.В.Голубятниковим на нафтових родовищах Баку. Широке застосування геологічних досліджень у свердловинах почалося з 1926 року, коли братами Кондратом та Марселем Шлюмберже (Франція) було запропоновано та впроваджено в практику вимірювання електричного питомого опору гірських порід у стінках свердловини і названо методом опору.

У 1931 році ними ж запропоновано вимірювання потенціалів власної поляризації гірських порід.

Згодом в 1934 році В.А.Шпаком та ін. запропонований метод вимірювання природної радіоактивності гірських порід в свердловинах (гамаметрія), а в 1941 році Б.М. Понтекорво - нейтронний метод дослідження.

Паралельно з впровадженням у практику буріння нафтових і газових свердловин геофізичні дослідження успішно застосовують у вугільних і рудних свердловинах, зокрема метод викликаної поляризації. (В.М.Дахнов, П.О.Коржев, 1945 р.); метод свердловинної магнітометрії (В.А.Шпак 1936 р); густинний гама-гама метод (М.М.Соколов, Ю.П.Буланже та інші, 1953-1958 рр.); селективний гама-гама метод (Г.М.Воскобойніков, 1956-1957 рр.).

У 1948-1953 рр. під керівництвом Г.Долля були розроблені боковий та індуктивний методи, метод мікрозондів, які широко використовуються у геофізичних дослідженнях свердловин. Зараз комплекс геофізичних методів і модифікацій дослідження свердловин налічує більше ста.

Одночасно з розширенням комплексу ГДС та вдосконалення окремих методів вдосконалювалась і вимірювальна апаратура: від виміру параметрів в окремих точках стовбура свердловини на початку розвитку геофізичних

досліджень до сучасних комп'ютерних багатоканальних технічних засобів. Розроблені комп'ютерні комплекси обробки та інтерпретації результатів свердловинних досліджень, супутникова система збору інформації та передачі її замовнику.

7.1 Класифікація методів

Класифікація методів геофізичних досліджень свердловин здійснюється у відповідності до фізичного поля, що вивчається.

Методи ГДС поділяються на: електромагнітні, ядерно-фізичні, сейсмоакустичні, магнітні, термічні, геохімічні та допоміжні.

Електричні методи дослідження розрізів свердловин базуються на вивченні електричних полів, що створюються джерелами природного або штучного (на постійних або змінних струмах) походження.

До них відносяться:

- 1) метод потенціалів власної поляризації, які виникають у свердловині як результат різних фізико-хімічних процесів (ПС);
- 2) метод уявного опору (УО), що заснований на вимірі потенціалів, різниці потенціалів, або індукційних струмів, які утворюються розміщеним у свердловині джерелом струму або електромагнітного поля;
- 3) метод викликаної поляризації (ВП).

Існує декілька модифікацій електричних методів у залежності від форми, розміру та конструкції зондів (комбінація електродів живлення та прийому): *метод звичайних зондів (УО), боковий метод (звичайне бокове), і метод мікрозондування*. До методів уявного опору можна умовно віднести і *індукційний метод*.

Ядерно-фізичні (радіоактивні) методи дослідження свердловин поділяють на такі групи:

- 1) *методи реєстрації природних випромінювань гірських порід (пасивні методи);*
- 2) *методи реєстрації вторинних випромінювань, пов'язаних з опроміненням гірських порід з допомогою спеціальних джерел, розміщених в свердловинному приладі (активні методи).*

До першої групи відносять *гамаметрію (ГМ) - метод природної радіоактивності гірських порід*.

Методи другої групи діляться на: *нейтронні та гама- методи: нейтронно-гама метод (НГМ); нейтронно-нейтронний метод (ННМ); метод наведеної активності (МНА); гама-гама метод щільнісний (ГГМ-Щ); гама-гама метод селективний (ГГМ-С); фотонейтронний метод (ФНМ); метод наведеної активності (МНА); рентген-радіометричний метод (РРМ) та ін.*

Термічні методи поділяються на *методи природного теплового поля та методи штучного теплового поля*.

Допоміжні методи. До них відносяться методи вивчення технічного стану свердловин. За характером вирішуваних задач ці методи поділяються на:

- а) методи визначення викривлення свердловин (інклінометрія);
- б) методи визначення діаметру і профілю стовбура свердловини (кавернометрія та профілеметрія);

- в) методи визначення якості цементування обсадних колон;
- г) методи контролю за технічним станом обсадних колон.

Окремо виділяється група методів опробування пластів та прострілювання обсадної колони.

7.2 Технічні засоби

Сучасні геофізичні підприємства оснащені спеціальними станціями, які складаються із комплекту наземної вимірювальної апаратури; свердловинних приладів; обладнання, що забезпечує спуск приладів у свердловину і підйом їх на поверхню; кабелю, на якому проводять спуско-підйомні операції і який одночасно служить електричним каналом зв'язку між наземною апаратурою і свердловинним приладом (рис. 7.1).

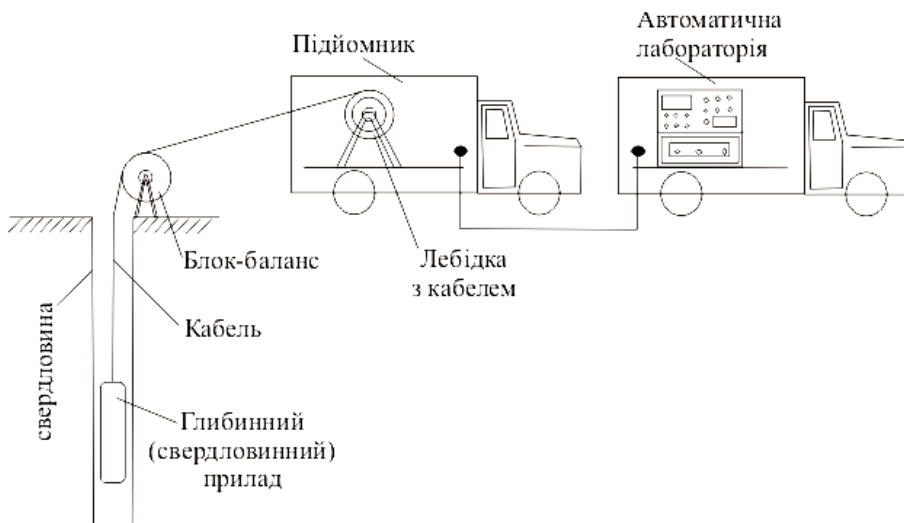


Рисунок 7.1 Схема вимірювальних технічних засобів на свердловині

Все обладнання і апаратура розміщені у кузовах спеціальних автомашин підвищеної прохідності. Для дослідження свердловин глибиною до 1500 м апаратуру і обладнання монтують в кузові однієї автомашини, для дослідження розрізів глибоких свердловин - кузовах двох автомашин. Одна із автомашин називається підйомником. На ній монтується лебідка з кабелем і розміщується комплект свердловинних приладів. Вся наземна вимірювальна апаратура монтується в кузові іншої автомашини і називається автоматичною лабораторією.

Для обслуговування свердловин, які буряться на морському шельфі або в труднодоступних районах, лебідку з кабелем встановлюють безпосередньо на свердловині. Вимірювальна апаратура окремими блоками доставляється до місця досліджень в контейнерах.

Свердловинні телевимірювальні системи - складні системи. Вони

дозволяють вимірювати і передавати без кабелю та по кабелю велику кількість різноманітних параметрів фізичних полів і геометричних характеристик системи свердловина-пласт.

На практиці використовують аналогові та цифрові телевимірювальні системи.

Узагальнена структурна схема свердловинної телевимірювальної системи складається із:

- 1) множини первинних вимірювальних перетворювачів (датчиків), розміщених у свердловинному пристрої;
- 2) блоку вимірювальних перетворювачів;
- 3) блоку аналого-цифрових перетворювачів;
- 4) комплексу наземної апаратури.

Для отримання інформації від об'єкта переважно діють на нього з допомогою джерел, які управляються спеціальними пристроями. Структура свердловинної геофізичної апаратури визначається тим, яке поле необхідно створити і які параметри поля необхідно виміряти і передати. Від цих ознак залежать апаратний зміст і розподіл частин свердловинної телевимірювальної системи, вигляд переданих телесистемою сигналів, а також характер перешкод і ступінь спотворення інформації в телесистемі. У відповідності з цим свердловинна геофізична апаратура поділяється за видами досліджень на - електричну, радіометричну, акустичну, магнітну, теплову та ін. Отже, маємо дуже велику різноманітність глибинних пристроїв, які розглянемо у кожному окремому методі.

7.3 Електричні методи дослідження свердловин

Електричні методи дослідження розрізів свердловин базуються на відмінності електричних властивостей гірських порід. До таких властивостей відносяться питомий електричний опір ρ (або електропровідність σ); діелектрична (абсолютна) проникність ϵ_a , природна електрохімічна активність A , компонентами якої можуть бути дифузійно-адсорбційна A_{qa} , фільтраційна A_ϕ і окисно-відновна A_{oe} активність, електрична поляризованість (сприйнятливність) α_e , або викликана електрохімічна активність A_e і час релаксації τ_e ; об'ємна α магнітна сприйнятливність.

Електричні методи дослідження розрізів свердловин базуються на вивченні електричних полів різної природи в гірських породах. Електричні поля діляться на природні і штучні. Природні електричні поля зумовлені електрохімічними процесами, магнітотелуричними струмами та іншими явищами. Штучні електричні поля створюються в гірських породах генераторами змінного чи постійного струму різної потужності. За характером зміни в часі розрізняють статичні, стаціонарні (постійні), квазістаціонарні (квазіпостійні - частота поля до сотень герц) і змінні електромагнітні поля. Змінні поля діляться на низькочастотні (частота поля від сотень герц до сотень кілогерц) і високочастотні (частота поля від сотень кілогерц до сотень мегагерц).

7.3.1 Метод потенціалів власної поляризації (ПС)

Величина U_{nc} замірюється у свердловині за допомогою вимірювальних електродів M і N . Електрод M , з'єднаний кабелем з вимірювальною апаратурою, поміщається у свердловину і пересувається вздовж її осі, а електрод N закріплюється нерухомо поблизу устя свердловини. Різниця потенціалів ΔU_{nc} , яка виникає між електродами M і N $\Delta U_{nc} = U_{nc,M} - U_{nc,N}$, де $U_{nc,M}$ і $U_{nc,N}$ - потенціали природного електричного поля в точках M і N реєструється наземною апаратурою.

Точкою запису кривої $ПС$ є електрод M . Різниця потенціалів записується в мілівольтах.

Виникнення потенціалів власної (спонтанної) поляризації обумовлені такими фізико-хімічними процесами:

- 1) дифузією солей із пластових вод у промивну рідину і навпаки, а також адсорбцією іонів на поверхні мінералів, що складають гірську породу;
- 2) фільтрацією води із промивної рідини в породи і пластових вод у свердловину;
- 3) реакціями окислення і відновлення, що відбуваються у породах і на контакті їх з промивними рідинами, а також металами.

В результаті цих процесів виникають дифузійно-адсорбційні U_{da} , фільтраційні U_f і окисно-відновні потенціали U_{ov} . Величина і знак потенціалів U_{da} , U_f і U_{ov} визначаються співвідношенням мінералізації пластових вод і фільтрату промивної рідини (ПР), мінеральним складом і структурою гірських порід та іншими факторами. Таким чином, вимірювання потенціалів природного електричного поля дає можливість одержати інформацію про літологію розрізу свердловин і колекторські властивості порід, про наявність в них корисних копалин.

Дифузійно-адсорбційні потенціали виникають при наявності контактних розчинів електролітів пластової води концентрації C_g і фільтрату промивної рідини концентрації C_f . Величина дифузійної електрорушійної сили (ЕРС) визначається *формулою Нернста*

$$E_g = K_g l_n (C_g / C_f)$$

де: K_g - коефіцієнт дифузійної ЕРС

$$K_g = \frac{RT}{F} \cdot \frac{l_k n_k - l_a n_a}{l_k n_k z_k + l_a n_a z_a}$$

У цьому рівнянні l_k , l_a - рухливість катіона і аніона; n_k , n_a , z_k , z_a - число катіонів і аніонів на які дисоціює одна молекула електроліту; T - абсолютна температура; P - універсальна газова постійна, що дорівнює 8,3 Дж/⁰ С·М; F - число Фарадея, що дорівнює 96 500 Кл.

При зростанні вмісту в породі глинистого матеріалу A_{da} зростає. У свердловині проти однорідних високодисперсних глинистих порід виникає найбільша додатна величина різниці потенціалів U_{da} . Найменшими значеннями A_{da} характеризуються чисті піщаністі і карбонатні породи з високою пористістю і проникливістю, де переважають потенціали дифузії.

Фільтраційні потенціали виникають як результат течії рідини через гірські породи при певних умовах. Такі потенціали ще мають назву потенціалів течії. Потенціал фільтрації для гірських порід в умовах свердловини

$$U_{\phi} = A_{\phi} \rho_{\phi}^m \Delta P^n$$

де: A_{ϕ} - фільтраційна активність досліджуваної породи, ρ_{ϕ} питомий опір промивних рідин, m - показник степені, який залежить в оберненій пропорційності від ємності обміну q_n породи; n - емпіричний коефіцієнт, що змінюється від 0,5 до 1; величина $\Delta P = P_c - P_{пл}$ – перепад тисків між свердловиною P_c і пластовим $P_{пл}$.

Потенціали фільтрації виникають при значно прісних промивних рідинах ($\rho_{\phi} > 10$ Ом·м) і однорідній глинистій корці, досягаючи при цьому декількох десятків мілівольт.

Окисно-відновні потенціали $U_{ов}$ виникають у свердловинах при наявності хімічних реакцій, що відбуваються між тілами з електронною провідністю та електролітами промивної рідини і пластових вод. Такі потенціали виникають в сульфідах, кам'яному вугіллі, графіті і інших гірських породах. Під час окисації речовини відбувається втрата електронів і тіло заряджується позитивно - так утворюються окисно-відновні потенціали. Наприклад, при наявності піриту в породі виникають позитивні аномалії, теж саме спостерігається напроти вугілля. У випадку реакції відновлення картина зворотна: тверда поверхня набуває додатний заряд, а водний розчин - від'ємний.

Отже, джерелами потенціалів природної електричної поляризації $U_{пс}$ є диференційно-абсорбційні потенціали, потенціали фільтрації і окислювально-відновні потенціали.

Для геологічної інтерпретації діаграм $ПС$ використовують як абсолютні значення амплітуд $\Delta U_{пс}$ проти окремих пластів, так і відносні значення

$$\alpha_{пс} = \frac{\Delta U_{пс, x}}{\Delta U_{пс, \max}}$$

де: $\Delta U_{пс, \max}$ - максимальне значення амплітуди $ПС$ у розрізі, який вивчається.

За даними методу $ПС$ виділяються проникні пласти; визначаються границі пластів; проводиться кореляція пластів; виділяються у розрізі свердловини шари антрацитів, графітів, сульфідів та ін.

Для пористих і проникних шарів, які ненасичені мінералізованою пластовою водою ($\rho_v < \rho_{\phi}$), характерні від'ємні потенціали. Лінія, яка відповідає потенціалу в глинах, має назву "нульова лінія глин". Крива $U_{пс}$ не має нуля і розміщується довільно у відведенні для неї смугі діаграми.

"Нульова лінія глин" проводиться як дотична до максимальних значень потенціалу $U_{пс}$ проти потужних однорідних глинистих товщ. Ця умовна лінія, звичайно, знаходиться на діаграмі ліворуч (рис. 7.2).

Величина і знаки потенціалів визначаються співвідношенням мінералізації пластових вод і промивної рідини, мінеральним складом і структурою гірських порід, товщиною пластів та інших факторів.

Проти руд, які характеризуються електронною провідністю спостерігаються високі додатні потенціали власної поляризації.

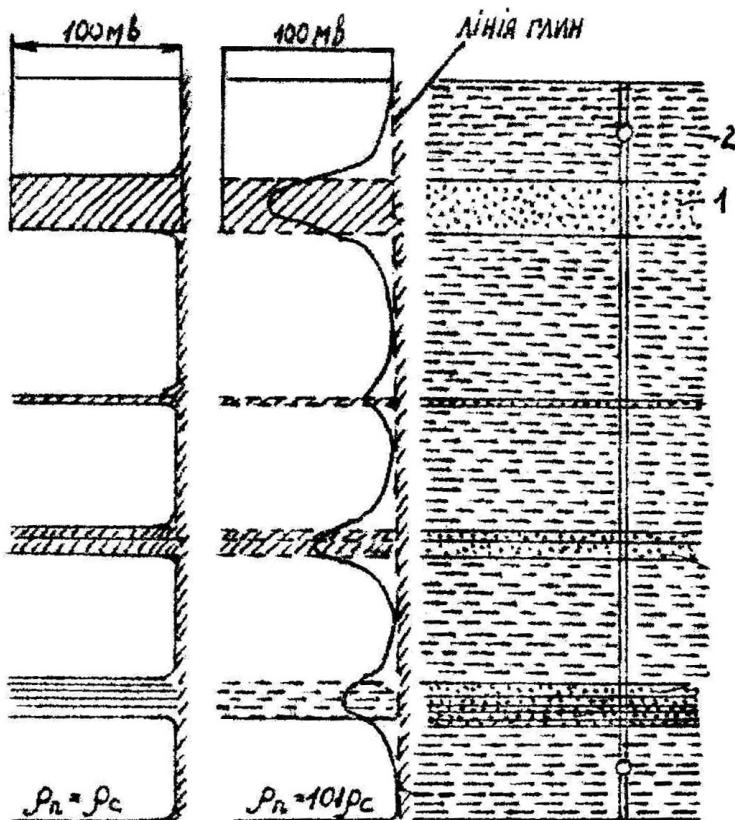


Рисунок 7.2 Криві ПС
1 – проникний шар, 2 – непроникний шар

Границі пластів, товщина яких більше 2-4 діаметрів свердловини, на діаграмі потенціалу U_{nc} визначаються по точках аномалії U_{nc} , які рівні половині максимальної аномалії, що відповідає центру пласта.

7.3.2 Методи уявного опору (УО)

Цю групу методів складають: стандартна електрометрія, бокове (електричне) зондування, метод мікрозондів (мікрометод), пластова похилометрія, резистивіметрія.

7.3.2.1 Стандартна електрометрія

Вимірювання уявного опору звичайними зондами. Електричний опір (ρ) гірських порід вимірюють за допомогою зонда, який опускається в свердловину на кабелі. Переважно для визначення питомого електричного опору порід у свердловинах застосовується установка із 4 електродів А, М, N, В.

Електричний струм I вводиться в породу через електроди живлення А і В. Між електродами М і N вимірюється різниця потенціалів ΔU , яка пропорційна величині струму I та питомому електричному опорі порід, у яких розміщується зонд, що дає можливість за даними вимірів ΔU та I визначити ρ . Електроди А, М, N або А, В, М, які розташовані на різних віддальх між собою по одній лінії на ізолюваному каркасі і мають назву зонда. Він опускається на кабелі в свердловину. Четвертий електрод В, коли А, М, N знаходиться у свердловині або N, коли В, А, М у свердловині, розміщують близько гирла свердловини (рисунок 7.3).

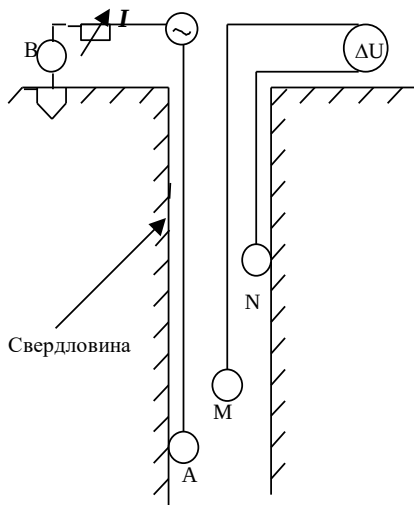


Рисунок 7.3 Принципова схема виміру ΔU у свердловині

У залежності від комбінації розташування електродів між собою електричні зонди поділяють на: *потенціал-зонди* і *градієнт-зонди*, послідовні (підшвенні) і обернені (кровельні), двополюсні (взаємного живлення) і однополюсні (прямого живлення). Крім цього зонди характеризуються коефіцієнтом, розміром, точкою запису. В таблиці 7.1 наведена класифікація зондів методу УО.

Потенціал-зонди - такі, в яких віддаль між однойменними (парними) електродами А, В або М, N набагато більша (в 5-10 разів), ніж між різноіменними (непарними) А і М (L), тобто $l \gg L$.

Градiєнт-зонди - такі, для яких $l \ll L$. Послідовні зонди – такі, у яких однойменні електроди знаходяться нижче від різноіменного. Обернені (покрівельні) зонди – такі, у яких однойменні електроди знаходяться вище від різноіменного. Однополюсні – такі, у яких в свердловині знаходяться один електрод струму (А). Двополюсні – такі, у яких в свердловині знаходяться два електроди струму А і В.

Точка запису у потенціал-зондів знаходиться на середині між різноіменними електродами:

$$* = \frac{AM}{2} \left(\frac{L}{2} \right)$$

Таблиця 7.1 Класифікація зондів методу електричного опору

Потенціал – зонди				Гرادієнт – зонди			
Послідовні		Обернені		Послідовні		Обернені	
Однополюсні	Двополюсні	Однополюсні	Двополюсні	Однополюсні	Двополюсні	Однополюсні	Двополюсні

Умовні позначення: □ - електроди (A, B, M, N); * - точка запису; l – віддаль між однойменними електродними A і B або M і N, в м; L – віддаль між різноіменними електродними A і M, в м.

Точка запису у градієнт-зондів знаходиться на середині між однойменними електродними:

$$* = \frac{AB}{2} \text{ або } \frac{MN}{2} \left(\frac{l}{2} \right).$$

Розмір потенціал-зонда L_3 - віддаль в метрах між різнойменними електродами (L), тобто: $L_3 = L$

Розмір градієнт-зонда L_3 - віддаль між точкою запису і різнойменними електродом (А або М), тобто: $L_3 = L + \frac{l}{2}$

Для позначення зонда записують літерні назви його електродів у порядку розміщення їх у свердловині зверху вниз, вказуючи віддалі між ними у метрах:

A0.5M0.1N – послідовний градієнт-зонд прямого живлення.

N7.0M0.5A – обернений потенціал-зонд прямого живлення.

Для умовної оцінки глибини дослідження зондом застосовують термін “радіус дослідження”. Під “радіусом дослідження” умовно розуміють радіус сфери в однорідному середовищі необмеженої потужності, яка впливає на покази зонда так, як і та частина середовища, яка розміщена за межами даної сфери. Виходячи з цього вважають, що “радіус дослідження” градієнт-зондом співпадає з його довжиною, а потенціал-зондом в 2-3 рази більший за його довжину. Таким чином “радіус дослідження” потенціал-зонда в 2-3 - рази більший за “радіус дослідження” градієнт-зонда такого ж розміру.

Застосовувані зонди мають властивість взаємозамінності струмових та вимірних електродів.

7.3.2.2 Форми кривих методу опору

Форма кривої методу електричного опору може мати різне зображення проти пласта в залежності від багатьох факторів: типу зонда, співвідношення розміру зонда і товщини пласта та ін. Форма кривої потенціал-зонда має симетричний характер, тобто екстремальні значення (максимальні або мінімальні) – в центрі пласта і різка зміна при підході до границь пласта.

Для градієнт-зондів форма кривої має несиметричний характер, тобто екстремальні значення в підшві (максимальне) і в покрівлі (мінімальне) для послідовних зондів проти високоомного пласта, і дзеркальне відображення форми кривої має місце для оберненого (покрівельного) градієнт-зонда.

Для вивчення границі пластів і їх товщини за даними кривої УО, виходячи з аналізу поведінки форми кривої, доцільно використовувати градієнт-зонд, для якого розмір менший товщини пласта ($L_3 < h$) (рисунок 7.4).

Підшва і покрівля високоомного пласта можуть бути визначені за формулами

$$H_{\text{під}} = H(\rho_{\text{нз}}^{\text{max}}) + \frac{l}{2} \text{ (а); } H_{\text{покр}} = H(\rho_{\text{нз3}}^{\text{min}}) + \frac{l}{2} \text{ (б);}$$

або

$$H_{\text{під}} = H(\rho_{\text{оз}}^{\text{min}}) - \frac{l}{2} \text{ (а); } H_{\text{покр}} = H(\rho_{\text{оз}}^{\text{max}}) - \frac{l}{2} \text{ (б).}$$

тоді: $h = H_{\text{під}} - H_{\text{покр}}$.

Значення геофізичних параметрів пласта можна вирахувати, знаючи величину відхилення кривої (“ l ” в см) від лінії відліку з врахуванням горизонтального масштабу реєстрації: $\Gamma_{\text{пар}} = l \cdot M$, де: $\Gamma_{\text{пар}}$ – значення геофізичного параметру пласта; l – відхилення кривої від лінії відліку в см; M – горизонтальний масштаб реєстрації геофізичного параметру (н·Омм/см).

Для кривих геофізичних параметрів, які мають симетричний характер, відхилення кривої (I) береться навпроти середини пласта.

Для градієнт-зондів враховуючи несиметричний характер кривої, проти пласта можемо мати різне значення геофізичного параметру (уявного опору): $\rho^{\max}$ - максимальне, $\rho^{\min}$ - мінімальне, $\rho^{\text{сер}}$ - середнє, $\rho^{\text{опт}}$ - оптимальне (рис. 7.5)

В залежності від співвідношення товщини пласта (h) до розміру зонда (L_3) – слід визначити ρ_{yo} таким чином:

якщо $\frac{h}{L_3} > 3$, то $\rho_{\text{yo}}^{\text{опт}}$, якщо $1,2 < \frac{h}{L} < 3$, то $\rho_{\text{yo}}^{\text{сер}}$, якщо $\frac{h}{L} < 1,2$, то $\rho_{\text{yo}}^{\max}$.

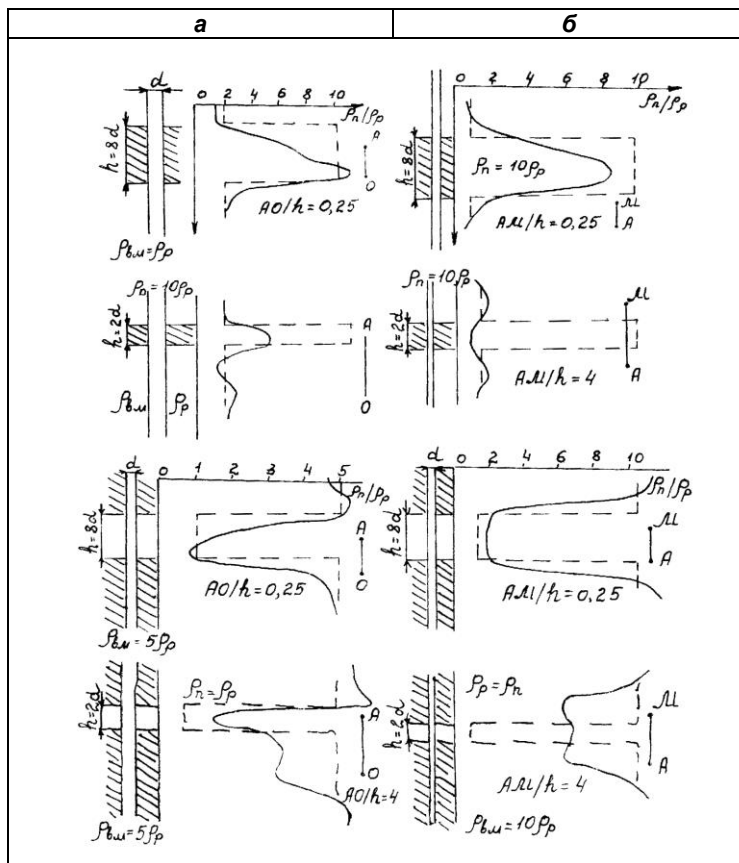


Рисунок 7.4 Форма кривих градієнт-зондів (а) і потенціал-зондів (б) проти пластів різної товщини і співвідношення опорів породи (ρ_n) і бурового розчину (ρ_p).

Оптимальне значення методу УО береться в точці на кривій, яка знаходиться на відстані $\frac{L_3}{2}$ від середини пласта вниз для послідовного, або вгору – для оберненого зонда (покрівельного).

Середнє значення визначається за формулою: $\rho_y^{cep} = \frac{S}{h}$; $\rho_y^{cep} \cdot h = S$,

де: S – площа проти пласта охопленої кривою УО – без інтервалу екранування (L_3).

Максимальне значення знаходиться в підшві, або в покрівлі пласта.

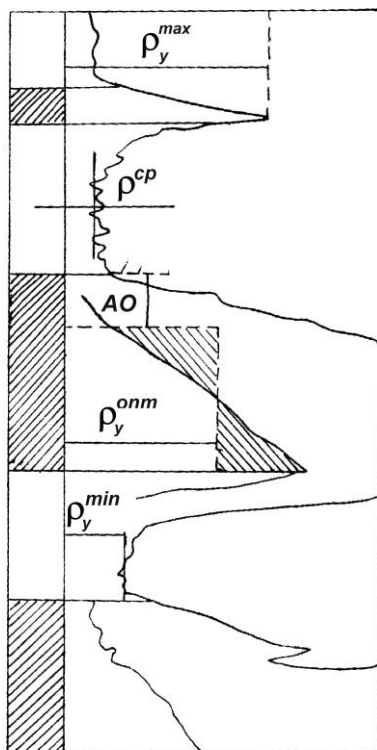


Рисунок 7.5 - Приклад зняття оптимального, середнього та екстремальних значень уявного опору.

7.3.2.3 Бокове електричне зондування (БЕЗ)

Значення уявного опору та форма кривих опору залежать від багатьох факторів: питомого опору і товщини пластів, кута нахилу їх, типу і розміру зонда, діаметру свердловини, питомого опору промивної рідини. Крім цього, на

величину уявного опору великий вплив має проникнення фільтрату промивної рідини в пласт.

Більшість наближених методів визначення опору порід базується на використанні особливостей в залежностях між розміром зонда, діаметром свердловини та товщини пласта, між його питомим опором, опором вміщуючих порід, промивної рідини та зони проникнення фільтрату промивної рідини в пласт.

Найбільш точно дійсний питомий опір порід визначається за даними БЕЗ, мікрозондів при відсутності проникнення фільтрату промивної рідини в пласт, екранованого заземлення з фокусуванням струму живлення.

Суть БЕЗ полягає в реєстрації серії кривих уявного опору зондами різних розмірів на одній і тій ж ділянці свердловини. Для БЕЗ використовують зонди різних типів, частіше градієнт-зонди. В практиці досліджень використовують покрівельні і підшовні градієнт-зонди, довжина яких змінюється від 1 до 30 діаметрів свердловини. Довжини зондів, що входять в комплект БЕЗ, утворюють геометричний ряд з показником 2-2.5, тобто довжина зонда при переході від попереднього до наступного збільшується в 2-2.5 рази.

Найбільш часто вживається такий комплект зондів А 0.4 М 0.1 N; А 1.0 М 0.1 N; А 2.0 М 0.5 N; А 4.0 М 0.5 N; А 8.0 М 0.5 N та обернені зонди

Бокове електричне зондування потенціал-зондами проводять у пластах великої потужності, проти яких можна отримати криві опору, які близькі до істинних.

Сприятливими геолого-технологічними умовами для застосування методу є однорідність досліджуваних пластів і порід.

Результати досліджень використовуються для виявлення пластів з проникненням промивної рідини, визначення питомого електричного опору незміненої частини пластів і зони проникнення, оцінки глибини проникнення, уточнення опору промивної рідини, визначення пористості та нафтогазонасиченості.

7.3.2.4 Метод мікрозондів

Результати вимірів мікрозондами полягають у визначенні опору тієї частини пласта, яка прилягає до стінки свердловини.

В проникних пластах це відповідає зоні проникнення фільтрату промивної рідини в пласт, в непроникних – питомому опорі самого пласта. Крім цього, між башмаком з електродами та пластом існує проміжний шар, який складається із глинистої кірки та плівки глинистого розчину.

Уявний опір проникного пласта, зареєстрований мікрозондами, залежить, в основному, від опору ближньої зони, товщини глинистої кірки, її питомого опору.

Внаслідок незначної довжини зондів, при дослідженнях мікрозондами вимірюють опір невеликого об'єму порід, які знаходяться під башмаком мікрозонда. Це дозволяє розчленувати розріз за літологією, виділити границі окремих пластів та прошарків.

Використовуються градієнт-зонди А 0.025 М 0.025 N і потенціал-зонди А 0.05 М ∞ N.

Радіус дослідження мікроградієнт-зондом складає – 3.75 см, а мікропотенціал-зондом - 10÷12 см.

Дані методу використовуються для детального розчленування розрізів з виділенням тонких прошарків, уточнення літології розрізів, виділення пластів-колекторів, оцінки товщини продуктивних горизонтів, визначення пористості й тріщинуватості порід, виділення продуктивних пластів та оцінки їх нафтогазонасичення та нафтовіддачі.

Як правило, проти колектора пісковiku спостерігається додатний приріст ρ_y , тобто $\rho_y^{mr} < \rho_y^{mn}$ (рис. 7.6)

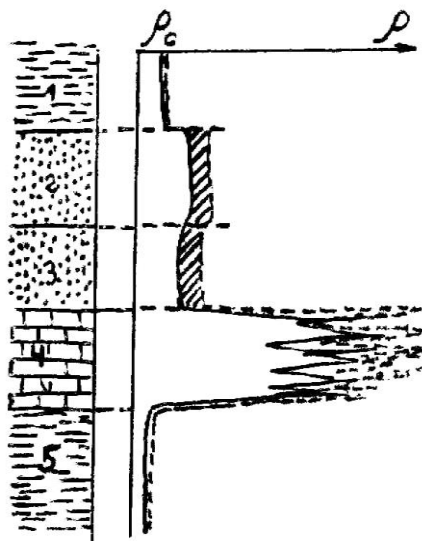


Рисунок 7.6 Схематичні криві мікрозонда в свердловині

1 – глинистий не кавернозний пласт, 2 – нафтоносний пісковик; 3 – водоносний пісковик; 4 – щільна непроникна порода; 5 – глинистий кавернозний пласт.

7.3.2.5 Методи опору екранованого заземлення (боковий метод дослідження свердловин)

На результати електрометрії свердловин, на заміри опору, розрізи яких складені породами високого опору, сильно впливає мінералізована промивна рідина. За таких умов криві опорів, зареєстровані звичайними зондами, спотворюються.

Для підвищення ефективності електричного методу дослідження розрізів таких свердловин застосовують зонди з фокусуючими пристроями, так щоб струм живлення направлявся безпосередньо в породи. Це досягається за допомогою екранних електродів, через які пропускають струм у тому ж напрямку, що й через основний електрод живлення. Сила струму в екранних електродах регулюється автоматично так, щоби він із основного електрода постував би тільки в породи.

Боковий метод виконують трьохелектродними та багатоелектродними зондами.

Криві опору бокового методу дослідження свердловин симетричні відносно середини пласта. За формою нагадують криві, записані звичайним потенціал-зондом (рис. 7.7).

За допомогою результатів досліджень бокового та мікробокового зондувань проводиться детальне розчленування геологічних розрізів, установлення їх літології, виділення пластів-колекторів і уточнення їх будови, визначення параметрів зони проникнення фільтрату промивної рідини, дійсного питомого опору і характеру насичення пластів.

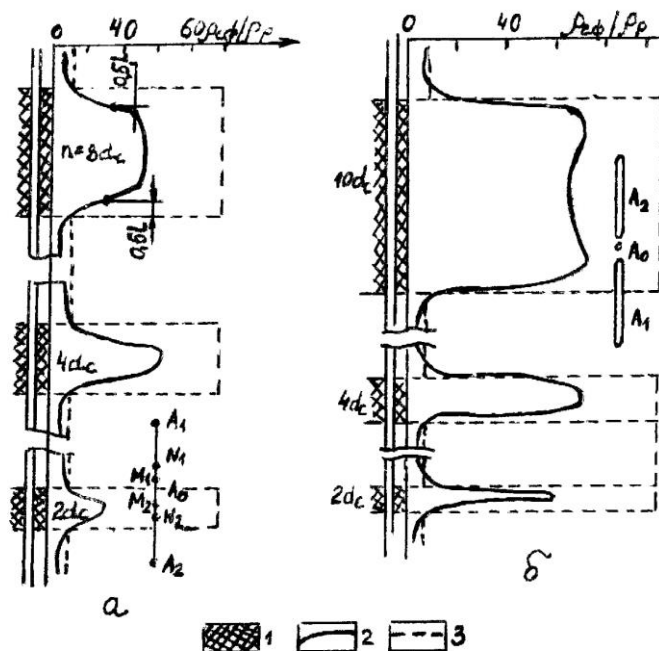


Рисунок 7.7 Криві уявного опору, записані трьохелектродним (б) та семиелектродним (а) зондами

1 – високоомний пласт, 2 – криві ρ_{ef}/ρ_p , 3 – $\rho_p/\rho_{розчину}$.

На практиці геофізичних досліджень застосовують і мікробоковий метод, схема зонда приведена на рис. 7.8. Віддаль між електродами становить до 2 см.

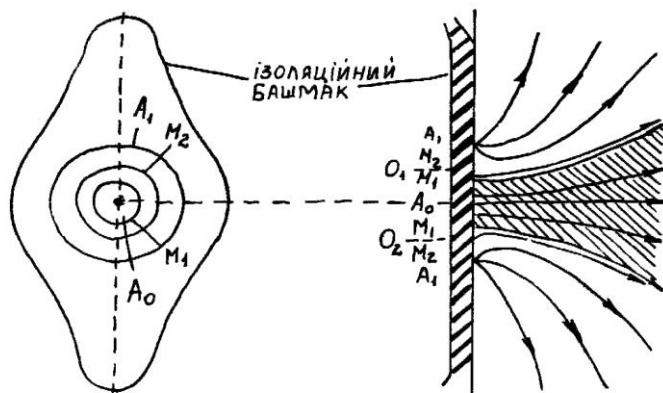


Рисунок 7.8 Схема фокусованого мікрозонда фірми Шлюмберже

7.3.3 Індукційний метод

Для дослідження розрізу свердловин, яка заповнена непровідною промивною рідиною або повітрям, застосовується індукційний метод.

Вимірювання при індукційному каротажі проводяться з допомогою свердловинного приладу, який складається з індукційного зонда та електронної схеми. Найбільш простий індукційний зонд складається із двох котушок (двокотушковий зонд): генераторної Г та вимірювальної В, розміщених на певній віддалі одна від одної на непровідному стержні (рис. 7.9).

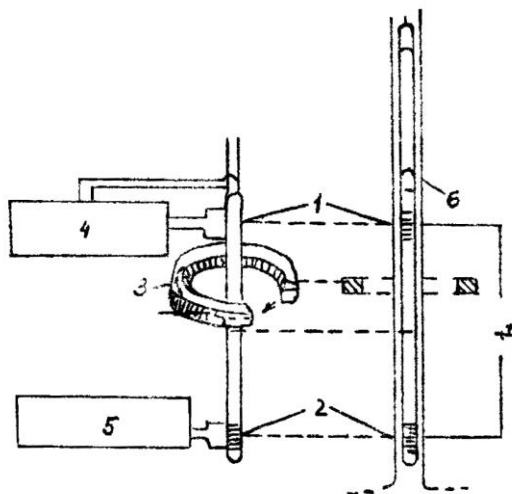


Рисунок 7. 9 Принципова схема індукційного каротажу

1 – приймальна котушка, 2 – генераторна котушка, 3 – кільцевий елемент породи з перерізом, що дорівнює одиниці площі, 4 - підсилювач, 5 – генератор, 6 – електронний блок зонда

Змінний струм, який протікає у генераторній котушці, створює змінне магнітне поле. Воно індукує в оточуючих породах вихорові струми. Ці струми в свою чергу створюють змінне магнітне поле в породі. Змінні магнітні поля індукують електрорушійну силу у вимірній котушці, яка пропорційна електропровідності гірських порід σ_n .

Крива, зареєстрована вздовж стовбура свердловини, характеризує зміну питомої електропровідності порід у розрізі.

В ІМ за одиницю питомої електропровідності приймають $1/(\text{Омм})$ або См/м . На практиці використовують тисячну долю См/м – мСм/м .

Криві ІМ симетричні. Середини відхилень кривої при $h > 1.5 \text{ м}$ відповідають границям пласта. При $h < 1 \text{ м}$ крива виглядає звуженою проти пласта (рис. 7.10).

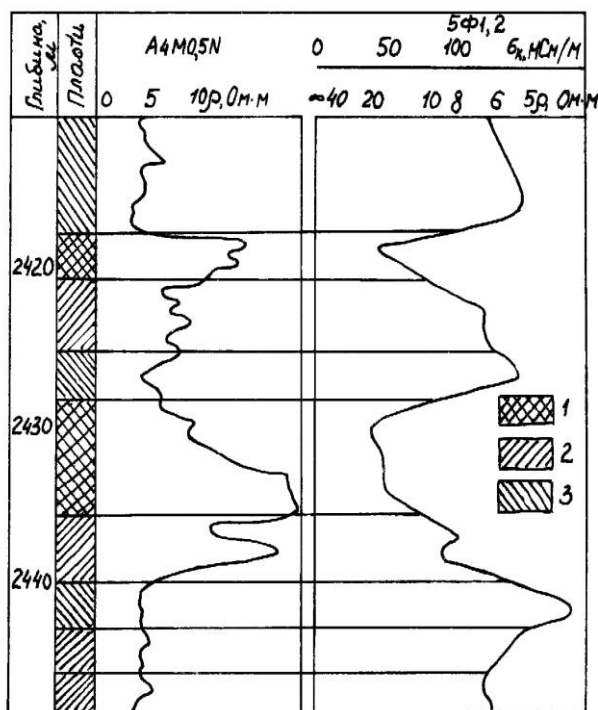


Рисунок 7.10 Розчленування розрізу за даними індукційного методу
Пласти питомої опору: 1 – високого, 2 – середнього, 3 – низького. Точки кривої 5Ф 1,2 відповідають границям пласта

За даними індукційного методу проводиться детальне розчленування розрізів свердловин, виділення водо-і нафтогазоносних пластів, визначення дійсного питомого опору порід, вивчення питомої електропровідності порід у напрямку перпендикулярному до їх нашарування, у комплексі з іншими методами дає змогу визначити коефіцієнти мікро-і макроанізотропії пластів.

7.3.4 Метод потенціалів викликаної поляризації гірських порід (ВП)

Метод потенціалів викликаної поляризації базується на вивченні штучних вторинних стаціонарних полів, походження яких пов'язано з фізико-хімічними процесами, що протікають в породах в результаті дій електричного струму на поверхні розділу твердої і рідкої фаз.

Властивість гірських порід поляризуватися під дією зовнішнього електричного поля, а після зняття його створювати в оточуючому просторі вторинне електричне поле називається викликаню електрохімічною активністю порід. Її величина оцінюється безрозмірним параметром

$$A_B = \frac{\Delta U_{\text{ВП}}}{\Delta U},$$

де: $\Delta U_{\text{ВП}}$ - різниця потенціалів викликаної поляризації; ΔU – різниця потенціалів зовнішнього поляризуючого поля.

Величина A_B завжди менша одиниці і для основних осадових порід з іонною провідністю складає соті долі одиниці, а для порід з електронною провідністю (поліметалічні руди, графіт, вугілля) досягає 0,5.

Знак потенціалів ВП визначається знаком поляризуючого поля. Значення $\Delta U_{\text{ВП}}$ зростає зі збільшенням питомої поверхні порід і зменшенням їх проникності.

Для вимірювання потенціалів ВП порід можуть бути використані одно-, дво- та чотириелектродні зонди.

При реєстрації кривої $\Delta U_{\text{ВП}}$ сила струму живлення підтримується постійною і вибирається такою, щоб вплив потенціалів ПС порід на величину потенціалу ВП був найменшим.

У свердловинних умовах проти однорідних пластів спостерігаються симетричні аномалії викликаних потенціалів, амплітуда яких залежить від товщини пласта. Для пластів $h \geq 12d_e$ впливом товщини пласта можна знехтувати. Точка реєстрації кривих – електрод М. Границі пластів встановлюються посередині амплітуди $\Delta U_{\text{ВП}}$.

Результати досліджень показують, що в піщано-глинистому розрізі найбільшою викликаню активністю характеризуються глинисті пісковики і алевроліти. Незаглинизовані піски і пісковики мають низьку активність. Чисті глини також характеризуються низькою викликаню активністю в зв'язку з наявністю в них високомінералізованої води. Проти вапняків і доломітів спостерігаються здебільшого високі потенціали викликаної поляризації, зумовлені значним питомими опором цих порід.

За даними методу ВП виділяються та вивчаються рудні тіла та вугільні пласти серед вміщуючих піщано-глинистих порід, які відрізняються високою поляризованістю (рис. 7.11). Найбільш ефективний метод при виявленні

родовищ вкраплених сульфідних руд. На мідних та поліметалічних родовищах він дозволяє виявляти рудні тіла на віддалі 50-60 м від свердловини.

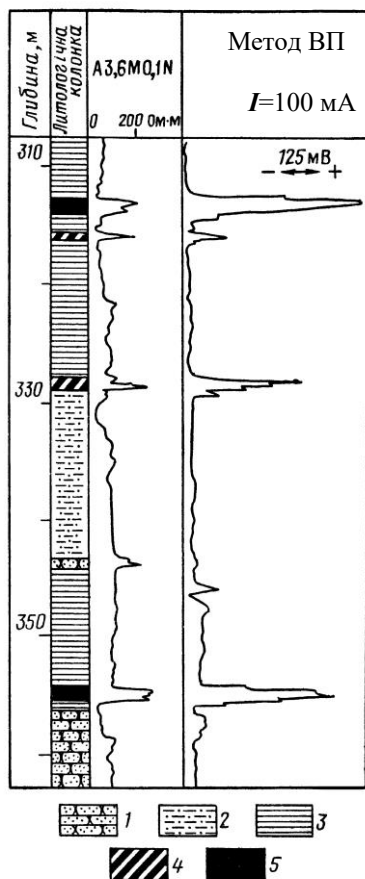


Рисунок 7.11 Крива методу викликаної поляризації
1 – пісковик; 2 – алевроліт, 3 – глини; 4 – вуглисті сланець; 5 – вугілля.

7.4 Радіоактивні та ядерно-геофізичні методи

Геофізичні методи дослідження свердловин, які базуються на використанні радіоактивних процесів (природних і штучно викликаних), що відбуваються в ядрах атомів елементів, називають радіоактивними.

Радіоактивні методи поділяються на методи реєстрації природних випромінювань гірських порід і методи реєстрації вторинних випромінювань, пов'язаних з опроміненням гірських порід за допомогою спеціальних джерел,

розміщених у свердловинному приладі. Серед останніх виділяють дві підгрупи методів, які базуються на опроміненні гірських порід: гама-квантами і нейтронами. В обох підгрупах виділяють інтегральні та спектрометричні методи. Важливою перевагою більшості ядерних методів є можливість їх застосування як в незакріплених, так і закріплених свердловинах. Нижче наведені схеми установок радіометричних методів (рис. 7.12)

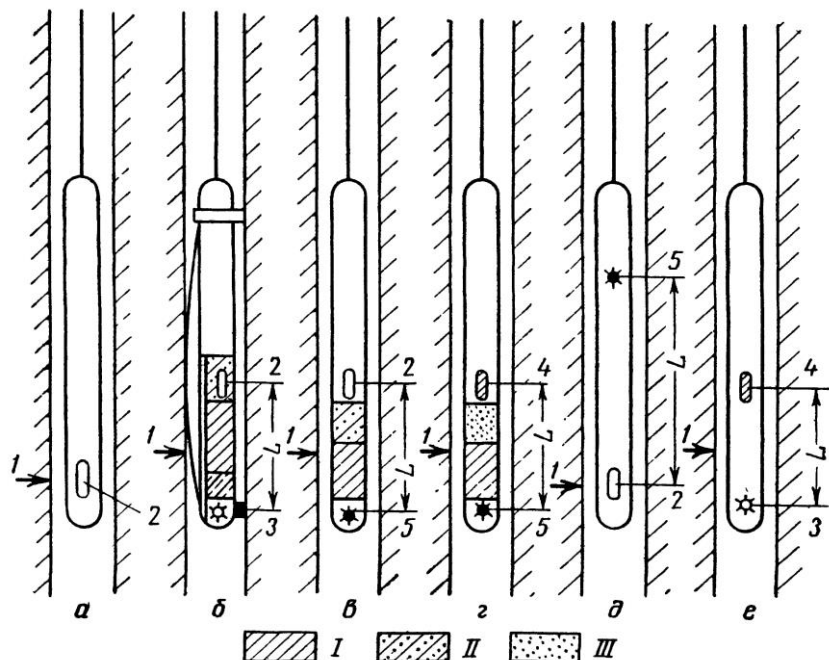


Рисунок 7.12 Схема установок радіоактивних методів.

Умовні позначення: а – для гамаметрії (ГМ); б – для гама-гама-метода (ГГМ), в – для нейтрон-гамаметрії (НГМ), г – для нейтрон-нейтронних методів (ННМ) (нейтрон-нейтронний метод за надтепловими нейтронами (ННМ-М) і тепловий (ННМ-Т), імпульсні нейтрон-нейтронні методи), д – для наведеної активності (нейтронний (НАМ) або гама-квантовий (ГАМ)), е – для фотонейтронного метода; 1 – точка запису результатів вимірювання, 2 – індикатор гама-випромінювання, 3 – джерело гама-випромінювання, 4 – індикатор щільності нейтронів, 5 – джерело нейтронів; I – сталевий екран, II – свинцевий екран, III – парафін, L – довжина зонда.

7.4.1 Методи природної гама-активності гірських порід

Застосування цих методів для вивчення геологічних розрізів свердловин базується на диференціації гірських порід за їх природною гама-активністю. Для досліджень свердловин використовуються інтегральний гама-метод і спектральний гама-метод.

У свердловині реєструються інтегральна і диференціальна інтенсивності гама-випромінювання, яке виникає при спонтанному розпаді радіоактивних елементів у гірських породах.

Радіус сфери, із якої приходить 90-95 % зареєстрованого випромінювання, називається радіусом зони дослідження ГМ. Вважають, що радіус дослідження гамаметрії складає приблизно 30 см.

Форма кривих інтенсивності γ -випромінювання симетрична, інтенсивність залежить від вмісту радіонуклідів, товщини пласта, діаметра свердловини. Границі пласта встановлюються на рівні $\frac{1}{2}I_{\gamma\text{max}}$ (рис. 7.13).

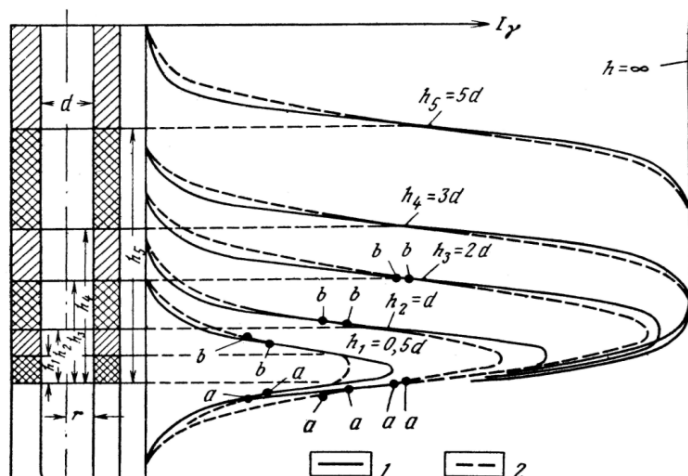


Рисунок 7.13 - Криві інтенсивності I_γ гама-випромінювання по вісі свердловини діаметром d проти пластів різної товщини з підвищеною радіоактивністю $h_1 - h_5$ – товщини пластів; 1 – для точкового індикатора, 2 – для індикатора довжиною рівною довжині діаметра свердловини; а і б – точки кривої, які відмічають половину амплітуди

У комплексі з матеріалами інших геофізичних методів, дослідження свердловин гама-методом використовуються для літологічного розчленування розрізів свердловин, кореляції і виділення порід-колекторів, оцінки глинистості порід, виділення у розрізі радіоактивних руд та оцінка вмісту U, Th, K.

При спектральному гама-каротажі використовуються спеціальні прилади-спектрометри гама-випромінювання, що дозволяє визначити природну радіоактивність породи зумовлену окремо ураном, радієм, торієм і калієм.

За допомогою спектрального гама-методу проводиться вивчення геохімічної циклічності, виявлення фаціальних характеристик та інтенсивності тектонічного руху структур, визначення глинистості та нерозчинного осаду пластів-колекторів, виявлення мінерального складу глинистих порід.

7.4.2 Методи розсіяного гама-випромінювання

Методи розсіяного гама-випромінювання базуються на вимірюванні інтенсивності штучного гама-випромінювання, розсіяного породотворними елементами в процесі їх опромінення потоком гама-квантів.

Існують дві модифікації гама-гама-методу: гама-гама-метод за щільністю та гама-гама-метод за м'якою компонентою (селективний).

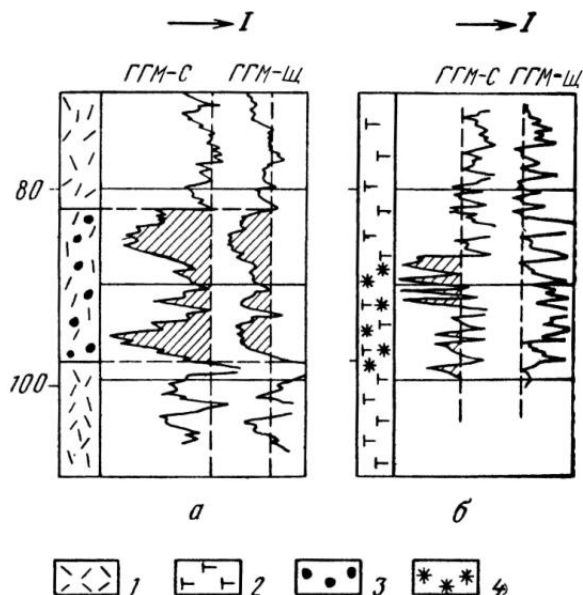


Рисунок 7.14 Приклад виділення свинцевого (а) і вольфрамового (б) зруденіння за даними гама-гама методів

Джерело ^{137}Cs ; 1 – туфобрекції, 2 – монзоніти, 3 – вкраплення прожилок галеніту (свинцеві руди); 4 – вкрапленість шееліту (вольфрамові руди).

Гама-гама-метод за щільністю ГГМ-Щ. В ГГМ-Щ гірська порода опромінюється джерелом гама-квантів і реєструється інтенсивність розсіяного гама-випромінювання, яке досягає індикатора випромінювання, розміщеного на деякій віддалі від джерела. Ця віддаль називається довжиною зонди L . Точку реєстрації ГГМ відносять до середини між центрами джерела і детектора. Фільтр із важкого металу (Fe , Pb , W і інші), встановлений між джерелом та індикатором, практично повністю поглинає пряме гама-випромінювання джерела. Тому вимірюване в цьому методі гама-випромінювання майже повністю складається із випромінювання джерела, яке розсіялось на атомах середовища, що оточує джерело.

В модифікації ГГМ-Щ застосовується джерело гама-квантів відносно великої енергії, найчастіше ^{60}Co , який випускає кванти з енергією 187,2 і 212,8 фДж.

Покази методу залежать лише від густини породи, яка оточує свердловинний прилад: чим більша щільність середовища, тим меншими є покази ГГМ-Щ.

Розмір зонда переважно 20-40 см. Радіус дослідження складає 10-15 см.

За допомогою ГГМ-Щ проводиться розчленування геологічних розрізів, виділення різних корисних копалин, визначення густини та пористості порід та інші (рис. 7.14).

Гама-гама метод селективний ГГМ-С. У цій модифікації застосовують джерела м'якого гама-випромінювання (менше 48-64 фДж), наприклад, радіоактивний селен-75, ртуть-203 та інші. Детектор при ГГМ-С настроюють на реєстрацію ще більш м'якого гама-випромінювання. Покази ГГМ-С залежать як від розсіювання гама-квантів (отже, від щільності середовища), так і від їх поглинання, яке в основному визначається концентрацією в породі важких елементів, чим більше в породі важких елементів, тим менші покази методу. Розмір зонда при ГГМ-С переважно 10-20 см.

Селективну модифікацію гама-гама методу використовують для виділення порід, збагачених важкими елементами (свинець, ртуть, вольфрам та інші), і кількісної оцінки концентрації останніх (рис. 7.14).

7.4.3 Нейтронні методи

В нейтронних методах гірська порода опромінюється швидкими нейтронами, які випромінюються стаціонарним або імпульсним джерелом нейтронів.

У різних методах можуть реєструватися або нейтрони, розсіяні ядрами атомів гірської породи, гама-випромінювання радіаційного захоплення нейтронів, або гама-випромінювання штучних радіоактивних ізотопів, що утворюються при поглинанні нейтронів ядрами.

До стаціонарних нейтронних методів дослідження свердловин відносять: метод щільності надтеплових нейтронів, метод щільності теплових нейтронів, нейтронний гама-метод, метод наведеної активності, метод індикації елементами з аномальними нейтронними властивостями.

Нейтрон-нейтронний метод. Суть нейтронного методу (НМ) зводиться до опромінення гірських порід швидкими нейтронами і реєстрації характеристик надтеплових або теплових нейтронів.

Дослідження НМ проводять за допомогою свердловинного приладу, у якому розміщені джерело нейтронів і детектор нейтронів.

Розрізняють швидкі нейтрони з енергією 1-15 МеВ, надтеплові – 10-0,1 еВ і теплові нейтрони з енергією 0,025 еВ.

Нейтрон-нейтронний метод з реєстрацією надтеплових нейтронів (ННМ-Н). Кількість нейтронів, які досягають індикатора у ННМ-Н, визначається особливостями процесу сповільнення нейтронів у середовищі, у якому знаходиться свердловинний прилад.

Серед основних породотвірних елементів водень є аномальним елементом як у відношенні розсіювання, так і втрати енергії нейтронів. Вплив інших елементів значно менший у порівнянні з впливом вмісту водню і для різних елементів приблизно однаковий. Тому покази методу тісно пов'язані з концентрацією водню, який присутній, в основному, у складі води або вуглеводнів, що заповнюють пори гірської породи.

Характер залежності показів методу від вмісту водню у гірській породі різний на різних віддалях від джерела нейтронів. На практиці використовують зонди розміром 30-40 см, рідше 50 см. При таких зондах покази методу зростають із зменшенням вмісту водню у породі. Щільні, низькопористі породи, у яких мало водню, характеризуються найвищими показами на кривих *ННМ-Н*. Пористі вапняки, доломіти, пісковики характеризуються проміжними показами. При інших рівних умовах, чим вища пористість пласта, тим нижчі покази методу. Це дозволяє за даними *ННМ-Н* визначати коефіцієнт пористості пласта. При рівній пористості нафтонасичені і водоносні породи характеризуються однаковими показами на кривих *ННМ-Н*. Газоносні пласти переважно характеризуються більш високими показами. Радіус дослідження *ННМ-Н* складає приблизно 30 см.

Нейтрон-нейтронний метод з реєстрацією теплових нейтронів (ННМ-Т). На покази *ННМ-Т* впливають процеси сповільнення і дифузії теплових нейтронів. Зменшення щільності теплових нейтронів з віддалю проходить дещо повільніше, ніж у випадку надтеплових нейтронів.

Середній час життя теплових нейтронів визначається в основному прискутністю і концентрацією в породі елементів з аномально високим перерізним поглинання теплових нейтронів, таких як хлор, бор, марганець та інші. В осадових породах основним елементом з аномальним перерізом поглинання нейтронів є хлор. Відповідно середній час життя теплових нейтронів більшості осадових порід зменшується із збільшенням коефіцієнта пористості гірських порід і мінералізації пластових вод. Нафтоносні і газоносні породи характеризуються більшим часом життя теплових нейтронів у порівнянні з водоносними пластами, насиченими мінералізованою водою.

Нейтронний гама-метод (НГМ). При дослідженнях нейтронним гама-методом реєструють гама-випромінювання, яке виникає при захопленні теплових нейтронів ядрами гірської породи (гама-випромінювання радіаційного захоплення). Інтенсивність цього випромінювання в однорідному середовищі зменшується при віддаленні від джерела так, як інтенсивність нейтронів, однак дещо повільніше. Кількість гама-квантів, які досягають детектора, прямо пропорційна кількості нейтронів, які поглинаються одиницею об'єму в зоні розміщення детектора, і числу квантів, що утворюються при захопленні одного нейтрона.

Форма кривої *НГМ* близька до такої як *ННМ*. Вона визначається в першу чергу вмістом водню у гірській породі і в свердловині: при великих зондах, які переважно застосовуються на практиці, покази *НГМ* зростають при зменшенні вмісту водню у середовищі, яке оточує свердловинний прилад.

За впливом на покази *НГМ* після водню в осадових породах друге місце займає хлор. При відсутності хлору основна кількість нейтронів в осадових породах поглинається здебільшого воднем.

Зокрема, водоносні пласти, насичені високо мінералізованою пластовою водою, відмічаються більшими показами в порівнянні з нафтоносними пластами такої ж пористості. Вплив свердловини на покази *НГМ* дещо менший, ніж на покази *ННМ*.

Імпульсні нейтронні методи. При імпульсних нейтронних методах джерело випромінює нейтрони на протязі порівняно коротких інтервалів часу. Такі імпульси генератора нейтронів повторюються періодично з періодом $T=10^{-3}-10^{-1} \text{с}^{-1}$, тобто $10-10^3$ раз в 1 с. За допомогою спеціальної схеми – почасового

аналізатора реєстрація випромінювання здійснюється не безперервно, а лише в деякі (спеціально вибрані) інтервали часу.

В даний час застосовують дві модифікації імпульсних нейтронних методів – з реєстрацією теплових нейтронів (*ІННМ-Т*) та гама-квантів радіаційного захоплення (*ІНГМ*). Реєстрація нейтронів (і гама-квантів) в цих методах здійснюється в інтервалі між двома імпульсами джерела через деякий час затримки після кожного імпульсу, який складає від декількох сотень до двох-трьох тисяч мікросекунд.

Імпульси джерела повторюються через невеликий час (переважно 10-400 раз в 1 с) і при *ІННМ* реєструється інтенсивність теплових нейтронів (гама-квантів) для деякого значення часу затримки, усереднена за великим числом імпульсів джерела.

Вимірювання при *ІННМ* (*ІНГМ*) виконують при русі приладу по стовбурі свердловини і в результаті отримують неперервні діаграми для двох-трьох каналів з різними значеннями часу затримки.

У випадку великих часів затримки вплив діаметру свердловини і властивостей середовища, яке заповнює свердловину, на покази *ІННМ* (*ІНГМ*) поступово зникає, що є перевагою імпульсних методів. Інша перевага імпульсних методів полягає у більшій в порівнянні із стаціонарними методами чутливості до вмісту елементів, які сильно поглинають нейтрони.

В нафтових і газових свердловинах це дозволяє розрізнити продуктивні і водоносні пласти при порівняно малій мінералізації пластових вод (20-30 г/л). Зі збільшенням мінералізації вод вирішення цієї задачі можливе навіть за результатами вимірювання за одним значенням часу затримки. У інших рівних умовах водоносні пласти відмічаються значно меншими показами *ІННМ* для великих затримок в порівнянні з нафтоносними пластами.

Точка реєстрації зонда *ІННМ* і *ІНГМ* співпадає із серединою детектора.

За допомогою імпульсних методів вирішують такі ж задачі, як і стаціонарними нейтронними методами. Загальна інформативність імпульсних нейтронних методів вища порівняно зі стаціонарними. При високій мінералізації пластових вод *ІННМ* дає змогу визначити коефіцієнт нафтонасичення колекторів і стежити за поточним нафтонасиченням.

7.4.4 Метод наведеної активності (МНА)

Метод базується на вивченні штучної радіоактивності, яка виникає при опроміненні гірських порід нейтронами або гама-квантами. За періодом напіврозпаду штучних радіоактивних ядер та енергії їх гама-випромінювання визначають радіоактивний ізотоп, що виник, а відповідно, і початковий ізотоп гірської породи, із якого він утворився. За інтенсивністю гама-випромінювання радіоактивних ядер знаходять концентрацію відповідних початкових елементів у гірській породі.

Активация ядер може здійснюватися як швидкими, так і повільними нейтронами або гама-квантами високих енергій.

В методі наведеної активності використовують установку, яка складається із джерела нейтронів або гама-квантів і детектора гама-випромінювання, який віддалений від джерела на велику віддаль (1,5-2 м), щоби інтенсивністю гама-випромінювання радіаційного захоплення біля детектора можна було знехтувати.

В залежності від періоду напіврозпаду ізоотопу, який визначається MNA , дослідження проводять у неперервному русі приладу по свердловині або поточною. У першому випадку джерело знаходиться попереду і “наводить” штучну радіоактивність, а індикатор рухається за джерелом і реєструє наведену активність. Швидкість руху приладу підтримується постійною. Точку реєстрації відносять до середини детектора. Такий спосіб можливий лише у випадку наведення в породі переважно одного ізоотопу з невеликим періодом напіврозпаду.

Якщо у породі утворюється декілька ізоотопів у рівних кількостях, а також у випадку одного ізоотопу з періодом напіврозпаду в декілька хвилин і більше, проводять дослідження з нерухомим приладом – по точках. Свердловинний прилад опускають на таку глибину, щоби джерело розміщувалося напроти точки, яка підлягає дослідженню. Після деякого часу, достатнього для активації намічених ізоотопів, прилад швидко переміщують на віддаль, яка дорівнює інтервалу між джерелом та індикатором, і останній встановлюють точно напроти опроміненої точки. Подалі вимірюють інтенсивність гамма-випромінювання з декількома затримками часу після закінчення опромінення або неперервно реєструють зміну в часі наведеної активності за допомогою реєстратора. Вимірювання продовжують на протязі часу, який дорівнює приблизно періоду напіврозпаду найбільш довгоживучого із досліджуваних ізоотопів. Приблизно таким же вибирають час опромінення t .

Дані про інтенсивність наведеної активності (після вирахування природної гамма-активності) обробляють з метою визначення періоду напіврозпаду та активності всіх ізоотопів, які помітно активуються.

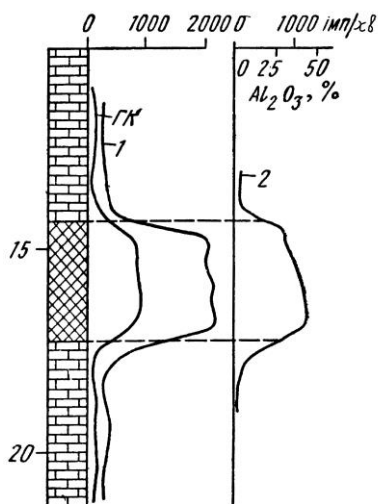


Рисунок 7.15 - Виділення бокситів за даними гамаметрії і методу наведеної активності

1 – крива АГМ, 2 – крива ефекту наведеної активності, що відповідає вмісту Al_2O_3 у бокситів; довжина зонда 1,5 м, швидкість 40 м/ч

Перехід від значень початкових активностей ізотопів до концентрації елементів гірської породи здійснюють на базі перехідних коефіцієнтів, які отримані за даними досліджень моделей пластів з відомою концентрацією елементів і з конструкцією свердловини. З метою розділеного визначення вмісту в породах елементів, що утворюють ізотопи з близькими періодами напіврозпаду, ефективно використовується гама-спектрометрія з застосуванням імпульсних нейтронних генераторів.

МНА застосовують для виділення в розрізі свердловини руд і оцінки концентрації таких елементів, як алюміній, мідь, марганець, фтор (рис. 7.15).

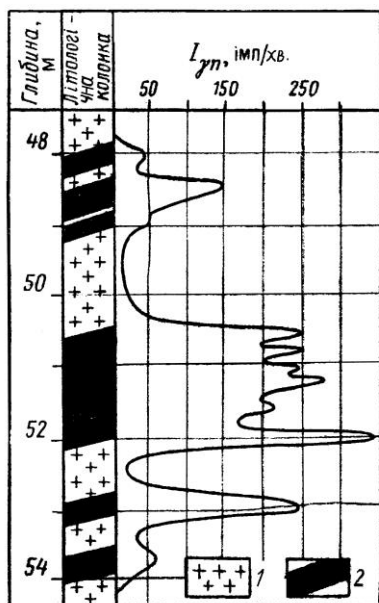


Рисунок 7.16 - Приклад виділення берилієвих руд за даними фотонейтронного метода (берилометрія)

1 – граніти, 2 – берилієва руда

Крім розглянутих радіоактивних методів розроблені і впроваджені у практику геологорозвідувальних робіт радіометричні та ядерно-фізичні методи для вирішення окремих геологічних завдань, зокрема, метод радіоактивних ізотопів, фотонейтронний або берилометричний метод, рентгено-радіометричний (рентгеноспектральний) метод та інші (рис. 7.16).

7.5 Акустичний метод

Акустичні методи геофізичних досліджень в свердловинах ґрунтуються на вивченні пружних властивостей гірських порід за даними спостереження

процесів послідовного поширення у них деформацій, викликаних пружною хвилею.

В породи можуть виникати різні типи пружних хвиль в залежності від виду деформації. При вивченні пружних властивостей гірських порід інформативними є такі хвилі: повздовжні (*P*-хвилі), поперечні (*S*-хвилі), Лемба (*L*-хвилі) і хвилі вторинного походження.

Найважливіші характеристики пружних хвиль – швидкості поширення (або інтервальний час), амплітуди їх і коефіцієнти згасання. Одиницею вимірювання швидкостей пружних хвиль V_P , V_S , V_L служить метр через секунду (м/с). Обернена величина швидкості поширення пружної хвилі в породі називається інтервальним часом ΔT , одиницею вимірювання є мкс/м.

Швидкості поширення і згасання пружних хвиль в гірських породах залежать від таких факторів: літолого-мінералогічного стану порід, об'єму і структури порового простору, типу цементу і степені цементації, характеру розподілу глинистого матеріалу в породі, характеру насичуючого породи флюїду і ступеню насиченості пор рідиною або газом, термобаричних умов вимірювання (ефективного тиску, температури) і ін. Переважаючими факторами слід вважати пористість породи, структуру порового простору і мінеральний склад при наявності заповнювача однакового характеру.

В обсаджених свердловинах акустичні сигнали чутливі в значній мірі на характер контакту цементного каменю з обсадною колоною і породою. Акустичні методи, таким чином, широко застосовуються для вивчення розривів свердловин і для оцінки їх технічного стану.

Акустичний зонд складається із збудника пружного імпульсу-випромінювача *B* і двох розташованих на деякій віддалі від нього приймачів P_1 і P_2 , які сприймають коливання.

Віддаль між приймачами P_1 і P_2 називається базою зонда *S*. Довжиною зонда L_3 є віддаль від випромінювача до найближчого приймача (рис. 7.17).

Випромінювач посилає імпульси коливань, які складаються із трьох-чотирьох періодів (6-8 фаз). Коливальний процес який досягає перших поступлень називається вступом хвилі. Величина максимального відхилення називається амплітудою хвилі, проміжок часу, який розділює два сусідні максимуми або мінімуми – видимим періодом хвилі *T*. Частотою хвилі є $f=1/T$.

Акустичний метод оснований на вивченні швидкості поширення пружних хвиль в гірських породах шляхом вимірювання інтервального часу Δt . Час пробігу Δt пружної хвилі на одиницю довжини і її швидкість V_n визначається як різниця часу вступу на другому і першому приймачах ($t_2 - t_1$).

Швидкість поширення пружної хвилі у пласті називається *пластовою або інтервальною*.

Дані акустичного методу використовують для розчленування геологічного розрізу, виділення нафтогазових і водонасичених колекторів, аномально високих пластових тисків і оцінки їх величини, пластів вугілля і зон оруденіння, оцінки пористості, тріщинуватості і фізико-механічних властивостей, а також для інтерпретації сейсморозвідувальних матеріалів.

Вимірювання проводять на підйомі глибинного приладу зі швидкістю ≤ 1000 м/год.. Для контролю якості діаграм проводять повторний запис вимірювальних параметрів в інтервалі 40-50 м у породах з підвищеним коефіцієнтом згасання.

Для побудови геоакустичної моделі розрізу використовується широкополосний акустичний метод (*ШАМ*). За даними цього методу визначають вертикальний час, а також значення інтервальних і середніх сейсмічних швидкостей, які використовуються в сейсморозвідці для побудови відбиваючих границь.

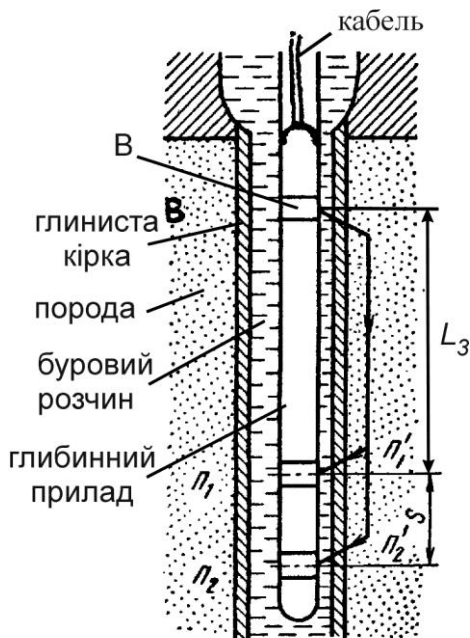


Рисунок 7.17 Схема розміщення акустичного глибинного приладу у свердловині.

Геоакустичні моделі середовища, одержані за даними *ШАМ*, можуть бути використані при вивченні структури відбиваючих горизонтів, їх будови за площею, при виборі оптимальних параметрів для вивчення міжсвердловинного простору, побудови синтетичних сейсмограм.

Літологічне розчленування розрізів свердловин здійснюється з використанням параметрів пружних властивостей гірських порід ΔT , V . Різниця у швидкостях поширення пружних хвиль визначається величиною $V_{\text{ТВ}}(\Delta T_{\text{ТВ}})$ у твердій фазі породи (при $K_{\text{П}} \rightarrow 0$).

7.6 Магнітний метод

Магнітний метод дослідження свердловин базується на вивченні магнітних характеристик гірських порід і напруженості геомагнітного поля в породах, розкритих свердловиною.

Важливими магнітними характеристиками гірських порід є відносна магнітна проникність μ і магнітна сприйнятливості α . Магнітна проникність визначає зв'язок між векторами магнітної індукції B і напруженістю магнітного поля H : $\mu = B/\mu_0 H$, де μ_0 – магнітна стала.

Магнітна сприйнятливості визначає зв'язок між магнітним моментом породи і її магнітним полем. Вона характеризує здатність гірських порід намагнічуватися під дією зовнішнього магнітного поля і зберігати намагніченість після припинення дії зовнішнього поля. Розрізняють об'ємну магнітну сприйнятливості, що дорівнює відношенню інтенсивності намагнічування J одиниці об'єму породи до напруженості намагнічуючого магнітного поля. $\alpha = J/H$ Величина α – безрозмірна і може бути як додатною, так і від'ємною.

Розрізняють такі магнітні методи дослідження розрізів свердловин: метод природного магнітного поля, метод магнітної сприйнятливості.

Метод природного магнітного поля. Його деколи називають свердловинною магнітною розвідкою. Він базується на вивченні магнітних аномалій, виникнення яких зумовлено магнітним полем Землі. Найбільш інтенсивні магнітні аномалії відмічаються поблизу магнетитових руд та вивержених порід основного і ультраосновного складу.

Метод природного магнітного поля використовується для виявлення намагнічених рудних тіл в навколосвердловинному просторі. Глибинність методу залежить від намагніченості рудного тіла, його розмірів і орієнтування в просторі. Найбільш інтенсивні аномалії створюються похилозалегаючими тілами, коли вони знаходяться в стороні від свердловини. Вертикальні тіла виявляються на великих віддалях, якщо вони розміщені під свердловиною.

Метод природного магнітного поля дозволяє визначити елементи залягання рудних тіл, перетнутих свердловиною, встановити геологічну природу наземних магнітних аномалій.

Висока ефективність методу доказана на родовищах магнетитів, титаномангнетитів і мідистих магнетитів.

Метод магнітної сприйнятливості. *Метод магнітної сприйнятливості* базується на вивченні штучного змінного електромагнітного поля гірських порід, величина електрорушійної сили якого визначається їх магнітною сприйнятливості.

Однорідні пласти на кривих α відмічаються симетричними аномаліями відносно їх середини. Характерні значення α відносяться до середини пласта - максимальні при магнітній сприйнятливості пласта більшої магнітної сприйнятливості вміщуючих порід $\alpha_{пл} > \alpha_{вм}$, мінімальні при $\alpha_{пл} < \alpha_{вм}$.

Границі пластів визначаються точками, де величина сигналу дорівнює половині його максимального значення – $\Delta\alpha_{max}/2$, тобто товщина таких пластів визначається шириною аномалії на рівні половини її максимального значення.

Метод магнітної сприйнятливості найбільш ефективний при дослідженні розрізів свердловин, пробурених на магнетитових і титано-магнетитових родовищах. Його можна застосувати також для виявлення в розрізах свердловин скупчень бокситів, марганцевих, хромітових, нікеленосних, сидеритових і олов'яних руд (рис. 7.18).

За даними методу магнітної сприйнятливості при вивченні розрізів свердловин проводиться літологічне розчленування розрізів і їх кореляція,

виділення рудних зон, визначення вмісту заліза в магнетитових рудах, отримання даних про величину магнітної сприйнятливості порід для інтерпретації аномалій магнітного поля у магніторозвідці.

Літологічне розчленування розрізів свердловин за методом магнітної сприйнятливості базується на різній магнітній сприйнятливості порід. Найбільша χ_{ef} характерна для магнетиту і титано-магнетиту; менша для ультраосновних порід (габро, діабаз, порфірити), ще найменша для кислих порід (граніти, гранодіорити). Найнижчу магнітну сприйнятливість мають карбонатні і гідрохімічні осадки.

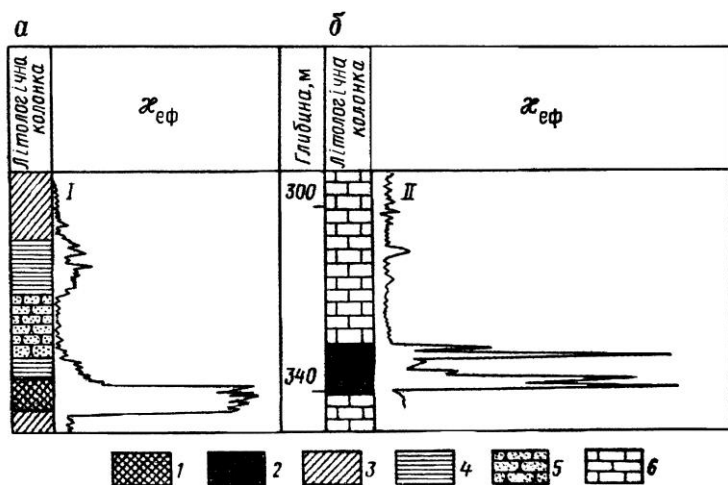


Рисунок 7.18 Виділення у розрізах свердловин марганцевих руд (а) і бокситів (б) за кривими χ_{ef} .

1 – марганцева руда, 2 – боксити, 3 – глинистий сланець, 4 – глина,
5 – пісковик, 6 – карбонати.

7.7 Термічні методи дослідження свердловин

Термічними методами дослідження свердловин вивчається розподіл температури по стовбурі свердловин. Їх використання для вирішення геологічних задач базується на зв'язку температури в свердловині з тепловими властивостями гірських порід, з характером та інтенсивністю теплових процесів, які відбуваються в надрах Землі і в системі свердловина-пласт.

Термічні методи поділяються на методи вивчення природного та штучного теплових полів. За зміною тепла можна виділити стаціонарні й нестаціонарні теплові поля. На теплове поле в гірських породах в основному діють два механізми переносу теплоти: кондукція і вимушена конвекція. Їх вплив на теплове поле залежить від термічних властивостей середовища і

теплопровідності, теплового опору, масової і об'ємної теплоємностей, температуропровідності.

Термічні властивості гірських порід визначаються їх мінеральним складом, структурою, а також термобаричними пластовими умовами.

Для вимірювання температури у свердловинах застосовують спеціальні електричні або електронні термометри, які опускаються в свердловину на каротажному кабелі. Температура у свердловині вимірюється при двох режимах – несталому і сталому. При несталому режимі температура вимірюється для розв'язання таких задач: в'ясування температурного режиму роботи бурильного інструменту і геофізичних приладів; врахування температури при інтерпретації даних ГДС, визначення місць припливу у свердловину газу і нафти, виявлення дебіту газу, виділення газоносних пластів, виділення інтервалів затрубних перетікань, визначення висоти підйому цементу у затрубному просторі, поглинаючих і віддаючих пластів, знаходження інтервалів перетікання пластових флюїдів.

При сталому режимі вимірюється температура порід. Вимірювання проводять через 10 і більше діб перебування свердловини у спокої. У свердловині не повинно бути переливів, газопровів, затрубного руху. Результати вимірювань представляють у вигляді діаграм зміни природної температури у свердловині з глибиною. Температурну криву записують при спуску термометра. При підйомі термометра проводяться контрольні заміри. За цими даними підраховують геотермічний ступінь і геотермічний градієнт для різних ділянок розрізу.

7.8 Геохімічні дослідження

Геохімічні дослідження свердловин складаються з газового виміру у процесі та після буріння і геохімічних досліджень шламу. Ці дослідження сприяють виділенню перспективних інтервалів розрізу свердловини і визначенню характеру їх насичення (рис 7.19).

Газовий метод в процесі буріння свердловин дає змогу визначити кількість і склад газу, який потрапив у промивну рідину при розкритті пласта. Газометрія після буріння виконується для визначення складу і кількості вуглеводневого газу, який надійшов у промивну рідину із пласта внаслідок дифузного або фільтраційного переміщення під час простою свердловини або при спуско-підйомних операціях.

Геохімічні дослідження шламу – це комплекс робіт для визначення складу та якості вуглеводневих газів, видобутих із шламу шляхом тепловакуумної дегазації.

За даними детального аналізу газу, видобутого із промивної рідини, можна прогнозувати характер насичення покладу.

Рисунок 7.19 Характеристика газонасного колектора за даними електрометрії і газометрії свердловин
1 – газонасичений пісковик, 2 – водоносний пісковик, 3 – щільний пісковик, 4 – глина.

7.9 Комплексування геофізичних досліджень у свердловинах

Найважливішими завданнями, які поставлені перед геофізичними дослідженнями свердловин, є:

- 1) розчленування розрізів і уточнення літологічного характеру пройдених пластів;
- 2) виділення колекторів, оцінка їх нафтогазонасичення та кількісне визначення параметрів, які характеризують колектор (пористість, проникність);
- 3) виділення у розрізі вугільних пластів руд, водоносних горизонтів, солей і оцінка їх кількісної характеристики.

Для успішного вирішення цих завдань використовується певний комплекс геофізичних досліджень, у залежності від геологічного розрізу та конкретного

завдання. Найбільш сприятливим для літологічного розчленування є осадовий комплекс порід, коли достатньо мінімального набору методів для достовірної геологічної характеристики розрізу, що включає метод уявного опору (УО), методи природної електричної поляризації (ПС) та гама-активності (ГМ), нейтронний гама-метод (НГМ) та кавернометрія (діаметр свердловини).

Так, для різних літологічних різновидів осадового комплексу можна привести наступні ознаки:

Глини. Характер кривої ρ_y монотонний, ρ_{yo} змінюється від 1 до 10 Ом-м; крива ПС монотонна, максимальні значення додатних потенціалів; збільшені або навіть максимальні значення інтенсивності гама-випромінювання (I_γ), якщо у розрізі немає явних радіоактивних елементів ($I_\gamma=(0,1434-0,2868)$ нА/кг); значення вторинного гама-поля (НГМ) найменші ($I_{\gamma\gamma}=1,0-1,2$) умовних одиниць.

Пісковики. Крива УО може змінюватися у широких межах у залежності від пористості (k_p) і характеру флюїду, який заповнює ці пори, $\rho_{yo}=(1-1000)$ Ом-м; величина аномалії ПС залежить від коефіцієнта пористості (k_p), глинистості ($k_{гп}$) і бурового розчину. Зі збільшенням k_p аномалія кривої збільшується (від'ємна), а зі збільшенням ($k_{гп}$) від'ємна аномалія на кривій ПС зменшується. Діаметр свердловини, у більшості випадків, рівний діаметру бурового долота, але може бути і меншим за рахунок утворення глинистої кірки на стінках свердловини. Як правило, спостерігаються невисокі значення I_γ , які збільшуються зі збільшенням глинистості пісковику. Середні значення $I_{\gamma\gamma}$ головним чином, визначаються характером флюїду, яким насичений пісковику (середнє у випадку насичення прісною водою, нафтою, і високим у випадку насичення високомінералізованою водою, як і для щільних гірських порід).

Вапняки. Крива УО слабо диференційована, ρ_{yo} змінюється у широких межах у залежності від тих же факторів, що і для пісковиків. Такий же характер і кривої ПС і залежить від пористості. Інтенсивність гама-випромінювання (ГМ) відносно невисока - $I_\gamma=(0,01434-0,02868)$ нА/кг. Інтенсивність $I_{\gamma\gamma}$ (НГМ) має великі значення - $I_{\gamma\gamma}=(3-5)$ умовних одиниць.

Гідрохімічні осадки. Уявний опір великий; аномалії ПС, як правило, незначні, але вони можуть мати різний характер у залежності від часу заміру після викриття пласта. Гама-інтенсивність дуже низька - $I_\gamma=(0,01434-0,02151)$ нА/кг проти солей NaCl, так і проти KCl, але останні значно більші за рахунок вмісту як Cl, та і ^{40}K .

Основними методами геофізичних досліджень нафтових і газових свердловин є електричні методи, які включають методи опору, природних потенціалів, індуктивний та радіоактивні методи. Комплекс ГДС визначається багатьма факторами, зокрема, літологією, пористістю та її видами, глинистістю колекторів, співвідношенням мінералізації бурового розчину і пластових вод. В пісько-глинистих розрізах з малопористими пластами і у всіх випадках у карбонатних відкладах комплекс ГДС доповнюється акустичним методом. Висока ефективність у всіх випадках газометрії. На рис. 7.20 і 7.21 наведений приклад ефективності окремих геофізичних методів виділення у розрізі нафтоносних і газоносних колекторів.

Геофізичні методи дослідження свердловин займають провідне місце в комплексі робіт виявлення і промислової оцінки рудних копалин і мінеральної сировини.

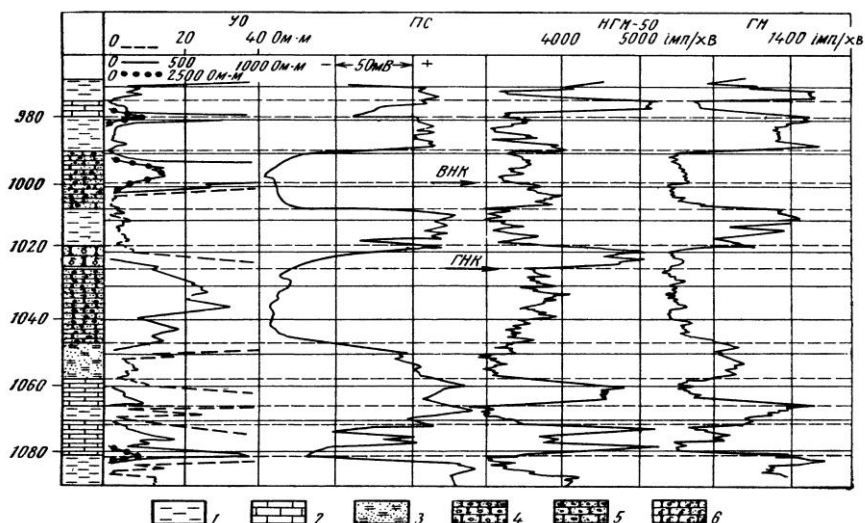


Рисунок 7.20 - Приклад кривих електричних і радіоактивних методів
 УО – крива опору записана зондом М2.5А0,5В; ПС - крива самочинної поляризації; НГМ-50 – крива нейтронного гама-методу з довжиною зонда 50 см; 1 – глина, 2 – вапняк, 3 – алевроліт, 4 – пісковик водоносний, 5 – пісковик, 6 – пісковик газоносний, ВНК – водо-нафтовий контакт, ГНК – газонафтовий контакт

Залізні руди. Існує багато типів залізних руд різного мінералогічного складу з різними умовами утворення та іншими особливостями. За переважним рудним мінералом виділяються промислові типи залізних руд: магнетитові, гематитові, гідроетитові, сидеритові (карбонатні), залізо-хлоритові (силікатні).

Магнетитові руди, в яких основними рудотвірними мінералами є магнетит і титаномагнетит, характеризуються високою магнітною сприйнятливістю. Тому для вивчення магнетитових руд найбільш ефективний магнітний метод. Магнетитові руди чітко виділяються на кривій магнітної сприйнятливості підвищеними показами. У випадку слабomagнітних залізних руд (гематитових, гідроетитових, сидеритових та інших) основними є радіоактивні методи досліджень: гама-гама-метод щільнісний, селективний гама-гама-метод та нейтронні методи (ННМ, НГМ).

Застосування ГГМ для виділення залізних руд базується на їх великій $(3\div5) \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ густині і високому ефективному номері, останнє пов'язано із порівняно високим атомним номером заліза ($Z=26$). У відповідності з цим залізні руди відмічаються на діаграмах ГГМ-Щ та ГГМ-С зниженими показами. Найкращі результати отримують при малій пористості залізних руд. При високій пористості залізні руди відмічаються гірше.

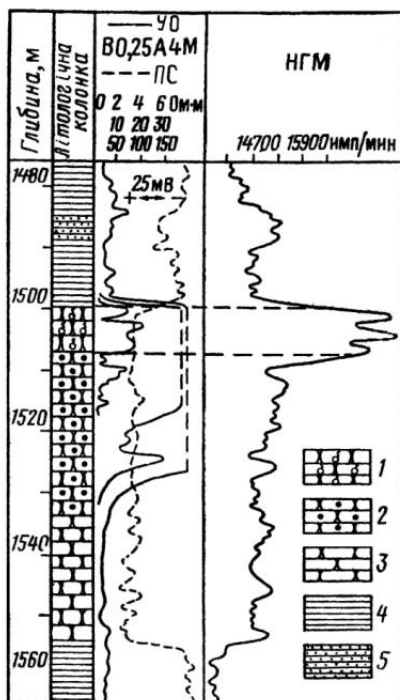


Рисунок 7.21 - Приклад виділення газоносних колекторів за даними НГМ у комплексі з електрометрією свердловин

1 – газоносний пісковик, 2 – нафтоносний пісковик, 3 - водоносний пісковик, 4 – глини, 5 – піщані глини.

Результати сумісної інтерпретації даних ГГМ-Щ, ГГМ-С; та магнітних методів дозволяють визначити загальний вміст заліза та встановити долю магнітного заліза.

Кольорові метали. Кольорові метали (мідь, свинець, цинк і т.д.) зустрічаються переважно у вигляді сірчистих сполук. Промислові скупчення багатьох кольорових металів представлені сульфідними мінералами. Руди кольорових металів переважно є комплексними. Характерна властивість багатьох руд кольорових металів - їх низький електричний опір, пов'язаний з електронною провідністю. Суцільні добре провідні руди кольорових металів успішно виділяються за допомогою комплексу різних видів електричних методів – реєстрації кривих уявного опору звичайними зондами, вимірювання потенціалу або градієнта ПС, вимірювання методами ковзних контактів (МКК) і електродних потенціалів (МЕП). За отриманими даними можна з високою точністю відбити границі рудних тіл, виділити окремі прошарки та прожилки руд і встановити характер та будову покладу.

Деякі руди кольорових металів не володіють високою електропровідністю. В цих випадках, а також при необхідності відрізнити провідні руди кольорових металів від нерудних добре провідних порід застосовують ГГМ-Щ та ГГМ-С.

Руди кольорових металів здебільшого володіють більш високою $3 \div 5 \cdot 10^3 \text{кг/м}^3$ густиною, ніж вміщуючі породи (густина зазвичай менша $3 \cdot 10^3 \text{кг/м}^3$) і відмічаються мінімумами показів на кривій ГГМ-Щ. Особливо чітко виділяються сфалеритові руди, які мають велику густину (для сфалериту - $3,5 \div 4,2 \cdot 10^3 \text{кг/м}^3$).

Застосування ГГМ-С базується на великих атомних номерах металів (особливо свинцю, $Z=82$) і відповідно, на високому ефективному номері руд цих металів. Тому руди відмічаються зниженими показами на кривій ГГМ-С.

ГГМ-С дозволяє виділити руди навіть із порівняно невеликим вмістом металу і добре відмічає вкраплені та окислені руди.

Для кількісної оцінки міді в руді, а також для виділення бідних мідних руд (з вмістом міді від часток процента і вище) застосовують метод наведеної активності міді у двох модифікаціях.

- 1) За радіоактивним короткоживучим ізотопом ^{66}Cu (період напіврозпаду 5,15 хв.), який утворюється із стабільного ізотопу ^{65}Cu , що міститься в природній суміші ізотопів міді в кількості 31 %.
- 2) По радіоактивному довгоживучому ізотопу ^{64}Cu (період напіврозпаду 12,8 хв), який утворюється із стабільного ізотопу ^{63}Cu , що міститься в природній суміші ізотопів міді в кількості 69 %.

Для методу наведеної активності по короткоживучого ізотопу час опромінення і спостереження складає 5-20 хв., для методу наведеної активності довгоживучого ізотопу – декілька годин.

Боксити. Боксити-осадова гірська порода, багата вільним глиноземом ($52\text{--}28\% \text{Al}_2\text{O}_3$). Їх використовують як сировину для отримання металічного алюмінію. В багатьох випадках родовища бокситів характеризуються пластоподібною або лінзоподібною формою рудних тіл. Є різновиди бокситів, які володіють підвищеною радіоактивністю. Проти них на кривій ГМ спостерігаються більш високі покази, ніж проти вміщуючих порід.

Боксити, в яких присутній магнетит і, які у зв'язку з цим мають підвищену магнітну сприйнятливість, відмічаються високими показами на діаграмах магнітного методу. Застосування магнітного методу для виділення бокситів дає особливо добрі результати на родовищах геосинклінального типу.

Найбільш ефективним методом дослідження для бокситів є наведена активність алюмінію. У цьому випадку реєструється випромінювання від радіоактивного ізотопу ^{28}Al (період напіврозпаду 2,27 хв.), який утворюється із природного алюмінію ^{27}Al під дією теплових нейтронів.

Метод наведеної активності алюмінію дозволяє виділити боксити всіх різновидів, а також давати кількісну оцінку вмісту алюмінію в руді. Для кількісних визначень необхідно знати коефіцієнт переходу від результатів вимірювання наведеної активності до вмісту Al . Перехідний коефіцієнт встановлюється дослідним шляхом в результаті вимірювань в свердловинах з відомим вмістом бокситу в руді або на блоках руд з відомим вмістом металу.

Бор. Пошуки бороносних порід у розрізі свердловини базуються на виключно високій здатності бору поглинати теплові нейтрони. В зв'язку з цим на кривій нейтронного методу проти породи, яка вміщує бор, у всіх випадках буде спостерігатися чіткий мінімум (рис. 7.22).

За допомогою нейтронного методу можна наближено визначити вміст бора в породі.

Для виділення в розрізі свердловин інших корисних копалин основними є наступні види ГДС.

1. Для марганцевих руд – НМ-Т і НА.

Застосування НМ-Т для виділення цих руд базується на підвищеній здатності марганцю поглинати теплові нейтрони.

Для наведеної активності марганцю індикаторним є радіоактивний ізотоп ^{56}Mn з періодом піврозпаду 2,6 год., який утворюється із стабільного ізотопу марганцю ^{55}Mn .

2. Для важких металів (вольфраму, молібдену, олова, сурми, ртуті) – ГГМ-С. Передумовою для його застосування є високий ефективний атомний номер руд, що вміщують важкі елементи.

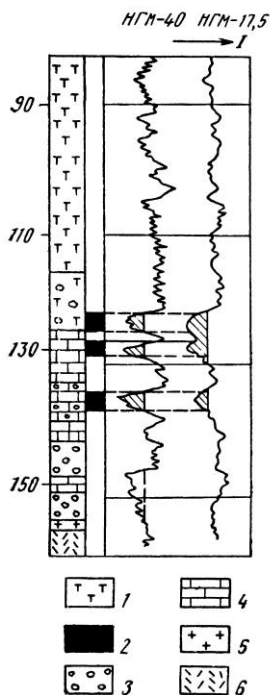


Рисунок 7.22 - Виділення боровміщуючих порід за даними нейтрон-гама методу (НГМ)

НГМ-40 і НГМ 17,5 – нейтронний гама метод зондами довжиною 40, 17,5, 1 – порфірит, 2 – бороносні зони, 3 – скарни, 4 – вапняки, 5 – діоритові породи, 6 – туфопісковики; бороносним породам відповідають мінімуми на обох кривих

Для виявлення порід, які містять ртуть, також застосовується НМ-Т, так як ртуть володіє підвищеною здатністю поглинати теплові нейтрони; проти порід, що містять ртуть, на кривій НМ-Т спостерігається мінімум.

3. Для берилію – фотонейтронний метод.

4. Для плавикового шпату (флюориту) – метод наведеної активності фтору при неперервному переміщенні установки.

Індикаторним елементом є радіоактивний ізотоп ^{20}F з періодом піврозпаду 10,7 с, який утворюється із стабільного ізотопу ^{19}F , що входить в склад плавикового шпату, під дією нейтронів.

5. Для калійних солей – ГМ, а для детальних досліджень НГМ і ГГМ-Щ.

Калійні солі виділяються підвищеними показами на кривій ГМ, що пов'язано з радіоактивністю ізотопу калію ^{40}K , НГМ і ГГМ-Щ дозволяють визначити тип калійних солей. Карналіт і кізерит, які містять велику кількість кристалізаційної води, відмічаються на кривих НГМ меншими показами в порівнянні з іншими калійними солями (наприклад, силівнітом). На кривих ГГМ відмічаються низькими показами калійні солі з більш високою густиною (силівніт).

6. Для радіоактивних елементів – ГМ.

Якщо уран знаходиться в рівноважному стані із продуктами його розпаду, метод природного гама – випромінювання дає можливість визначити вміст урану.

Ділянки промислового уранового і торієвого скупчень виділяються на діаграмах ГМ різким зростанням інтенсивності $\dot{\gamma}$. Особливо ефективним є ГМ спектрометричний.

7.10 Прострілювальні та вибухові роботи у свердловинах

Прострілювальні та вибухові роботи у свердловинах проводяться з метою перфорації обсадних колон і цементу для розкриття нафтогазоносних і водоносних пластів; зрізування у свердловині колон і труб для їх підняття на поверхню; відбору зразків гірських порід у незакріплених свердловинах; відбору пластових рідин і газів випробувачами пластів.

Вибухові роботи проводяться з метою підвищення продуктивності експлуатаційних свердловин, відокремлення пластів, очистки фільтрів, звільнення і підняття труб зі свердловини під час аварій, боротьби з поглинанням промивної рідини під час буріння, ліквідації відкритих фонтанів і погашення пожеж на свердловинах.

Розкриття пластів виконується за допомогою перфораторів. Для перфорації свердловин використовуються кумулятивні, кульові і торпедні перфоратори.

Зразки гірських порід та проби рідини або газу відбираються зі стінок свердловини за допомогою бокових свердлярних керновідбірників і стріляючих ґрунтоносів.

Результати лабораторних досліджень відібраних зразків порід дозволяють встановити літологію розрізу, визначити фільтраційні та ємнісні властивості, глинистість і залишкову нафтонасиченість порід.

Література

Основна:

1. Толстой М.И., Тимошин Ю.В., Сухорада А.В. и др. Основы геофизических методов разведки. Киев, Выща школа, 1985, 327 с.

2. Горбачев Ю.И. Геофизические исследования скважин. М: Недра, 1990.
3. Дьяконов Д. И., Леонтьев Е. И., Кузнецов Г.С. Общий курс геофизических исследований скважин. М: Недра, 1984.
4. Комаров С.Г. Геофизические методы исследования скважин. М: Недра, 1973.
5. Федынский В.В. Разведочная геофизика. М: Недра, 1964, 672 с, гл. VII, с. 558-664.

Додаткова:

1. Дахнов В.Н. Электрические и магнитные методы исследования скважин – М: Недра 1990.
2. Кривко Н.Н. Аппаратура геофизических исследований скважин. М: Недра, 1991.
3. Дахнов В.Н. Интерпретация результатов геофизических исследований скважин. М.: Недра, 1972.
4. Итенберг С.С. Интерпретация результатов геофизических исследований скважин. М: Недра, 1987.
5. Довідник з нафтогазової справи під ред. В.С. Бойка, Р.М. Кондрата, Р.С. Яремійчука. Львів, 1996.

Питання для самоконтролю

1. Предмет ГДС і задачі їх проведення в конкретних умовах.
2. Класифікації методів ГДС.
3. Основна апаратура та обладнання для проведення геофізичних досліджень свердловин.
4. Принципова схема вимірювання питомого опору гірських порід.
5. Призначення зондів методу опору і їх типи.
6. Класифікація зондів методів позірнього опору і їх характеристика.
7. Точка запису для різних типів зондів.
8. За якою формулою розраховується коефіцієнт зонда (однополюсного, двополюсного)?
9. За якою формулою визначається позірний опір гірських порід?
10. Яка природа потенціала природної електричної поляризації?
11. Дайте визначення терміну “нульова лінія глин”?
12. Чим визначається величина і знак потенціала природної електричної поляризації?
13. Як визначаються границі пластів за даними потенціалу природної електричної поляризації?
14. Яка форма кривої для потенціал-зонда?
15. Форма кривої для градієнт-зонда (послідовного і покрівельного) проти пласта високого опору?
16. За якою формулою визначається підшва і покрівля високоомного пласта для градієнт-зондів.
17. В чому полягає принцип мікрозондування?
18. Які ви знаєте зонди мікрозондування?
19. Радіус дослідження мікрозондами?
20. Які зонди використовуються у боковому зондуванні?
21. Який характер кривих позірнього опору бокового зондування?
22. В чому полягає принцип індукційного методу?
23. Які криві реєструються і в яких одиницях у індукційному методі?

24. Поняття однорідного анізотропного середовища і його реальні параметри.
25. Принцип взаємності і його практичне значення.
26. Зв'язок між позірним та істинним питомим опором середовища.
27. Стандартний електричний каротаж і вирішувани ним задачі.
28. Призначення БКЗ, його переваги та недоліки при вирішенні основних геологічних задач.
29. Роль мікрозондування при дослідженнях свердловин.
30. Фізичні основи методу ПС і область його застосування.
31. Використання резистивіметрії для вирішення геологічних і технологічних задач.
32. Роль пластової похилометрії при вирішенні геологічних задач.
33. Модифікації бокового каротажу з циліндричними електродами і принципова схема вимірювання питомого опору порід.
34. Бокове мікрозондування, його роль при вирішенні основних геологічних задач.
35. Фізична суть і принцип вимірювання позірного опору боковими мікрозондами.
36. Метод ВП і області його застосування.
37. Фізична суть методу ВП і вирішувани ним задачі.
38. Різновиди магнітного каротажу і області їх застосування.
39. Фізична суть каротажу магнітної сприйнятливості, принцип вимірювання і вирішувани задачі.
40. Методи природної радіоактивності, їх призначення і вирішувани ними задачі.
41. Нейтронні методи, їх призначення і вирішувани ними задачі.
42. Методи розсіяного гама-випромінювання, їх призначення і вирішувани ними задачі.
43. Фізична суть акустичних методів, їх призначення і вирішувани ними задачі.
44. Роль термічних методів при дослідженні розрізів свердловин.
45. Принципи комплексування методів ГДС для вирішення основних геологічних, технічних і технологічних задач.
46. Прострілювально-вибухові роботи у свердловинах, їх призначення для вирішення основних геологічних, технічних і технологічних задач.
47. Фізичні основи і задачі ГДС у вугільних свердловинах.
48. Виділення окремих видів корисних копалин за даними ГДС рудних родовищ

Частина друга МЕТОДИ ПІДВИЩЕННЯ ЕФЕКТИВНОСТІ ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

ГЛАВА 8 МЕТОДИ ПЕТРОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Петрофізика є областю досліджень фізичних властивостей гірських порід і руд із метою вивчення історії геологічного розвитку земної кори, геологічної будови окремих регіонів, пошуків і розвідки корисних копалин. Детальна петрофізична характеристика геологічних утворень, крім того, формує основу інтерпретації геофізичних полів і обумовлює більш інформативне рішення різноманітних задач. Петрофізика є стиковою областю знань, яка тісно пов'язана з фізикою речовини і петрологією. Основними задачами петрофізики є:

- вивчення і систематизація фізичних властивостей порід та мінералів, вивчення зв'язків між фізичними властивостями, складом і структурно-текстурними особливостями порід;
- оцінка впливу на фізичні властивості різноманітних геологічних, фізико-хімічних та термодинамічних чинників;
- оцінка впливу фізичних властивостей на перебіг геологічних процесів;
- використання даних щодо фізичних властивостей порід і їх зв'язків із складом та структурними особливостями як для інтерпретації геофізичних даних, так і для побудови речовинно-фізичних моделей геологічних об'єктів і процесів.

Безпосереднє використання петрофізичних методів при геологічній зйомці середніх і крупних масштабів дозволяє більш об'єктивно розділяти інтрузивні породи на комплекси і фації, метаморфічні й осадові породи - на серії і свити; проводити кореляцію одновікових утворень, а також виділяти перспективні ділянки для пошуків рудних родовищ, зони неоднорідностей, шари з підвищеними колекторськими властивостями тощо. Саме це обумовило існуючі в багатьох країнах світу (Фінляндія, Канада, Австралія тощо) рекомендації щодо обов'язкового проведення петрофізичних зйомок при виконанні регіональних геохімічних та геодинамічних досліджень.

Такий широкий перелік вирішуваних задач визначається залежністю фізичних властивостей від атомної будови речовин (будова і маса ядер, будова електронних оболонок), типу хімічного зв'язку, зміни складу середовища і термодинамічних умов утворення мінералів і порід. Як наслідок, дуже часто встановлюється високий рівень кореляції між фізичними властивостями і хімічним складом мінералів і гірських порід. Оскільки ж властиві даній породі (мінералу) величини фізичних параметрів формуються під час її утворення і можуть змінюватись в майбутньому, при зміні характеристик середовища. у багатьох випадках є можливим за фізичною характеристикою геологічних формацій відновити термодинамічний режим їх утворення. Водночас, фізичні властивості гірських порід у значній мірі визначають хід геологічних процесів - магматичних, метаморфічних, рудоутворення тощо. Так, *густинна* диференціація гірських порід земної кори і верхньої мантії обумовлює ряд тектонічних процесів, справляє суттєвий вплив

на магматичну диференціацію порід, на характер і ступінь метаморфізму. Пружні властивості гірських порід відіграють значну роль у виникненні і розвитку різноманітних форм диз'юнктивних або плікативних порушень. Ємнісні властивості є визначальними для процесів масопереносу. Безсумнівно є залежність багатьох геологічних явищ від теплових властивостей утворень земної кори і верхньої мантії.

Досліджувані фізичні властивості гірських порід і мінералів (загалом нині вивчається майже 200 петрофізичних параметрів) можуть бути розділені на наступні основні групи:

1) група оптичних властивостей (досліджуються кристалооптичними методами, які є потужним інструментом мінералогії та петрографії, і нами не розглядаються);

2) група щільнісних властивостей об'єднує більше десяти параметрів, найбільш уживаними з яких є мінеральна густина (δ), об'ємна густина (σ_0), густина твердої фази (σ_T), густина газо- і водонасичених порід ($\sigma_{гн}$ і $\sigma_{вн}$), структурна рихлість (ω) та кристалохімічна щільність (η), коефіцієнти анізотропії густини (λ_σ) і мінеральної густини (λ_δ);

3) група ємнісних властивостей, до якої включається понад 30 параметрів, серед яких: коефіцієнти загальної ($K_{пз}$), відкритої ($K_{пв}$), ефективної ($K_{еф}$) і динамічної (K_d) пористості, коефіцієнти водо-, нафто- і газонасиченості ($K_{вн}$, $K_{нн}$, $K_{гн}$), коефіцієнт проникності ($K_{пр}$), коефіцієнти анізотропії пористості (λ_p) і проникності ($\lambda_{пр}$), поровий склад, тріщинуватість тощо;

4) група теплофізичних властивостей, у складі якої вивчають переважно: масову (C_m) та об'ємну теплоємність (C_v), температуропровідність (a) і теплопровідність (λ), залежності цих параметрів від температури, коефіцієнти анізотропії теплоємності, температуропровідності і теплопровідності (λ_c , λ_a і λ_λ);

5) група пружних властивостей, найуживанішими з яких є: швидкості поширення поздовжніх (V_p), поперечних (V_s) і релеєвських (V_R) хвиль, акустична жорсткість (γ_v), коефіцієнти поглинання енергії пружних коливань (α_E), коефіцієнти анізотропії швидкостей поширення пружних хвиль і акустичної жорсткості (λ_v і λ_α), модуль Юнга (E), модуль зсуву (G), коефіцієнт Пуассона (ν), модуль об'ємного розширення (K), залежності пружних параметрів від частоти;

6) група електричних властивостей, з яких найбільше значення мають: питомий електричний опір (ρ) і електрична провідність (γ), діелектрична проникність (ϵ), тангенс кута діелектричних втрат ($\text{tg}\delta$), природна ($\Delta U_{пс}$) і викликана поляризація ($\Delta U_{вп}$), поляризуємість (η), коефіцієнти електрохімічної активності (α) та поглинання електромагнітної енергії ($K_{пог}$), тензори електричних параметрів та залежності електричних параметрів від частоти поля та температури середовища;

7) група магнітних властивостей. Із параметрів, що до неї належать, найчастіше використовуються: магнітна проникність (μ) і магнітна сприйнятливість (α), намагніченість - об'ємна (J), індуктивна (J_i), насичення (J_s), природна залишкова (J_n), термозалишкова (J_t), орієнтаційна залишкова ($J_{го}$), в'язка залишкова (J_v), хімічна залишкова (J_c), динамічна залишкова ($J_{дл}$), п'єзозалишкова ($J_{п}$), залишкова насичення (J_{rs}); тензори магнітних параметрів,

температура Кюрі (T_c), напруженість магнітного поля насичення (H_s), коерцитивна сила (H_c) і параметри коерцитивних спектрів (γ_0 і Δ_m), коефіцієнт розмагнічування (N) і фактор Кенігсбергера (Q), температурні залежності магнітних параметрів;

8) група радіоактивних властивостей включає, в першу чергу: потужність дози інтегрального гама-випромінювання (J_γ або $3P$), вміст $U(Ra)$, Th та K^{40} , а також їх вклад у величину сумарного гама-фону.

Петрофізика гірських порід, що виходять на сучасну поверхню земної кори, є основою для інтерпретації геофізичних даних при дослідженні фундаментів платформ, глибинної будови земної кори і мантії. Істотну роль в останньому випадку грає вивчення фізичних властивостей мінералів і гірських порід при високих тисках і температурах, що є причиною реконструктивних або деструктивних петрофізичних змін.

8.1 Петрофізичні методи

Щільнісні характеристики, найуживанішою з яких є густина, належать до числа найважливіших екстенсивних параметрів які характеризують стан природних систем – адже саме густина визначає мольний об'єм речовини і її знання необхідне при розрахунках обсягів елементарних комірок мінералів. Оскільки *густина є властивістю речовини що визначає її масу в одиниці об'єму*, то вона безумовно впливає на всі інтенсивні параметри систем: величину тиску і температуру, а також, безумовно, на концентрацію. Основні щільнісні параметри наведені у табл. 8.1.

Таблиця 8.1 - Основні щільнісні параметри гірських порід

Параметр, індекс	Визначення	Одиниця виміру (CI)
Густина, σ	Відношення маси гірської породи (мінералу) до об'єму породи (мінералу), тобто відношення маси твердої, рідкої і газової фаз до його об'єму	Кг/м ³
Густина: - мінеральна, δ_m	Відношення маси твердої фази гірської породи до чистого об'єму твердої фази (позбавленого порожнеч розміром понад 10 ⁻⁴ мм)	Кг/м ³
- твердої фази, σ_t	Відношення маси твердої фази гірської породи до об'єму твердої фази за виключенням відкритої пористості	Кг/м ³
- газонасичених порід, σ_g	Відношення маси твердої фази гірської породи до об'єму породи, позбавленої порової вологи	Кг/м ³
- газо-водонасичених порід, σ_{gv}	Відношення маси гірської породи з лабораторною вологістю до об'єму породи	Кг/м ³
-	Відношення маси гірської породи з	Кг/м ³

Параметр, індекс водонасичених порід, σ_v	Визначення	Одиниця виміру (CI)
	максимальною вологістю до об'єму породи	
Питома вага, δ_p	Відношення ваги гірської породи (мінералу) до об'єму породи (мінералу)	Н/м ³
Кристалохімічна щільність, η	Кількість атомів в одиниці об'єму породи	1/м ³
Структурна рихлість, ω	Середній об'єм що припадає на 1 атом породи	м ³

8.1.1 Визначення щільнісних властивостей зразків

Найбільш точно щільнісні характеристики зразків визначаються лабораторними методами. При цьому, як правило, застосовується метод гідростатичного зважування. Для визначення тієї густини породи (σ_o), яку вона мала в природному заляганні, зважуванню піддають свіжо запарафінований зразок. При зважуванні послідовно одержують: масу зразка без парафінової оболонки m_1 , масу зразка після парафування m_2 ; масу зразка, зануреного у рідину, m_0 . Густина зразка обчислюють за формулою:

$$\sigma_o = \frac{m_1}{(m_1 - m_0) / \sigma_p - (m_2 - m_1) / \sigma_n}$$

де σ_p - густина рідини, σ_n - густина парафіну. Похибка визначення густини залежить від маси зразка, густини зразка, робочої рідини і парафіну, а також від точності зважування. При дослідженні кристалічних порід похибка, як правило, не повинна перевищувати 1 кг/м³. Якщо порода є практично непроникною для води, то обходяться без парафування. Для одержання густини водонасиченого зразка σ_v його попередньо насичують водою, а густину газонасиченої породи σ_g вимірюють після просушування в лабораторній печі. Критерієм водонасиченості зразка (як і видалення вологи зі зразка) є стабілізація його маси. В усьому іншому техніка виміру параметрів σ_v , σ_g нічим не відрізняється від визначення σ . У випадку присутності у складі породи добре розчинних мінералів в якості робочої рідини слід використовувати неелектролітичні рідини, наприклад, гас. При визначенні густини порід, для яких характерна усадка (глини, крейда, деякі мергелі), вводять поправки за усадку. Для зразків масою менше 200 г слід застосовувати терези 2-го класу точності.

Якщо парафування не провадилося або масою парафіну можна зневажити, а також за умови невисокої точності вимірювань (зважування у воді, густину якої умовно беруть рівною 1000 кг/м³), використовується спрощений вираз обрахунку густини:

$$\sigma = \frac{1000 \cdot m_1}{(m_1 - m_0)}$$

Похибка визначення густини залежить від маси зразка, густини зразка і робочої рідини та точності зважування. Густина сипучої неуцільненої породи (піску, ґрунту і т.п.) одержують пікнометричним методом, тобто зважуванням

визначеного об'єму зразка:

$$\sigma = \frac{(m - m_{\text{п}})}{V},$$

де m - маса пікнометра із породою; $m_{\text{п}}$ - власна маса пікнометра; V – об'єм породи. Вимірювати густину порід денситометрами в загальному випадку не рекомендується у зв'язку з низькою точністю вимірювань і внесенням систематичних похибок.

Для визначення мінеральної густини породи дроблять до часток, що проходять через сито з отвором 0,25 мм². Об'єм скелету знаходять шляхом зважування тарованого пікнометра з рідиною і порошком породи, при цьому робочу рідину (гас, спирт, вода) і порошок породи попередньо вакуумують для видалення повітря:

$$\delta_{\text{м}} = \frac{(m_1 - m_0) \cdot \sigma_{\text{р}}}{m_3 - m_0 - m_2 + m_1},$$

де m_0 - маса пікнометра, m_1 - маса пікнометра з пробєю, m_2 - маса пікнометра з пробєю доповненого рідиною, m_3 - маса пікнометра, наповненого рідиною. Похибка визначення мінеральної густини не повинна перевищувати 10 кг/м³.

Густину природних вод і нафт звичайно вимірюють пікнометричним методом або з застосуванням ареометрів.

Основними способами оцінки густини порід у природному заляганні є: гравіметричні виміри в свердловинах; гамма-гамма метод у в свердловинах і в поверхневих горизонтах земної кори (коефіцієнт поглинання гірською породою гамма-променів пропорційний до густини); метод Неттльтона (за регіональним гравітаційним фоном).

Кристалохімічна щільність і структурна рихлість порід розраховуються за мінеральним складом:

$$\eta = \sum (C_j \cdot \eta_j)$$

$$\omega = \sum (C_j \cdot \omega_j)$$

$$\text{де } \eta_j = A^* (\sigma_j \cdot O_j) / M_j, \text{ а } \omega_j = v_j / (n_j \cdot z_j),$$

де C_j , η_j , ω_j , σ_j – дольовий вміст ($\sum C_j = 1$), кристалохімічна щільність, структурна рихлість і об'ємна густина j -го мінералу породи; M_j , O_j , n_j - молекулярна маса, кількість атомів кисню і число структурних одиниць у формулі j -го мінералу породи; z_j і v_j - кратність і об'єм комірки мінералу; A - число Авагадро. Зведення даних про величини кристалохімічної щільності та структурної рихлості в деяких мінералах наведені в таблиці 8.2.

8.1.2 Густина хімічних елементів і мінералів

Густина хімічно чистих простих твердих речовин характеризується постійним, чітко визначеним значенням, і змінюється в межах 500 кг/м³ (літій) – 22500 кг/м³ (осмій та іридій). Більша частина маси атомів (99,95-99,97 %) зосереджена в ядрах (маси протонів і нейтронів рівні 1,672·10⁻²⁷ кг і 1,675·10⁻²⁷ кг при масі електронів 9,109·10⁻³¹ кг. Радіуси атомів елементів складають 10⁻¹⁰ м; радіуси ядер значно менші – 10⁻¹⁵...10⁻¹⁴ м. Тому густина ядра атома є дуже значною, і приблизно дорівнює 1,16·10¹⁷ кг/м³, при вкрай малій густині електронної хмари, яка оточує ядро, що визначає дуже велику

залежність густини від об'єму атомів та іонів.

Густина мінералів визначається масою складових їхніх елементів і будовою електронних оболонок атомів, що обумовлюють кристалохімічні особливості структур. При цьому густина мінералів тим вища, чим більше вони містять атомів значної відносної атомної маси і чим щільніше атоми упаковані в одиниці об'єму. Упаковка визначається атомними (іонними) радіусами, валентністю і типом зв'язку часток. Оскільки великі іони (наприклад, O^{2-} , S^{2-} , Cl^-) багатьох мінералів утворюють надщільні упаковки, катіони меншого радіусу розташовуються між ними, причому катіонів між аніонами може бути тим більше (а отже і вища густина мінералу), чим менша їхня валентність і вища валентність аніонів. В загальному випадку густина мінералів з іонною або ковалентною формами кристалічного зв'язку нижча ніж мінералів з ковалентно-металевою і іонно-металевою формами зв'язку.

Середня атомна маса більшості породоутворюючих мінералів (польового шпату, кварцу і плагіоклазу) залишаються постійною або дещо підвищується в піроксені і форстериті. У зв'язку з цим зміни густини мінералів обумовлюється, головним чином, варіаціями щільності упаковки атомів у кристалічній решітці. Так в силікатах щільність упаковки зростає в ряду: каркасні (польові шпати, кварц) – ланцюжкові (піроксени) – острівні (олівіни).

У рудних мінералах збільшення густини відбувається головним чином за рахунок зміни маси при другорядному впливі структури, що відповідає електронній будові атомів в яких заповнюються субрівні d електронних оболонок (хром, залізо, свинець та інші важкі елементи).

У природних мінералах, які складають гірські породи, спостерігаються досить значні коливання густини мінералів, які складають, у загальному випадку, сотні кілограмів на кубічний метр (див табл. 8.2). Вони обумовлені явищами ізоморфізму (зміна маси та радіусу іонів) та поліморфізму (зміна щільності упаковки атомів), дефектами структур, наявністю хімічних і механічних домішок. Проте для кожної петрографічної групи порід, що утворюється у визначених умовах (комплекс, формація), характерний визначений склад мінералів, що обумовлює більш сталі значення густини останніх і породи в цілому.

Таблиця 8.2 – Об'ємна густина ($кг/м^3$), кристалохімічна щільність (в 10^{28} атомів $O/м^3$) та структурна рихлість (y/o) деяких породоутворюючих та рудних мінералів (за [3 і 7], з доповненнями).

Мінерал	σ	η	ω	Мінерал	σ	η	ω
Алмаз	3520			Магнетит	5170	5,379	6,398
Амфіболи:				Мікроклін	2550	4,414	8,396
- актиноліт	3100-3200	5,109	7,254	Монацит	5300	5,409	7,423
- тремоліт	2990-3000	5,329	6,781	Нефелін	2620	4,443	7,746
- рогова обманка	3150-3250	5,265	6,934	Фаяліт	4320	5,107	6,739
- гастингсит	3370	5,170	6,989	Форстерит	3220	5,513	6,243
- рибекіт	3440	5,596	6,623	Ортоклаз	2570	4,449	8,331
Ангідрит	2960			Опал	1900-2100		
Андалузит	3100-3200			Пірит	4910-5020		

Мінерал	σ	η	ω	Мінерал	σ	η	ω
Апатит	3180-3210	4,661	7,588	Піроксени:			
Барит	4500	3,644	11,02	- авіт	3280	5,014	7,221
Беміт	3010			- бронзит	3300	5,588	6,466
Галіт	2168			- гіперстен	3340	5,340	6,767
Галеніт	7100-7500			- діопсид	3270	5,457	6,622
Гібсит	2430			- егірін	3500-3560	5,521	6,544
Гіпс	2300			- енстатит	3180	5,723	6,314
Гранати:				Піротин	4700		
- альмандин	4250	6,171	5,856	Плагіоклази:			
- андрадит	3750-3780	5,354	6,749	- альбіт	2610	4,805	7,713
- grosуляр	3530	5,664	6,380	- олігоклаз	2640	4,792	7,734
- піроп	3510	6,293	5,742	- андезин	2670	4,789	7,739
- спесартин	4180-4270	6,168	5,858	- лабрадор	2700	4,786	7,744
Графіт	2200			- бітовніт	2730	4,783	7,749
Дістен	3500-3700	6,690	5,626	- анортит	2760	4,780	7,754
Діаспор	3300-3500			Рутил	4230	6,377	6,296
Епідоти:				Серпентин	-	5,108	7,629
- цоїзит	3250-2360	5,049	7,384	Силіманіт	3230-3250	6,021	6,252
- клиноцоїзит	3350-3380	5,643	6,606	Сильвін	1990		
- ортит	4100	5,728	6,509	Слюди:			
Ільменіт	4790	5,703	6,336	- біотит	3000-3120	4,823	7,493
Каолініт	2580-2600			- лепідоліт	2800-2900	4,764	7,062
Карбонати:				- мусковіт	2760-3100	5,359	7,780
- арагоніт	2900-3000	5,325	6,786	- флогопіт	2750-2830	4,336	8,334
- доломіт	2870	5,624	6,425	Сфалерит	3900-4000		
- кальцит	2715	4,901	7,373	Сфен	3400-3560	4,773	7,571
- магнезит	2960	5,344	6,762	Топаз	3400-3550	5,748	5,821
- сидерит	3890	6,091	5,933	Турмалін:	3160	5,959	6,342
Каситерит	7030	5,619	7,145	Флюорит	3180		
Кварц	2650	5,313	7,558	Халькопірит	4100-4300		
Кордієрит	2570-2660	4,598	8,129	Хлорит	2600-2840	4,646	8,333
Корунд	4020	7,124	5,073	Хроміт	4100-4500	5,166	6,662
Ксенотим	4450-4510	5,869	6,841	Циркон	4680-4700	6,164	6,514
Лейцит	2500	4,170	8,665	Шпінель	3600	6,096	5,645
Лімоніт	3500-3800						

Примітка – дані наведено для хімічно чистих або найпоширеніших відмін

8.1.3 Щільнісні властивості гірських порід

Густина, як і інші фізичні властивості порід, в узагальненому вигляді є відображенням їх речовинного складу, умов утворення та існування, при цьому

вплив названих чинників на величини конкретних петрофізичних параметрів може бути суттєво відмінним. Безумовним є значно тісніший, по відношенню до інших фізичних характеристик, зв'язок щільнісних параметрів з особливостями макроскладу порід, що проявляється зокрема у меншій, порівняно з іншими петрофізичними характеристиками, варіабельності густини.

Петрофізичним параметром який найтісніше, з усіх фізичних властивостей загалом, пов'язаний із макроскладом порід є мінеральна густина. Це обумовлено, власне, самою методикою визначення δ_m , спрямованою на максимально можливе виключення впливу будь-яких видів пористості. Перелік петрогенних окислів, чий вплив на величину мінеральної густини достатньо стабільний для всіх магматичних порід - це FeO, MgO, SiO₂, CaO і TiO₂. Частковим виключенням можна вважати лише надзвичайно збіднені фемічними компонентами лейкограніти. Від'ємні значення коефіцієнту кореляції між δ_m та вмістом Fe₂O₃ в окремих відмінах середніх і кислих порід пояснюється зростанням ступеню окислення заліза в ослаблених зонах, в яких, природно, формуються розущільнені відмини порід. Аналіз кореляційних залежностей, виконаний за представницькою колекцією магматичних порід Українського щита показав, що спостерігається загальна тенденція зменшення коефіцієнтів кореляції між δ_m і σ_o , між густиною і параметрами складу при переході від генералізованих сукупностей до таксонів вищого порядку: коефіцієнт кореляції між мінеральною густиною і вмістом SiO₂ в гранітоїдах загалом складає -0,83, в кислих породах - -0,77, а у власне гранітах - -0,52. Це опосередковано підтверджує зростання ролі умов утворення в формуванні дисперсії густини при звуженні діапазону зміни складу порід. Наступне зростання тісноти зв'язків спостерігається вже лише на локальному рівні у випадках прояву конкретних процесів утворення чи перетворення порід (наприклад, в окремих відмінах чарнокітоїдів хлібодарівського комплексу коефіцієнт кореляції між δ_m та вмістом K₂O досягає -0,82).

Можливість прогнозування складу магматичних порід за мінеральною густиною (і навпаки) при використанні певних сумарних коефіцієнтів була доведена ще Н.Б.Дортман. Для кислих магматичних порід Українського щита отримана залежність типу [4]:

$$\Sigma(FeO, MgO, CaO, TiO_2) = -108,24 + 0,042 \cdot \delta_m \pm 0,5,$$

а для середніх:

$$\Sigma(FeO, MgO, CaO, TiO_2) = -97,991 + 0,0395 \cdot \delta_m \pm 1,1.$$

Більшість з встановлених зв'язків між мінеральною густиною і вмістом петрогенних окислів характерні й для густини твердої фази, об'ємної густини тощо, при цьому найнижчі значення коефіцієнтів кореляції спостережені для σ_o , що узгоджується з різним ступенем впливу пористості на щільнісні параметри. Слід також зазначити, що рівні кореляційних зв'язків густини з вмістами петрогенних окислів в родинях і видах, як правило, нижчі, ніж в генеральній сукупності, що підкреслює зростання ролі умов утворення порід в формуванні дисперсії густини.

Густина твердої фази порід є адитивним параметром і визначається їх мінеральним складом:

$$\sigma_T = \Sigma V_{mi} \cdot \sigma_{mi},$$

де n - число мінералів, що складають тверду фазу; σ_{mi} і V_{mi} - відповідно густина й об'єм зайнятий окремими мінералами в одиниці об'єму твердої фази.

Величина об'ємної густини гірських порід, які є трифазними системами, визначається складом і співвідношенням газової, рідкої і твердої фаз:

$$\sigma_O = \frac{m_{\Pi}}{V_{\Pi}} = \frac{m_G + m_P + m_T}{V_{\Pi}} = \frac{V_G \cdot \sigma_G + V_P \cdot \sigma_P + V_T \cdot \sigma_T}{V_{\Pi}},$$

де σ_T , σ_P і σ_G - густини відповідно твердої, рідкої і газової фаз породи; вони визначають маси обсягів V_T твердої, V_P рідкої і V_G газової фаз в обсязі V_{Π} породи. Це рівняння не є справедливими для глинистих порід і глин через існування явища усадки - зменшення їх порового обсягу при висушуванні.

Густина повітря (за температури 20°C і тиску 0,1 МПа) дорівнює 1,2 кг/м³, а густина вуглеводневих газів знаходиться в межах від 0,715 кг/м³ (метан) до 3,17 кг/м³ (пентан) і в середньому близька до густини повітря. Величина густини газової фази є суттєво залежною від тиску. Рідка фаза представлена природною поровою водою, густина якої при температурі 20°C (в залежності від мінералізації) змінюється від 1010 кг/м³ (прісна вода) до 1240 кг/м³ (гранично міцна ропа), і сумішами цієї води із нафтою. Густина нафт змінюється, в залежності від їхнього хімічного складу, від 720 до 1000 кг/см³ і рідко коли буває більшою.

При інтерпретації петрофізичних даних слід враховувати також залежність густини від умов утворення і існування порід, вплив яких, як правило, найбільш чітко проявляється за рахунок зміни густини мінералів та пористості порід. В результаті, дуже вірогідним є як формування подібних величин щільнісних параметрів в істотно (за складом, генезисом, структурою) відмінних породних відозмінах геологічних об'єктів. З іншого боку, частими є ситуації коли дуже близькі за складом і генезисом породи через другорядні відмінності (в тому числі викликані епігенетичними процесами), можуть істотно відрізнятися за величиною густини.

Густина інтрузивних та ефузивних порід. В загальному випадку щільнісні властивості магматичних порід визначаються як їх складом так і структурно-текстурними особливостями. Водночас, оскільки пористість невивітрених відмін інтрузивних порід, як правило, не перевищує перших відсотків, то головним чинником що визначає величину їх густини слід вважати особливості хімічного та мінерального складу. Вплив структурно-текстурних особливостей, в більшості випадків, призводить до зміни величини об'ємної густини не більш як на 50-70 кг/м³, що співставно із змінами які обумовлені епігенетичними процесами (зменшення густини при вивітрюванні без порушення суцільності порід досягає 40-100 кг/м³), чи зростанням вмісту акцесорних мінералів. Вплив структури порід на їхню густину достатньо чітко простежується лише у випадку подібності складу порід. Так, густина слабкопорфіровидних гранітів Новолазарівського масиву УЩ на 7-10 кг/м³ нижча густини рівномірно-зернистих відмін, виникнення порфіробластів та овоїдів супроводжується зниженням σ_O на 5-15 кг/м³.

В безрудних відмінах магматичних порід лужноземельного ряду середнє значення об'ємної густини зростає в ряду граніт-олівініт (від 2550-2650 кг/м³ до 3200-3500 кг/м³), що на загал узгоджується із зменшенням вмісту кремнезему і зростанням вмістів фемічних окислів. Густина порід лужного ряду за

однакового вмісту кремнезему з породами нормального ряду є дещо нижчою, що обумовлено високими концентраціями лужних елементів із великим атомним радіусом, які утворюють мінерали менш щільних упаковок. Так, відміни сієнітів, які складаються майже виключно з польових шпатів, мають густину меншу за густину гранітів. Суперпозиція впливу чинників складу і умов утворення та існування визначає наявність досить широких діапазонів змін густини інтрузивних порід – від 100 кг/м^3 у кислих порід, до більш як 300 кг/м^3 – в ультраосновних.

Найвужчий діапазон зміни густини притаманний кислим породам (табл. 8.3). В найбільш лейкократових їх відмінах, за незначного вмісту аксесорних мінералів, величина густини фактично визначається співвідношенням вмісту калієвих польових шпатів і кварцу. Для більшості ж гранітів найбільш суттєві варіації значень пов'язані із зміною вмісту біотиту та амфіболу. Дисперсія густини в межах масивів гранітів залежить від витриманості складу та текстурних особливостей порід, а також від наявності зон ущільнення і розтягу, і може бути дуже незначною. Так, у вже згадуваних рівномірно-зернистих гранітах Новолазарівського масиву середнє квадратичне відхилення густини не перевищує 2 кг/м^3 , збільшуючись в порфіровидних відмінах до 7 кг/м^3 .

Густина середніх та основних порід суттєвим чином залежить від вмісту та складу фемічних мінералів (перш за все, амфіболів та піроксенів). Це добре видно при порівнянні густини габро і анортозиту, а також нормального та лейкократового габро. Процеси амфіболітизації основних порід, як правило, призводять до зниження їх густини. Густина порід підвищеної лужності (сієніти, граносієніти) дещо нижча густини порід нормального ряду.

Для всіх видів ультраосновних порід характерна висока густина – найбільші її значення зафіксовані в олівінітах і дунітах. При загальній залежності густини від вмісту SiO_2 дуже велике значення має залізистість мінералів у рядах піроксенів і олівінів. Відмінність густини суто залізистих і суто магнезійних відмін олівініту може сягати більш як 500 кг/м^3 , проте такі різновиди порід дуже рідкісні, а для більшості масивів характерний полімінеральний склад порід із типовим співвідношенням різних мінералів у різноманітних формаціях. При слабкій серпентинізації густина порід гіпербазитових масивів зменшується до $3000\text{--}3200 \text{ кг/см}^3$, а при інтенсивній – до $2600\text{--}2700 \text{ кг/м}^3$.

Залежність від складу величини густини ефузивних порід є подібною до інтрузивних порід. Тож в загальному випадку за величиною σ_0 можна з певною похибкою прогнозувати їх середній хімічний склад: в нормальному ряду густина зростає від кислих до основних відмін. Широкий діапазон зміни густини ефузивних порід близького мінерального складу обумовлений як відмінністю сингенетичних структур і текстур, так і подальшими діагенетичними перетвореннями. За близького хімічного складу (ліпарит – кварцовий порфір, андезит – порфірит, базальт – діабаз) густина палеотипних порід, як правило, дещо вища від густини їх кайнотипних аналогів. Причиною цього є спонтанна розкристалізація склуватої маси ефузивних порід (спочатку з'являються мікрокристаліти, а надалі породи набувають зернистої структури), а також епігенетичні перетворення деяких мінералів (розклад плагіоклазу з утворенням хлориту, серициту, епідоту тощо). Безсумнівим є вплив структурних і текстурних чинників на величину густини: при швидкому остиганні лав і значній

кількості газів утворюються пористі текстури (пемзові, пузирчасті, мигдалекам'яні тощо) і склуваті структури. За меншої швидкості остигання скло встигає розкристалізуватися, і породи стають кристалічними. В межах одного лавового потоку можуть спостерігатися різноманітні структури і текстури порід, що спричиняє значну неоднорідність за густиною. Відмінності сингенетичних структур і текстур відображаються в величинах пористості та густини головним чином в кайнотипних ефузивах, пористість же палеотипних ефузивних порід змінюється в порівняно невеликих межах.

Густина метаморфічних та ультраметаморфічних порід. Щільнісні властивості (як і фізичні властивості загалом) метаморфічних порід залежать від: складу вихідних порід, термодинамічних умов і тривалості процесів метаморфізму, змін хімічного складу при метасоматичних перетвореннях. Мінливість мінерального складу обумовлює варіабельність густини в межах однойменних петрографічних груп (див. табл. 8.4) - часто характерною є безперервна зміна густини від вихідної до повністю зміненої породи. Коефіцієнти кореляції густини з вмістом породоутворюючих мінералів значно нижчі ніж в інтрузивних породах, попри те що повнокристалічні структури порід і ущільнені текстури обумовлюють невелику пористість метаморфічних порід, яка лише зрідка перевищує 5 %. Характерна для метаморфічних порід сланцюватість не справляє суттєвого впливу на величину щільнісних властивостей.

В регіонально метаморфізованих товщах (за умови ізохімічності по макрокомпонентам) спостерігається зростання густини при збільшенні ступеню метаморфічних змін порід. Найбільш різке збільшення густини (на 8-12 %), спостерігається на початкових етапах перетворення осадових і ефузивних порід, що обумовлено, головним чином, суттєвим зниженням пористості. Подальше зростання густини, при підвищенні ступеня метаморфізму, відбувається внаслідок утворення поліморфних модифікацій мінералів із більш щільними кристалічними ґратками. При цьому в породах основного складу верхня межа зростання густини в процесі метаморфічних перетворень значно вища ніж в породах кислого складу. До того ж ідентичні зміни термодинамічних умов неоднаково впливають на породи різного мінерального складу. Як наслідок, спостерігається значна диференціація регіонально метаморфізованих осадових і осадово-вулканогенних товщ за густиною. При регресивному метаморфізмі і діафорезі, внаслідок зростання пористості і утворення низькобаричних мінералів, густина порід зменшується.

Процеси ультраметаморфізму, за яких гірські породи зазнають найбільш глибоких змін, найчастіше супроводжуються зменшенням густини порід. Зокрема, найпоширеніший комплекс ультраметаморфічних процесів, відомий під назвою гранітизації порід, призводить до поступового зниження основності і густини порід. Густина новоутвореної породи при неповному заміненні мінералів залежить від ступеню гранітизації і від густини вихідної породи. При повній зміні порід і утворенні гранітів їх густина фактично не залежить від мінерального складу вихідної породи.

При слабкому прояві процесів динамометаморфізму відбувається розсланцювання порід і утворення катаклазованих відмін, що супроводжується зниженням густини за рахунок текстурних змін. При більшому стресі відбувається одночасна перекристалізація порід, що часто супроводжується привнесенням речовини, у результаті чого густина може зрости. Процеси

контактового метаморфізму можуть відбуватися без значних змін хімічного складу вихідної породи, однак в більшості випадків вони супроводжуються підвищенням густини, ступінь зростання якої визначається мінеральним складом утворених роговиків і сланців.

Густина осадових порід. Мінеральна густина осадових порід змінюється в достатньо широких межах (табл. 8.5). Зазвичай найвищі її значення характерні для нормально-уламкових порід, а мінімальні – для евапоритів і каустобіолітів. Мінливість мінерального складу як алотигенної так і аутигенної складових осадових порід часто обумовлює значні коливання параметру (близько 10-15 %) навіть в межах однорідного геологічного тіла, що, за умови низької пористості, може суттєвим чином впливати на величину σ_0 . При зростанні пористості вплив δ_m на об'ємну густину зменшується.

В загальному випадку найвищою є густина твердої фази карбонатних порід (σ_T вапняків змінюється переважно від 2710 до 2740 кг/м³, а доломітів - від 2800 до 2900 кг/м³). Дещо нижча густина твердої фази піщаних, алевритових і глинистих порід, значення якої можуть знижуватись до 2200 кг/м³. Водночас, наявність домішок мінералів з високою густиною (гранат, циркон, рутил, ільменіт, каситерит, магнетит, слюди, пірит, сидерит, шамозит тощо) може призвести до значного зростання густини твердої фази порід, яка в окремих випадках може навіть перевищувати 3500 кг/м³. Зниження σ_T в карбонатних та уламкових породах зазвичай пов'язане із присутністю опалу, каолініту, алофану та інших мінералів з малою густиною. Густина твердої фази кременистих порід змінюється від 2000 кг/м³ (діатоміт) до більш як 2650 кг/м³ (яшми і кремені). Ще нижчою (в разі відсутності значних кількостей ангідриту) може бути густина твердої фази евапоритів: в мірабіліту вона приблизно дорівнює 1500 кг/м³, у кам'яної солі - 2100-2200 кг/м³, у гіпсів – близько 2300 кг/м³. Найнижчі значення густини твердої фази встановлені для графіту і вугілля ($\sigma_T=1250-2270$ кг/м³), при цьому низькі значення цього параметру відповідають чистому вугіллю з мінімальною кількістю домішок.

Об'ємна густина осадових порід змінюється в діапазоні 1200-3000 кг/м³ і набагато сильніше ніж в інших породах залежить від пористості, а також від густини рідинної та газової фаз. Вплив цих чинників на осадові породи різного генезису відмінний – для уламкових порід визначальну роль відіграють гранулометричний склад, спосіб сполучення зерен і характер цементації, для колоїдогенних – діа- та епігенетичні перетворення тощо. Вплив порового заповнювача на величину густини контролюється величиною відкритої пористості.

Діагенетичні і катагенетичні перетворення осадових порід відбуваються під дією зростаючого геостатичного тиску, результатом чого є незворотне компресійне ущільнення. Відтак однотипні осадові утворення одного типу різних рівнів глибинності можуть суттєво відрізнятися за густиною. Найбільшого ущільнення зазнають пластичні глинисті породи, а найменшого – пісковики з жорстким кварцовим і карбонатним цементом. Зростання густини сприяють також утворення гематитового, сидеритового, піритового цементу, процеси дегідратації водовмісних мінералів. Загальна закономірність зміни густини водонасичених (σ_{BH}) однотипних і одновікових порід із глибиною може бути виражена емпіричним експоненціальним рівнянням (за [7]):

$$\sigma_{BH} = \delta_m + (1 - \delta_m) \cdot K_{Tmax} \cdot e^{-0,45H},$$

де Н - глибина залягання порід, $K_{\text{Пмакс}}$ - граничне значення коефіцієнту пористості при $H=0$, δ_m - мінеральна густина.

Знання щільнісних властивостей є необхідним не тільки для планування і інтерпретації геофізичних досліджень, а й для побудови петрогустинних моделей земної кори, мантії та Землі в цілому, моделювання геологічних процесів, підрахунку запасів корисних копалин тощо.

Таблиця 8.3 – Об'ємна густина (в кг/м^3) магматичних порід (за [7,9] , із змінами).

Порода	$\sigma_{\text{Осер}}$	$\sigma_{\text{Omin}}-\sigma_{\text{Omax}}$	Порода	$\sigma_{\text{Осер}}$	$\sigma_{\text{Omin}}-\sigma_{\text{Omax}}$
Ліпарит масивний	2500	2400-2600	Діорит кварцовий	2750	2650-2810
- мигдалекам'яний	2300	2150-2450	Лабрадорит	2670	2630-2690
- пемзовий	2100	1900-2200	Анортозит	2730	2700-2760
Порфір кварцовий	2600	2550-2650	Базальт масивний	2750	2600-2800
Граніт	2590	2550-2680	-мигдалекам'яний	2500	2400-2600
Граніт аляскітовий	2570	2550-2610	- пузирчастий	2300	2100-2450
Граніт біотит-роговообманковий	2640	2600-2680	- пемзовий	2100	2000-2150
Плагіограніт	2650	2570-2700	Діабаз	2850	2750-3100
Тоналіт	2680	2630-2750	Габро	2950	2850-3050
Гранодіорит	2690	2640-2780	Габро олівінове	3080	3020-3100
Андезит масивний	2600	2450-2650	Піроксеніт	3180	2900-3400
- мигдалекам'яний	2350	2150-2500	Перидотит	3200	2850-3300
- пемзовий	2100	1900-2200	Дуніт	3200	3200-3400
Діорит	2810	2670-2920			

Де: $\sigma_{\text{Осер}}$ - середнє значення об'ємної густини; $\sigma_{\text{Omin}}-\sigma_{\text{Omax}}$ - межі змін густини найбільш поширених відмін

Таблиця 8.4 - Об'ємна густина (кг/м^3) метаморфічних порід (за [2,7,9]).

Порода	$\sigma_{\text{Осер}}$	$\sigma_{\text{Omin}}-\sigma_{\text{Omax}}$	Порода	$\sigma_{\text{Осер}}$	$\sigma_{\text{Omin}}-\sigma_{\text{Omax}}$
Філіт	2700	2600-2800	Гнейс піроксеновий	2870	2800-2990
Сланець кременистий	2600	2580-2650	Амфіболіт	3000	2800-3100
Сланець хлоритовий	2760	2720-2800	Піроксеновий кристалосланець	3050	2900-3250
Сланець актинолітовий	2860	2800-2900	Еклогіт	-	3200-3400
Сланець слюдиистий	2650	2600-2750	Чарнокіт	2670	2560-2850
Кварцит	2640	2620-2650	Плагіомігматит	2650	2630-2680
Мармур	2700	2680-2720	Мігматит	2630	2600-2700
Сланець біотитовий	2630	2620-2630	Сланець	2550	2500-2700
Сланець амфіболовий	2770	2750-2800	Роговик	2740	2600-2850
Сланець глиноземистий	2750	2700-2800	Скарн	-	2850-3450
Гнейс біотитовий	2630	2600-2680	Серпентиніт	2500	2450-2550
Гнейс глиноземистий	2740	2700-2780	Габро амфіболітизоване	2850	2800-2900

Порода Гнейс амфіболовий	$\sigma_{\text{сер}}$ 2850	$\sigma_{\text{Omin}}-\sigma_{\text{Omax}}$ 2750-2900	Порода Дуніт серпенти- нізований	$\sigma_{\text{сер}}$ -	$\sigma_{\text{Omin}}-\sigma_{\text{Omax}}$ 2600-3100

Таблиця 8.5 – Мінеральна та об'ємна густина поширених осадових порід (в кг/м³ за [2, 7, 9]).

Порода	$\delta M_{\text{сер}}$	$\delta M_{\text{min}} - \delta M_{\text{max}}$	$\sigma_{\text{Omin}}-\sigma_{\text{Omax}}$	σ_{O} найпоширеніших відмін
Глина	2680	2580-2780	1200-2400	-
Аргіліт	2680	2600-2780	1700-2900	2300-2400
Глинистий сланець	2700	2650-2800	2300-3000	2400-2600
Пісок	2650	2560-2760	1300-2000	1500-1700
Алевроліт	2690	2620-2760	1800-2800	2300-2500
Піщаник	2670	2580-2760	2000-2900	2500-2600
Піщаний сланець	2710	2650-2900	2300-3000	2600-2700
Брекчія*			1600-3000	
Конгломерат*			2100-3000	
Мергель	2700	2580-2800	1500-2800	2200-2400
Вапняк	2720	2620-2800	1800-2900	2600-2700
Доломіт	2800	2760-2950	1900-3000	2600-2800
Крейда	2690	2560-2800	1200-2700	1500-2600
Гіпс	2370	2310-2480	2100-2500	2400-2500
Ангідрит	2960	2920-3000	2400-2900	2500-2600
Сіль кам'яна	2160	2120-2220	2200-2300	
Опока	2450	2200-2500	1000-1600	
Креміль	2590	2450-2750	2300-2600	
Вугілля		1200-1900	1100-1800	

* величина δM грубоуламкових утворень визначається петрографічним складом уламків.

8.2 Ємнісні методи

Як вже зазначалося, гірські породи і мінерали не є суцільними тілами: тверда фаза заповнює лише частину об'єму гірської породи, а в незаповненому нею просторі знаходяться інші (звичайно рідинна та газова, інколи - лід та гідрат газу) компоненти порід. Властивість порід вміщувати різні, не заповнені твердою фазою об'єми ($V_{\text{пор}}$) в визначеному їх сухому об'ємі (V_c) називається *пористістю*. Кількісно об'єм всіх видів пор визначають коефіцієнтом загальної пористості: $K_{\text{ПЗ}}=V_{\text{пор}}/V_c$. Об'єм $V_{\text{пор}}$ складається з окремих невеликих просторів - пор, через те його нерідко називають поровим простором гірських порід. Вплив пор на величини інших фізичних властивостей порід залежить від їх походження, форми, розмірів та взаємозв'язків.

За походженням серед пор виділяють первинні та вторинні. *Первинні пори* виникають при утворенні породи, і змінюються за величиною та формою при її ущільненні, цементації, метаморфізації тощо. Первинними є структурні пори між зернами (гранулами) уламкових (піщаних, алевритових, глинистих,

вапняково-магнезійних) порід, міжкристалічні пори щільних магматичних, метаморфічних, осадових порід, пори вапнякових, кременистих туфів тощо. *Вторинні* (нові) пори (каверни, тріщини, канали в тілі порід) утворюються при розчиненні, вивітрюванні, кристалізації, перекристалізації порід, доломітизації вапняків, тектонічних та біохімічних процесах. За формою пори можуть бути близькими до *ромбоєдричних* чи *тетраєдричних* (в уламкових породах), *щільноподібними* (в глинах), *тріщиноподібними* (в кристалічних породах), *каверноподібними* (у карбонатних породах), *пузирчастими* (в магматичних породах), *каналоподібними* (в лесах), *вузликowymi* (в туфах) тощо.

Розмір пор характеризується ефективним (середнім) діаметром, або поперечним перетином, які в різних типах порід можуть суттєво відрізнятися. В основу класифікації пор за розмірами покладені дані про характер зв'язку порової рідини з твердою компонентою і її пересування в породах. За ефективним діаметром d_{ef} виділяють:

1) *Великі надкапілярні пори* з діаметром більш як 10^{-1} мм властиві слабо зцементованим уламковим породам (галечники, піски тощо), у вилужених карбонатних породах вони досягають велетенських розмірів і називаються мегапорами (карстові печери). Основний обсяг води рухається під дією сили тяжіння у відповідності з законами трубно́ї гідромеханіки.

2) *Капілярні пори* з ефективними діаметрами в межах 10^{-4} - 10^{-1} мм характерні для менш сортованих і більш зцементованих порід (дрібнозернисті піски, піщаники). Радіус менісків, утворених на межі 2 фаз такий, що сили поверхневого натягу протидіють рухові води під впливом сили тяжіння (тобто спостерігається явище капілярного підйому).

Надкапілярні та капілярні пори нерідко об'єднуються під назвою *макропор*.

3) *Тонкі субкапілярні (мезопори, або перехідні пори)*, малі за розмірами пори, d_{ef} яких змінюється від $2 \cdot 10^{-6}$ до 10^{-4} мм. Вони властиві природним адсорбентам (глинам, мікрокристалічним і крейдоподібним вапнякам, діатомітам, трепелам, попеловим туфам тощо). Такі пори заповнені рихло і міцно зв'язаною водою, яка фактично не здатна до переміщення під дією сил тяжіння та поверхневого натягу.

4) *Мікропори (тонкі пори)* з $d_{ef} < 2 \cdot 10^{-6}$ мм; вони встановлені у деяких природних цеолітах. В мікропорах, діаметр яких відповідає розмірам молекул, знаходиться тільки один шар міцно зв'язаної води.

Взаємозв'язані пори (їх багато у добре відсортованих, слабо зцементованих уламкових породах) називають відкритими, а незв'язані (часто зустрічаються у карбонатних, магматичних породах з каверноподібними та пузирчастими порами) - закритими. Сума обсягів $V_{в.пор}$ і $V_{з.пор}$, відповідно відкритих і закритих пор (відкритої і закритої пористості) є обсягом $V_{пор}$ усіх пор породи або її загальної пористості: $V_{пор} = V_{в.пор} + V_{з.пор}$. Поровий простір породи має достатньо складну форму і складається з поєднання пор різного розміру.

Однією з найважливіших структурних характеристик порід, яка значною мірою визначає багато інших петрофізичних характеристик (коефіцієнти газу - і водопроникності, питому електропровідність, електрохімічну і гама-активність тощо) є поровий склад. Поровий склад (розподіл пор за розмірами) визначає сукупність концентрацій різноманітних за ефективним діаметром пор в поровому обсязі породи. Поровий склад незцементованих порід в основному

залежить від гранулометричного складу, а зцементованих - від вмісту цементу, зростання кількості якого призводить до зменшення частки великих пор.

У різних типів (піски, піщаники, алевроліти, вапняки, граніти, габро тощо) і груп (піщані, алевролітові, глинясті, кислі, середні, основні, ультраосновні тощо) порід різні (за походженням, формою, розмірами, внутрішнім зв'язком) пори знаходяться в неоднакових співвідношеннях в поровому просторі, вони неоднаково розподіляються і в обсязі породи. Характер розподілу пор різного генезису (та форми) за розмірами звичайно називають *структурою порового простору породи*.

Дуже важливими для оцінки фільтраційних і адсорбційних властивостей є *питома поверхня і поверхня порового простору* порід. Властивість порід мати різну поверхню порового простору оцінюється питомою поверхнею - об'ємною (S_v) і масовою (S_m). Перша характеризує поровий простір одиниці об'єму ($\text{м}^2/\text{м}^3 = \text{м}^{-1}$), а друга - поровий простір одиниці маси породи ($\text{м}^2/\text{кг}$): $S_v = S_m \cdot \delta_m \cdot (1 - K_p)$. Величина питомої поверхні осадових порід залежить від мінерального і гранулометричного складу, форми зерен, вмісту і типу цементу. Найбільшу питому поверхню мають природні адсорбенти: глини, трепели, окремі різновиди бокситів і деякі інші породи аналогічного типу, в гранулометричному складі яких переважають дуже дрібні частки з $r_{\text{ef}} \leq 1 \cdot 10^{-4}$ мм, а S_m знаходиться в межах $1 \cdot 10^4 \dots 4 \cdot 10^5$ $\text{м}^2/\text{кг}$. Питома поверхня добре розсортованих, обкатаних, слабо зцементованих, середньо-уламкових порід значно менша ($0.5 \cdot 10^3 \dots 2 \cdot 10^3$ $\text{м}^2/\text{кг}$). За величиною питомої поверхні можна приблизно оцінити проникність та електричні властивості.

Невід'ємною особливістю будь-яких гірських порід є *тріщини*. Вони виникають разом з породою, існують та змінюються разом з нею на протязі всієї її історії. Тріщина - це порожнина складної форми, заповнена газом, рідиною чи твердими мінеральними утвореннями форма якої відрізняється від інших порожнин в гірських породах (пор, каверн, карстових порожнин тощо) різким переважанням протяжності в усіх напрямках вздовж стінок над відстанню між стінками. План сіті тріщин часто формується ще до того як магма чи осадок сформуються як гірська порода. В магматичних породах перші тріщини розтинають ще рухомий, не повністю розкристалізований розплав, а в метаморфічних породах кліваж виникає при перебудові структури породи в процесі метаморфізму; першими елементами ж сіті тріщин осадових порід є поверхні розділу шарів порід. Сформована система тріщин успадковується на всіх етапах існування геологічного тіла видозмінюючись разом з породами, а нові системи тріщин виникають за різкої зміни умов існування.

Найчастіше тріщину описують відрізками двох площин, кожна з яких апроксимує одну звивисту стінку. Відстань між цими площинами називають *розкриттям* (b), протяжність частини площини називають *довжиною тріщини* (l). Для фіксації орієнтації стінки в просторі визначають азимут і кут падіння стінки (α і β , відповідно), а також відстань до сусідньої паралельної тріщини (a). Важливим параметром, від якого залежать фізико-механічні властивості блоків порід, є *відносна площа контактів* в загальній площі стінки тріщини. *Структура* сітки тріщин суттєво змінюється в межах масиву і залежить від сукупної дії літолого-петрографічного та тектонічного чинників.

Для оцінки масопереносу тріщини класифікують за розкриттям, зокрема,

згідно С.М.Чернишова (1983 р.), виділяють: *субкапілярні* ($b < 10^{-8}$ м), *капілярні* ($b = 10^{-8} \dots 10^{-4}$ м), *вузькі* ($b = 10^{-4} \dots 10^{-3}$ м), *середні* ($b = 10^{-3} \dots 10^{-2}$ м) та *широкі* ($b = 10^{-2} \dots 10^{-1}$ м) тріщини, *щілини* ($b = 10^{-1} \dots 1$ м), *зони дроблення розривів* ($b > 1 \dots 10^2$ м). Коефіцієнт тріщинної пористості залежить від площі поверхні стінок (S) та розкриття тріщин: знаходиться з виразу: $K_{тр,п} = 0,5 \cdot b \cdot S \cdot V^{-1}$ (де V – об'єм породи). Його величина, як правило, не перевищує 0,003.

Однією з найважливіших ємнісних властивостей порід є їх *проникність*, тобто властивість проводити (фільтрувати через себе) рідини, гази і їх суміші за наявності градієнту тиску. Згідно лінійного закону фільтрації Дарсі пори проводять за одиницю часу тим більшу кількість (Q) сухого газу або однорідної однокомпонентної рідини, чим більший їх перетин (F), діючий градієнт тиску ($\Delta p/l$) і менша в'язкість (μ) речовини, що фільтрується:

$$Q/F = K_{пр} \cdot (1/\mu) \cdot (\Delta p/l).$$

Коефіцієнт проникності $K_{пр}$ визначає відмінність видатків газу (або однокомпонентної рідини) в різних породах при заданих перетині, градієнті тиску і в'язкості. Залежність проникності не тільки від властивостей середовища, але й від взаємодії речовин які фільтруються з породами та кількості фаз флюїдів, обумовила необхідність введення понять абсолютної, фазової, та відносної проникності. Коефіцієнт проникності в пористому середовищі з капілярною проникністю пов'язаний з динамічною пористістю (K_d) рівнянням Козені-Кармана, згідно якого:

$$K_{пр} = \frac{K_d^3}{f \cdot T_r^2 \cdot S_\phi^2},$$

де: f – коефіцієнт форми перетину капілярів (2 – для капілярів круглого перетину і 3 для щілин з коаксіальними стінками); T_r – гідралічна звивистість каналів; S_ϕ – питома поверхня фільтруючих каналів.

В тріщинуватих породах проникність має дві складові – міжгранулярну (міжзернову) і тріщинну. Остання, як правило в 100-1000 разів вища за першу, а тому у цьому випадку достатнім буде визначення проникності обумовленої тріщинуватістю. На тріщинну проникність впливають: розкриття, просвітність тріщин і об'ємна щільність тріщин: $K_{пр,тр} = \text{const} \cdot b^3 \cdot S \cdot V^{-1}$

Таблиця 8.6 – Основні ємнісні параметри гірських порід

Параметр, індекс, одиниця виміру	Визначення
Коефіцієнт загальної пористості, $K_{пз}$, б/р	Відношення об'єму всіх порожнин до об'єму породи (мінералу)
Коефіцієнт відкритої пористості, $K_{пв}$, б/р	Відношення об'єму з'єднаних між собою і з атмосферою порожнин до об'єму зразка
Коефіцієнт ефективної пористості, $K_{еф}$, б/р	Відношення об'єму порового простору який заповнений рідиною (газом), що рухається по ньому при вирівненому тиску до об'єму зразка
Коефіцієнт динамічної пористості, $K_d(\Delta p)$, б/р	Відношення об'єму порового простору який може бути заповнений рідиною, що фільтрується під певним градієнтом тиску Δp до об'єму зразка

Параметр, індекс, одиниця виміру	Визначення
Вологоємність, W_{Σ} , %	Об'ємний вміст води в зразку, поровий простір якого повністю насичений водою
Коефіцієнти водо-, нафто- і газонасиченості, $K_{вн}$ ($K_{нн}$, $K_{гн}$), б/р	Частка об'єму породи (мінералу) зайнятого водними розчинами (нафтою, газом)
Коефіцієнт залишкового водонасичення, $K_{в.з}$, б/р	Частка відкритої пористості зайнята фізично зв'язаною та капілярно утримуваною водою
Коефіцієнт проникності, $K_{пр}$, $m^2 (10^{-12} m^2)$	Проникність пористого середовища, в якому при фільтрації через куб обсягом $1 m^3$ за перепаду тиску $1 Pa$ витрати рідини в'язкістю $1 Pa \cdot c$ складуть $1 m^3$.

8.2.1 Визначення ємнісних властивостей зразків

Коефіцієнт загальної пористості розраховується за величинами мінеральної та об'ємної густини, визначених по одному зразку, відповідно, пікнометричним методом та методом гідростатичного зважування:

$$K_{пз} = (\delta_m - \sigma_o) / \delta_m.$$

Коефіцієнт відкритої пористості зразків визначається методом гідростатичного зважування насиченого (при вакуумуванні) робочою рідиною зразка:

$$K_{пв} = \frac{m_2 - m_0}{m_0 - m_1},$$

де: m_0 - маса сухого зразка, m_1 - маса зразка зануреного в рідину, m_2 - маса зразка насиченого робочою рідиною (гас), зануреного у рідину, m_0 .

Ефективна пористість визначається за різницею об'єму відкритої пористості ($V_{пв}$) і обсягу зайнятого залишковою водою ($V_{в.з}$) в одиниці об'єму породи (V): $K_{еф} = (V_{пв} - V_{в.з}) \cdot V^{-1} = (V_{пв} - K_{в.з} \cdot V_{пв}) \cdot V^{-1}$. Обсяг зайнятий залишковою водою і коефіцієнт залишкового водонасичення визначається за кривими капілярного тиску (при витисненні з зразка породи води що його змочує), або методом центрифугування.

Прямими методами вивчення структури порового простору порід є візуальні (з використанням оптичних і електронних мікроскопів), зокрема метод фарбованих шліфів (широко використовуються при вивченні структури пор тріщинуватих та тріщинувато-кавернозних порід). Структуру порового простору оцінюють також за глинистістю порід, поровим складом, питомою поверхнею, середнім ефективним і модальним радіусом пор, питомим обсягом всіх, а також відкритих і ефективних пор.

Непрямими методами вивчення структури порового простору є капілярні методи (напівпроникної мембрани, ртутної порометрії та капілярного насичення), які ґрунтуються на застосуванні рівняння Лапласа для капілярного тиску в круговому циліндричному капілярі: $d_{еф} = 4 \cdot \sigma \cdot \cos \theta / p_k$ (де σ - поверхневий натяг, N/m ; p_k – капілярний тиск, Pa ; θ - крайовий кут змочування). Так, в методі ртутної порометрії вивчається розподіл пор діаметром $0,01 \dots 100 \cdot 10^{-6} m$, коли у вакуумований зразок нагнітають ртуть і будують залежність капілярного тиску від насиченості зразка ртуттю ($\theta = 140^\circ$). Тривалість дослідів – години.

Поровий склад вивчають засобами ртутної і водної порометрії, капілярної конденсації, адсорбції, оптичними засобами з капілярним насиченням зразка люмінофором, електронно-мікроскопічними тощо. В результаті цих досліджень одержують порограми - криві розподілу пор зразка за розмірами, що характеризують його поровий склад. Вони служать і для розрахунку медіанного, середнього і модального значень ефективних діаметрів (або радіусів) пор.

Визначення питомої поверхні порового простору здійснюється переважно адсорбційними, а також фільтраційними, капілярними, оптичними, електронно-мікроскопічними, гранулометричними та іншими лабораторними методами. Величину S_v визначають на непорушеному зразку, а S_m – на порошковій пробі підготовленій без порушення первісного розміру зерен.

Робочою речовиною для вимірювання абсолютної проникності слугують інертні гази, найчастіше – азот. Абсолютна проникність, яку визначають на очищених від вуглеводнів висушених зразках, є характеристикою породи і майже не залежить від флюїду. Водночас, нерівномірність розподілу пор і тріщин в просторі обумовлює необхідність здійснення багатократних вимірювань проникності на кожній парі робочих площин зразка.

8.2.2 Пористість і проникність мінералів і порід

Загальна пористість мінералів вивчена слабо, її величина звичайно не перевищує 1% (табл. 8.7), і лише зрідка значення цього параметру досягають 2-3 %. В переважній більшості випадків ця пористість обумовлена наявністю газово-рідинних включень, відкрита ж пористість мінералів дуже незначна (у більшості мінералів для незмінених зерен вона менша за нижню межу визначення). Водночас, різноманітні вторинні процеси (гідроліз, гідратація, вилугування тощо) можуть призвести до суттєвих змін величини пористості мінералів.

Таблиця 8.7 – Середні значення коефіцієнтів загальної пористості деяких мінералів (за [2]).

Мінерал	Кпз, %	Мінерал	Кпз, %	Мінерал	Кпз, %
Гросуляр	0,095	Діалаг	1,2	Мікроклін	0,62
Піроп	0,23	Рогова обманка	0,89	Альбіт	0,42
Діопсид	0,15	Мусковіт	2,14	Олігоклаз	0,31
Авгіт	2,03	Біотит	1,56	Лабрадор	0,40
Егірін	0,58	Флогопіт	1,65-3,17	Нефелін	0,15

У будь-якому випадку, в більшості випадків вплив загальної пористості мінералів на величину загальної пористості породи не є визначальним. Навпаки, часто ми можемо вважати що значення пористості є відображенням виключно структурно-текстурних особливостей породи. І дійсно, зростання величини пористості сприяє зростання кутаєстості зерен уламкових порід (ефект пов'язаний з утворенням арок), а укладка зерен по тетраедру замість укладки по кубу здатна забезпечити зменшення пористості в 1,85 рази - пористість порід складених сферами одного розміру при кубічній упаковці складає 47 %, а при тетраедричній – 27 %. Ущільнення і зневоднення порід, їх цементация, часткова перекристалізація, вилугування з них солей і речовини

твердої фази, зміна мінерального і гранулометричного складів порід сприяють як зменшенню, так і збільшенню величини пористості.

Первинна загальна пористість магматичних, метаморфічних порід і більшості ефузивних порід, як правило, невелика і є відображенням термодинамічних умов формування і флюїдного режиму. Оскільки ж в даному випадку пори переважно не з'єднані між собою то низькою є і відкрита пористість і проникність цих порід. Величина пористості порід може суттєво змінюватися внаслідок ущільнення і розтягу, стресу або розтріскування при тектонічних процесах, а також у результаті вилуговування або, навпаки, осадження мінеральних часток із розчинів у пустотах порід. Про певну однозначність прогнозованого впливу на величину пористості можна говорити лише оцінюючи процеси вивітрювання.

За величиною проникності виділяють (В.М.Кобранова) 4 класи порід:

- 1) проникні ($K_{пр} > 10^{-2}$ мкм², $K_{пз} \leq 0,20 \dots 0,40$) - грубоуламкові осадові породи, сортовані піщано-алеврито-глинисті породи, тріщинуваті і кавернозно-тріщинуваті осадові, метаморфічні і магматичні породи в яких домінують капілярні і надкапілярні розміри каналів;
- 2) напівпроникні ($K_{пр} = 10^{-4} \dots 10^{-2}$ мкм², $K_{пз} \leq 0,10 \dots 0,15$) – погано-сортовані глинисті піски, низько-пористі алеволіти і пісковики, карбонатні породи, значна частина порового простору яких представлена субкапілярними каналами;
- 3) практично непроникні ($K_{пр} = 10^{-6} \dots 10^{-4}$ мкм², $K_{пз} \leq 0,06 \dots 0,08$, крім глин де $K_{пз} > 2$) – глини, аргіліти, глинисті сланці сильно-зцементовані уламкові породи, щільні вапняки, невивітрені метаморфічні і магматичні породи в яких майже вся вода є зв'язаною силами адсорбції;
- 4) породи - екрани ($K_{пр} < 10^{-6}$ мкм², $K_{пз} \leq 0,02 \dots 0,05$, крім глин де $K_{пз} \leq 0,5$) – кам'яна сіль, ангідрит, пластичні нетріщинуваті глини, породи зони багаторічної мерзлоти, діаметр максимальних пор менший за 1 мкм.

Таблиця 8.8 – Найбільш імовірні діапазони значень загальної пористості деяких порід (за [2])

Порода	$K_{пз}$, %	Порода	$K_{пз}$, %
<u>Осадові та метаморфічні породи</u>			
Піщаний мул	30...70	Буре вугілля	12...40
Пісок	4...50	Кам'яне вугілля	3...12
Пісковик	1...40	Антрацит	1...2
Піщаний сланець	1...15	<u>Магматогенні породи і руди</u>	
Кварцит	0,2...20	Дуніт, перидотит	0,3...2
Алевритовий мул	60...70	Серпентиніт	0,8...12
Глина	4...75	Габро	0,2...3
Аргіліт	1...30	Еклогіт	0,2...1, 5
Сланець глинистий	1...25	Анортозит	0,3...3,0
Гнейс	0,4...2,6	Діорит	0,4...3,0
Діатоміт	30...80	Сієніт	0,4...4
Трепел, опока	25...66	Граніт	0,3...4
Кремій	1...6	Аляскіт	0,2...4
Крейда	10...55	Сієніт нефеліновий	0,6...4
		Базальт	0,4...40

Порода	Кпз, %	Порода	Кпз, %
Вапняк	0,5...48	Діабаз	0,2...3
Вапняк мармуризований	0,4...6	Андезит	0,4...22
Мрамур	0,3...2,2	Порфірит	0,4...6
Доломіт	0,3...37	Трахіт	1,2...22
Гіпсова порода	1...37	Ліпарит	4,5...36
Ангдритова порода	0,5...17	Кварцовий порфір	0,5...10
Кам'яна сіль	0,2...5	Обсидіан	1...12
Боксит	0,5...55	Туфолава	6...60
Торф	до 95	Туф вулканічний	3...57

8.3 Теплові властивості мінералів і порід

Найчастіше при петрофізичних дослідженнях вивчаються теплопровідність, теплоємність та температуропровідність. Визначення цих фізичних понять, одиниці та методи їх вимірювання відповідних параметрів наведені в главі 6, тож нижче ми охарактеризуємо переважно теплові властивості мінералів та порід.

Для мінералів характерним є кондуктивний теплообмін. Коефіцієнт їх теплопровідності змінюється від $0,3 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$ (сірка) до $>420 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$ (срібло). Висока теплопровідність (до $300 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$) спостерігається у золота, міді, деяких інших самородних елементів-неметалів, таких як графіт і алмаз, дещо нижча ($100...200 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$) вона в Al, K, Na, Mg, Ca. Середні значення коефіцієнта теплопровідності ($10...50 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$) властиві Pb, Sb, Mn, Th, U, Zr, понижені ($1,5...10 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$) - Hg, Bi, Cd, низькі ($0,5...1,5 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$) - B, і дуже низькі ($<0,5 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$) - H, N, F, Cl₂, O₂, S, Se тощо. Присутність у складі мінералів елементів із високою теплопровідністю нерідко підвищує їх λ , а елементів із середньою, зниженою і дуже низькою теплопровідністю - понижую значення λ .

Законом Відемана-Франса встановлена пряма залежність між коефіцієнтом теплопровідності (λ) та електропровідністю провідників і напівпровідників (γ):

$$\lambda = B \cdot k^2 \cdot e^{-2} \cdot T \cdot \gamma,$$

де k – постійна Больцмана, e - заряд електрону, T – температура,

B – константа ($B=3$ в провідниках, $2,5$ - в напівпровідниках).

До мінералів з відносно низькою теплопровідністю (див. табл. 8.9) належать: лід, гіпс, каолінит ($0,88 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$), флогопіт ($0,5 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$), біотит ($2 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$). Склад впливає на λ не тільки через відмінність теплопровідності елементів що входять у мінерали, але і через неоднакову щільність упаковки (різне число найближчих сусідів і неоднакова відстань між атомами) певних атомів або іонів у мінералах різноманітного складу. Все це забезпечує певну ґраткову (або змішану - і електронну і ґраткову) теплопровідність мінералів. Оскільки в більшості породоутворюючих мінералів переніс тепла здійснюється переважно через аніонний остов ґратки, то із збільшенням міжатомних відстаней відбувається зменшення теплопровідності в мінералах як із ковалентним, так і з іонним типом зв'язку. У загальному випадку зменшення компактності структури кристалів призводить до зменшення теплопровідності. Порушення (дефекти) кристалічної структури мінералів також призводять до

зменшення теплопровідності і саме локальними порушеннями структури при заміщеннях кальцій-натрій та алюміній-кремній пояснюється мінімум теплопровідності центральних членів ізоморфного ряду плагіоклазів.

Найголовніші класи мінералів за зменшенням середніх значень λ розташовуються в такий ряд: самородні метали і такі елементи, як графіт і алмаз ($\sim 120 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$); сульфідів ($\sim 19 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$); окисли ($\sim 11,8 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$); фториди і хлориди ($\sim 6 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$); карбонати ($\sim 4,0 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$); силікати ($\sim 3,8 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$); сульфати ($3,3 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$); нітрати ($\sim 2,1 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$); самородні елементи - неметали (селен, сірка $\sim 0,85 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$). Диференціація силікатів за λ зумовлена переважно їх будовою: порівняно велика теплопровідність спостерігається в острівних силікатах, менша в ланцюжкових, ще менша - в каркасних і шаруватих силікатах. В загальному випадку можна відзначити більш низьку теплопровідність водних сульфатів у порівнянні з неводними, складних окислів у порівнянні з простими, аморфних відмін порівняно з розкристалізованими.

Анізотропія теплопровідності властива тією чи іншою мірою всім мінералам, однак якщо для мінералів кубічної сингонії відмінність значень λ , як правило, не перевищує перших відсотків то в мінералах ромбічної та моноклінної сингоній вона сягає вже 20-50 %. а в слюдах – 500-600 % (теплопровідність біотиту і мусковіту, наприклад, вздовж головної оптичної осі не перевищує $0,52 \dots 0,62 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$, а перпендикулярно до неї складає $3,14 \dots 3,89 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$).

Теплопровідність гірських порід, як трифазних систем, визначається сукупним впливом газової, рідинної та твердої фаз. Теплопровідність атмосферного повітря за $T=273 \text{ К}$ та $P=0,1 \text{ МПа}$, складає $0,024 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$, метану (при $T=300 \text{ К}$) – $0,034 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$, а етану – $0,021 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$. Теплоємність за тих же умов складає $1,007 \text{ кДж}\cdot\text{кг}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$ для повітря, і близько $2,5\text{--}2,6 \text{ кДж}\cdot\text{кг}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$ для етану. Теплопровідність і теплоємність газів зростають при збільшенні температури (приблизно на $0,005 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$ та $0,008 \text{ кДж}\cdot\text{кг}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$ на кожні 100 К) та тиску (на 2-3 % при зростанні тиску на 1 МПа).

Коефіцієнт теплопровідності рідин є пропорційним до їх теплоємності, густини, середньої міжмолекулярної відстані та швидкості переміщення молекул від нагрітого до менш нагрітого шару. Теплопровідність води при підвищенні температури спочатку зростає, а далі (при $T \approx 400 \text{ К}$) зменшується в результаті ослаблення взаємодії між молекулами рідини, вплив тиску на λ проявляється лише в області високих тисків (зростання тиску на 1000 МПа обумовлює зростання теплопровідності на 40 %). Збільшенню теплопровідності сприяє підвищення мінералізації води. При зростанні температури і тиску теплоємність води слабо зменшується. Теплопровідність і теплоємність рідких вуглеводнів значно нижчі ніж води, що обумовлює різке зниження цих параметрів в породах насичених нафтою.

Теплопровідність твердої фази порід залежить від мінерального складу, форми, розмірів та просторової орієнтації зерен. Відомими є також залежності λ від тиску - збільшення приблизно на 10 % при зростанні тиску до 500 МПа , та температури - зменшення на 10-40 % при зростанні температури на 100 К . В слабо пористих породах вплив складу є домінуючим, і теплопровідність можна оцінити за вмістом мінералів:

$$\lambda_T = \frac{1}{\sigma_T \cdot \sum_i \frac{n_i}{\sigma_i \cdot \lambda_i}},$$

де n_i , σ_i та λ_i – дольовий вміст, густина та теплопровідність мінералів, а σ_T , λ_T – густина та теплопровідність твердої фази. Ще чіткішою є залежність від мінерального складу теплоємності, яка є адитивним параметром, тож може бути розрахована за теплоємністю компонентів.

Максимальні значення теплопровідності з найбільш поширених породоутворюючих і акцесорних мінералів магматичних порід характерні для кварцу, піроксенів і гранатів. Відтак закономірним є зниження теплопровідності в ряду ультраосновні – основні – середні породи (див. табл. 8.10), чому сприяє зокрема і зростання вмісту плагіоклазів. При подальшому ж збільшенні кременеокислотності порід (і відповідного росту вмісту кварцу) спостерігатиметься зростання теплопровідності. Вказана тенденція може порушуватись при збільшенні вмісту високо-теплопровідних акцесорних мінералів. Пониження теплопровідності може бути викликане зменшенням зернистості (ріст кількості контактних зон), а також зростанням пористості та розвитком систем крихких порушень, які зменшують площу міжзернових контактів. Теплопровідність ефузивних порід, як правило, значно нижча ніж в їх інтрузивних аналогах. Причина цього полягає не тільки в значно вищій пористості порід, але й в домінуванні приховано кристалічних структур і високому вмісті компонентів з аморфними структурами (вулканічного скла, наприклад). В світлі сказаного цілком зрозумілим є зростання теплопровідності в палеотипних ефузивах порівняно з кайнотипними.

Теплопровідність осадових порід зменшується при зростанні пористості та зменшенні діаметру зерен, зростаючи при цементації та розкладенні водовмісних мінералів. Дуже важливим для формування величини теплопровідності осадових порід є тип цементу і характер цементації, а також тип заповнювача порового простору (газ, вода, нафта). При дослідженнях всіх типів порід слід враховувати наявність значної анізотропії теплопровідності, максимальні значення якої спостерігаються переважно в осадових і метаморфічних породах, де відмінність значень λ паралельно і вхрест шаруватості може досягати 40-60 %.

Таблиця 8.9 – Теплопровідність (в Вт·м⁻¹·К⁻¹) мінералів (за [7, 9])

Мінерал	λ	Мінерал	λ
Авгіт	3,82	Кіаніт	14,2
Альбіт	2,31	Корунд	34,6
Олігоклаз	1,96	Лід, $\perp$ / *	1,9 / 2,3
Лабрадор	1,5	Магнетит	5,3
Анортит	1,7	Мікроклін	2,42
Альмандин	3,31	Ортоклаз	2,31
Ангідрит	4,9-5,8	Мусковіт	2,32
Андалузит	7,57	Нефелін	1,75
Біотит	1,95	Пірит	38,9
Галеніт	2,2-2,8	Піротин	3,5-4,6

Мінерал	λ	Мінерал	λ
Галіт	5,3-6,5	Серпентин	1,7-2,5
Гематит	10,4	Силіманіт	9,1
Гіпс	1,30	Сірка аморфна	0,21
Графіт, $\perp$ *	355 / 89	Сірка кристалічна	0,47
Гросуляр	5,46	Сфалерит	26,7
Діамант	545	Топаз	23,4
Діюсид	5,76	Турмалін	4,5
Енстатит	4,39	Флюорит	4,03
Жадеїт	5,61	Фаяліт	3,16
Кварц, $\perp$ *	6,5-7,2 / 11,3-13,2	Форстерит	5,15
Кварцове скло	1,21	Циркон	4,5

* $\perp$ і $||$ - виміри перпендикулярно до головної оптичної осі і паралельно їй.

Таблиця 8.10 – Теплопровідність (λ), теплоємність (c) та температуропровідність (a) деяких типів порід (за [7, 9] та іншими)

Порода	λ , Вт·м ⁻¹ ·К ⁻¹		a , 10 ⁻⁷ м ² ·с ⁻¹		c , кДж·кг ⁻¹ ·К ⁻¹	
	$\lambda_{\text{сер}}$	$\lambda_{\text{мін}}\text{--}\lambda_{\text{макс}}$	$A_{\text{сер}}$	$A_{\text{мін}}\text{--}A_{\text{макс}}$	$C_{\text{сер}}$	$C_{\text{мін}}\text{--}C_{\text{макс}}$
Магматичні породи						
Обсидіани	1,46	1,3-1,6	5,64	5,4-5,9	1,05	0,96-1,21
Лави	0,49	0,2-0,8	2,89	2,3-4,2	1,12	0,67-1,38
Туфи	2,34	1,3-4,0	10,94	9,9-12,4	1,06	0,79-1,41
Андезити	2,28	1,4-2,8	6,31	6,1-6,5	0,82	0,80-0,83
Базальти	1,3	0,4-3,5	6,29	3,4-13,5	0,89	0,54-2,14
Граніти	2,9	1,1-4,9	9,62	3,3-16,5	0,94	0,25-1,55
Гранодіорити	2,5	1,9-3,4	5,15	3,0-7,5	1,06	0,74-1,26
Кварцові діорити	2,4	1,9-3,8	7,8	-	1,21	-
Діорити	2,2	1,3-2,9	6,38	3,3-8,7	1,14	1,12-1,17
Сієніти	2,26	1,7-3,0	6,3	5,4-7,9	-	-
Піроксеніти	4,33	3,4-5,1	12,8	9,4-14,9	1,01	0,87-1,22
Габро	2,41	1,5-3,0	9,72	9,3-12,2	1,01	0,89-1,13
Дуніти	1,47	1,1-1,9	7,8	7,1-8,5	0,72	0,58-0,80
Перидотити	4,37	3,7-4,9	13,26	11,9-14,1	1,01	0,92-1,09
Метаморфічні породи						
Кварцити	5,26	2,6-7,6	18,1	13,6-20,9	1,05	0,71-1,33
Сланці	2,34	0,6-4,8	9,46	2,8-22,5	0,98	0,69-1,65
Мармури	2,56	1,5-4,0	11	7,8-12,0	0,86	0,75-0,88
Гнейси	2,02	0,9-4,9	7,32	6,3-8,3	0,98	0,75-1,18
Гранітогнейси	2,0	1,1-4,1	7,24	4,3-10,2	1,11	0,79-1,52
Амфіболіти	2,22	1,5-2,9	6,69	5,2-8,2	1,13	1,06-1,20
Роговики	3,39	2,1-6,1	14,5	13,4-15,7	1,48	1,47-1,49
Осадкові породи						
Мул піщаний	-	0,9-1,8	-	-	-	1,04-2,06
Мул глинистий	-	0,6-0,9	-	-	-	2,4-2,8
Конгломерати	1,92	1,0-3,9	7,89	6,3-11,5	0,8	0,75-0,84
Пісковики	1,81	0,2-4,4	9,58	2,0-19,7	0,93	0,54-1,63
Алеволіти	1,65	0,2-3,8	10,4	4,3-16,1	0,89	0,32-1,47
Глини	1,6	0,1-3,1	5,88	0,5-11,6	1,36	0,41-3,55

Глинисті сланці	1,32	0,2-3,0	7,84	2,1-15,3	0,85	0,50-1,01
Мергелі	1,96	0,5-3,6	7,13	3,1-13,9	1,91	0,58-3,10
Вапняки	2,37	0,6-4,4	10,3	3,5-17,3	0,9	0,62-1,28
Крейди	1,58	0,8-2,3	4,77	3,1-6,2	1,94	0,83-3,92
Доломіти	3,24	1,6-6,5	12,4	8,2-16,8	1,09	0,65-1,47
Гіпси	-	0,6-1,7	-	-	-	0,90-1,10
Ангідрити	-	2,5-5,8	-	-	-	0,58-0,61
Кам'яна сіль	3,64	1,6-7,1	15,6	11,2-17,7	2,56	1,45-4,66
Торфи	0,07	0,01-0,5	16,2	-	1,76	-
Вугілля	0,45	0,1-2,3	2,19	0,7-7,1	1,16	0,86-1,53
Нафти	0,14	0,13-0,15	0,83	0,7-0,9	2,09	1,88-2,77
Вода	-	0,57-0,67	-	1,3-1,7	-	3,82-4,20

8.4 Петроакустичні методи

Результати досліджень пружних властивостей гірських порід широко використовуються при інтерпретації даних сейсморозвідки та акустичного каротажу, при вирішенні задач структурної геології, при побудові речовинно-фізичних моделей геологічних об'єктів та процесів, а також при інженерно-геологічних вишукуваннях.

Здатність порід деформуватися, передавати з певною швидкістю і на певні відстані пружні коливання, а також поглинати і розсіювати енергію пружності характеризується низкою петрофізичних величин, певним чином пов'язаних з іншими їх характеристиками, а також температурою і тиском. Згідно теорії пружності для опису напруженого стану анізотропних однорідних середовищ (при напругах які менші за межі пружності) необхідна інформація щодо 36 пружних модулів, 21 з яких є незалежними. Величини модулів пружності залежать від типу зв'язку, іонних радіусів, валентності та координатних чисел катіонів. Дослідження речовини з такою детальністю проводяться, наприклад, при вивченні властивостей кристалів. В більшості ж випадків середовище в першому наближенні вважають однорідним та ізотропним і обмежуються визначенням однієї з пар простих модулів: модуля Юнга (E), коефіцієнта Пуассона (ν), коефіцієнтів Ляме μ (G - модуль зсуву) і λ , модуля всебічного стиску (K , чи оберненої величини – коефіцієнта стискуваності $\beta = K^{-1}$). Слід пам'ятати що пружні модулі залежать від тиску і їх можна розглядати як константи лише для певного напруженого стану. Важливими для петрофізичних досліджень параметрами є також швидкості поширення пружних хвиль, які виникають в результаті деформування середовища: поздовжні хвилі є наслідком деформацій розтяг-стиск, поперечні - деформацій зсуву. В вільних газах і рідинах виникають поздовжні хвилі, а поперечні відсутні.

В ідеально-пружних ізотропних середовищах співвідношення між пружними модулями та швидкостями пружних хвиль характеризується наступними формулами:

$$V_P = \sqrt{\frac{E \cdot (1 - \nu)}{\sigma \cdot (1 + \nu) \cdot (1 - 2\nu)}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2 \cdot G}{\sigma}} = \sqrt{\frac{K + 4/3 \cdot G}{\sigma}}$$

$$V_S = \sqrt{\frac{E}{\sigma \cdot 2 \cdot (1 + \nu)}} = \sqrt{\frac{G}{\sigma}}$$

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{2 \cdot (1 - \nu)}{1 - 2\nu}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2G}{G}}$$

$$E = \frac{\sigma \cdot V_S^2 \cdot (3 \cdot V_S^2 - 4 \cdot V_P^2)}{2 \cdot (V_P^2 - V_S^2)}$$

$$\nu = \frac{V_P^2 - 2 \cdot V_S^2}{2 \cdot (V_P^2 - V_S^2)}$$

$$G = \sigma \cdot V_S^2 = \frac{E}{2 \cdot (1 + \nu)}$$

$$\lambda = \sigma \cdot V_S^2 = \frac{E \cdot \nu}{(1 + \nu) \cdot (1 - 2\nu)}$$

$$K = \frac{1}{\beta} = \sigma \cdot (V_P^2 - 4/3 \cdot V_S^2)$$

Таблиця 8.11 – Основні пружні параметри гірських порід

Параметр, індекс	Визначення	Одиниця виміру
Швидкість поздовжніх хвиль, V_P	Швидкість пружних хвиль, які виникають внаслідок деформації розтяг-стиск в твердих тілах, рідинах та газах	м/с (км/с)
Швидкість поперечних хвиль, V_S	Швидкість пружних хвиль, які виникають внаслідок деформації зсуву в твердих тілах	м/с (км/с)
Модуль Юнга (модуль поздовжньої пружності), E	Відношення нормального напруження до відносного видовження, викликаного цим напруженням в напрямку його дії, характеризує спроможність тіл протидіяти деформації розтягу або стиску	Па
Коефіцієнт Пуассона (коефіцієнт поперечного стиснення), ν	Відношення відносної поперечної деформації тіла до відносної поздовжньої деформації, характеризує пропорційність між поперечним стиском та поздовжнім видовженням тіла при однобічному розтягу	—
Модуль зсуву (коефіцієнт Ляме μ), G	Відношення дотичного напруження до величини кута зсуву, характеризує здатність тіл протидіяти зміні форми при постійному об'ємі.	Па
Модуль всебічного стиску,	Відносне зменшення об'єму кубу при його всебічному стиску	Па

Параметр, індекс	Визначення	Одиниця виміру
К		

8.4.1 Визначення пружних властивостей зразків

При вимірюванні пружних характеристик мінералів та гірських порід застосовують дві групи методів – *статичні* та *динамічні*. Статичні методи використовуються в першу чергу для визначення пружних модулів, їх загальною рисою є пряме вимірювання тензометрами деформацій зразків. Вимірювання модуля Юнга здійснюється при одновісному стиску або розтягу, а також згинанні стержня з породи, модуля зсуву - при скручуванні зразка, коефіцієнту Пуассона - при вимірюванні поздовжніх та поперечних деформацій одновісного стиску, модуля об'ємного стиску - при стиску зразка всебічним тиском. Власне кажучи при інженерно-геологічних вишукуваннях пружні характеристики визначають виключно статичними методами, оскільки саме вони дають найбільш точну характеристику міцності речовини в конкретній системі напружень. Величини пружних модулів розраховані за швидкостями пружних хвиль, як правило, завищені (реальне середовище не є ні ідеально-пружним, ні ізотропним), і не можуть використовуватись для оцінки стійкості масиву, фундаментів, споруд, виробів тощо.

У всіх інших випадках (при геофізичних дослідженнях, речовинно-фізичному і структурному моделюванні) найчастіше застосовують динамічні методи визначення пружних характеристик, які дозволяють фіксувати час проходження пружної хвилі через зразок, та швидкість її затухання. Динамічні методи вимірювань розрізняють за способами збудження (*динамічний резонансний метод*, де використовуються стоячі хвилі збуджувані зовнішнім джерелом; метод *пластини*, що обертається на шляху безперервної пружної хвилі; методи *послідовних ультразвукових імпульсів*, в т.ч. *лазерний*) та реєстрації (першого вступу, фазовий, резонансний тощо) хвиль пружності. Зокрема, швидкість поздовжніх пружних хвиль визначають:

- 1) за першим вступом імпульсної ультразвукової хвилі при прозвучуванні зразка з торців за допомогою аксіально-поляризованих датчиків;
- 2) за першим вступом і наступними фазами тієї ж хвилі при профілюванні по різним поверхням зразка;
- 3) за резонансною частотою коливань зразка.

Швидкість поперечних пружних хвиль визначають: за першим вступом імпульсної ультразвукової хвилі при прозвучуванні зразка з торців п'єзоелементами зсувного типу, за вступами поперечних хвиль при профілюванні п'єзоелементами поршневого типу, за резонансною частотою коливань зразка при обміні хвиль під критичним кутом, за результатами вимірювання швидкості поздовжніх хвиль при зміні розмірів зразка чи частот поздовжніх хвиль, за динамічним імпульсним методом з використанням обмінних хвиль в циліндричних зразках тощо. Найчастіше при петроакустичних дослідженнях використовують ультразвукові імпульсні дефектоскопи різних моделей.

Точність вимірювання швидкості пружних хвиль залежить від похибки визначення довжини зразка та похибки визначення часу пробігу. Обернена залежність амплітуди сигналу, що приймається датчиками, від частоти та

довжини зразка обмежує максимальний розмір зразків в яких можна здійснювати вимірювання. Мінімальна довжина зразка ($l_{\min}$) при вимірюванні швидкості пружних хвиль визначається за співвідношенням похибки відліку часу (∂t), швидкості поздовжньої (поперечної) хвилі в зразку ($V_{P(S)}$), та заданою похибкою визначення швидкості ($\partial V_{P(S)}$):

$$l_{\min} \geq V_{P(S)} \cdot \frac{\partial t}{\partial V_{P(S)}}.$$

Похибка вимірювання часу пробігу є обернено пропорційною до власної частоти п'єзоелектричних датчиків (f_0), яка у дефектоскопів складає 0,2...2,0 МГц і більше. Мінімальний лінійний розмір зразка в поперечному перетині має бути більшим за $3 \cdot V_{P(S)} \cdot f_0^{-1}$, при цьому він не повинен бути меншим за діаметр п'єзопластини. Для забезпечення належних умов вимірювань необхідна додаткова підготовка зразків, а саме: відхилення рельєфу торця від площини не повинно перевищувати 0,02 мм, відхилення від паралельності протилежних торців - 0,1°, а відхилення осі що проходить через протилежні торці від нормалі до торця - 1°. Достовірність отриманих за вивченням гірських порід результатів залежить також від структурно-текстурних особливостей порід. Вимірювання швидкості у довільному обраному напрямку, як правило, не дає можливості оцінити пружні характеристики порід та мінералів – необхідно здійснити, як мінімум (кубчна сингонія), три визначення у взаємно перпендикулярних напрямках (за умови що ці напрямки співпадають з вісями тривісного еліпсоїда). Тож оптимальною формою зразків для вимірювань є ромбододекаедр, або, в простих випадках – куб. На практиці для оцінки анізотропії швидкості поширення пружних хвиль вимірювання швидкостей здійснюють не менш як в 6 напрямках.

В основі всіх методів вивчення коефіцієнту поглинання лежить залежність амплітуди хвилі (A) від відстані (x_i):

$$A = A_0 \cdot \frac{k \cdot q \cdot e^{-\alpha_E \cdot x_i}}{x_i^n},$$

де A_0 — початкова амплітуда; α_E — коефіцієнт поглинання, k — число циклів відбиття; n — показник функції розбіжності; q — коефіцієнт відбиття. При визначенні коефіцієнту поглинання слід враховувати його залежність від частоти хвилі (пропорційний кореню квадратному від частоти) і напрямку прозвучування. Однією з властивостей анізотропних середовищ є *акустичний дихроїзм* (анізотропія лінійного поглинання) – здатність різним чином поглинати поляризовані поперечні коливання при повороті вектора поляризації відносно структурних елементів середовища. Напрямки найбільшого та найменшого пропускання в гірських породах пов'язані, як правило, з орієнтацією лінійних, витягнутих вздовж одного напрямку кристалів.

8.4.2 Швидкість пружних хвиль і пружні модулі хімічних елементів та мінералів

Пружні характеристики атомів як єдиного цілого визначаються будовою їх електронної оболонки, яка є пружним середовищем, та масою ядер. Величина швидкості поздовжніх хвиль є обернено пропорційною до атомного (іонного)

радіусу та маси елементів (іонів). В межах періодів періодичної таблиці швидкість поздовжніх хвиль зростає в першій половині і зменшується - в другій половині кожного періоду. Максимальні значення V_p в кожному періоді зменшуються від 2 до 6 періоду, тоді як максимальна густина елементів і їх атомна маса в цьому напрямку ростуть.

Діапазон зміни швидкостей пружних хвиль у мінералах достатньо широкий (див. табл. 8.12). Найнижчі швидкості поширення поздовжніх хвиль характерні для самородних металів (золото, платина – 2...3 км/с), високі - для алюмосилікатних і окисних беззалізистих мінералів, найбільша швидкість пружних хвиль встановлена в діаманті (18 км/с).

У гомогенних мінералах, які мають переважно металеву форму кристалічного зв'язку, значення швидкості пружних хвиль відрізняються від величин характерних для відповідних елементів лише за рахунок наявності хімічних і механічних домішок, дефектів у структурі тощо. При утворенні мінералів з кількох елементів, швидкість пружних хвиль істотно змінюється, але залишаються в силі встановлені для елементів якісні зв'язки параметру з розмірами та масою структурних одиниць. Саме цим пояснюється існування двох типів зв'язку між швидкістю поширення пружних хвиль та густиною мінералів: $V_p=f(\sigma)$ та $V_p=f(1/\sigma)$.

В мінералах для яких характерний перший тип зв'язку (більшість силікатних мінералів, значна частина оксидів, сульфатів і хлоридів) зростання значень і густини і швидкості пружних хвиль забезпечується, переважно, за рахунок зменшення іонних радіусів. Для мінералів цієї групи характерним є зростання модуля Юнга і модуля зсуву при збільшенні густини, що також обумовлено ущільненням структур мінералів. Закономірних змін коефіцієнту Пуассона не спостерігається. В загальному випадку відносні зміни швидкості поздовжніх і поперечних хвиль у декілька разів менші за зміни модуля Юнга і модуля зсуву.

Другий тип зв'язку між густиною та пружними властивостями характерний для сульфідів, окисних рудних мінералів та самородних металів, ріст густини яких обумовлений, в першу чергу, збільшенням середньої атомної маси, тобто зростанням інерційності системи при заміні більш легких катіонів на більш важкі.

Швидкість пружних хвиль залежить не тільки від міжатомної відстані й атомної маси речовини, але і від енергії зв'язку між атомами ($E_{зв}$), яка є однією з узагальнюючих характеристик внутрішньої будови речовини: $V=f(r^{-1}, E_{зв}^{0.5}, m_a^{-0.5})$. Так, значення пружних характеристик в мінералах з ковалентним зв'язком за інших рівних умов вищі ніж в мінералах з іонним типом зв'язку. Найвищі значення пружних модулів зафіксовані в діаманті, магнетиті, гранатах та цирконі ($E \geq 2 \cdot 10^{11}$ Па, $G \geq 0,9 \cdot 10^{11}$ Па, $K \geq 1 \cdot 10^{11}$ Па), а найменші - в м'яких самородних металах та мінералах евапоритів ($E \leq 0,5 \cdot 10^{11}$ Па, $G \leq 0,5 \cdot 10^{11}$ Па, $K \leq 0,5 \cdot 10^{11}$ Па).

Залежність пружності від сили зв'язку часто є причиною виникнення анізотропії пружних характеристик в мінералах. Наприклад, у графіта швидкість поздовжніх хвиль уздовж прошарків, утворених тетраедрами вуглецю з дуже сильними ковалентними зв'язками, значно вища, ніж поперек цих прошарків, пов'язаних між собою слабким вандерваальсовим зв'язком. Ізотропність же діаманту обумовлена однаковою силою зв'язку в тетраедрах вуглецю у всіх напрямках. У мінералі з листовою структурою – біотиті,

швидкість поздовжніх хвиль в площині з'єднання тетраедрів складає 7,2 км/с (010) і 7,8 м/с (100), а в перпендикулярному напрямку (001) - 4,2 км/с.

Зміна пружних властивостей при ізоморфних заміщеннях зумовлена, як відмінністю мас атомів, так і відмінністю іонних радіусів. Так, в ізоморфних рядах олівінів (форстерит - фаяліт) і клинопіроксенів (діопсид - геденбергіт) заміщення магнію залізом (масові числа 24 і 56, відповідно) супроводжується зменшенням швидкості подовжніх хвиль на 10-25 %. Різде зниження швидкостей поширення пружних хвиль при заміні в кристалічній ґратці плагіоклазів натрію на калій, обумовлене, в першу чергу, набагато більшим іонним радіусом останнього ($1,33 \cdot 10^{-10}$ м проти $0,98 \cdot 10^{-10}$ м).

Таблиця 8.12 – Швидкості поширення пружних хвиль в деяких породоутворюючих та акцесорних мінералах (за [7])

Мінерал	V _P , км/с	V _S , км/с	σ, 10 ³ кг/м ³	Мінерал	V _P , км/с	V _S , км/с	σ, 10 ³ кг/м ³
Лід	3,70	1,7	0,90	Епідот	7,42	4,25	3,40
Галіт	4,50	2,80	2,17	Діопсид	7,80	4,39	3,33
Кальцит	6,70	3,40	2,73	Авгіт	7,20	4,17	3,40
Арагоніт	5,67	3,54	2,94	Діалаг	7,01	4,25	3,30
Гіпс	5,20	2,58	2,32	Егірін	7,25	4,06	3,55
Нефелін	5,90	3,40	2,60	Форстерит	8,45	5,70	3,32
Мікроклін	5,70	3,15	2,56	Піроп	8,43	4,85	3,71
Ортоклаз	5,90	3,20	2,56	Альмандин	8,50	5,20	4,32
Альбіт	6,10	3,35	2,61	Шпінель	9,95	5,68	3,55
Олігоклаз	6,24	3,40	2,64	Корунд	11,00	7,10	4,05
Лабрадор	6,45	3,50	2,70	Циркон	8,00	4,00	4,69
Бітовніт	6,55	3,54	2,73	Пірит	8,00	5,20	5,05
Кварц	6,50	4,11	2,62	Магнетит	7,45	4,30	5,18
Халцедон	6,25	4,15	2,63	Гематит	6,95	4,50	5,26
Флюорит	6,80	3,76	3,18	Каситерит	6,95	3,40	7,02
Апатит	6,46	3,80	3,18	Сфалерит	5,20	3,03	4,00
Серпентин	5,05	2,70	2,51	Халькопірит	4,60	2,50	4,20
Флогопіт	5,39	3,10	2,78	Піротин	4,50	2,70	4,64
Мусковіт	5,8	3,36	2,88	Молібденіт	3,90	1,88	4,85
Біотит	6,05	3,10	3,07	Галеніт	3,4-3,8	2,0	7,3
Рогова обманка	7,21	3,99	3,26	Кіновар	2,4	1,27	8,04

8.4.3 Пружність гірських порід

Основними чинниками що визначають пружні властивості гірських порід є їх мінеральний склад, склад порового наповнювача, текстурно-структурні особливості, агрегатний стан речовини.

Взагалі кажучи, в ідеально-пружному ізотропному середовищі пружні модулі є адитивними параметрами, тож модулі зсуву та об'ємного стиску в низько пористих нетріщинуватих відмінах порід можуть бути розраховані за відповідними характеристиками породоутворюючих мінералів [9]:

$$\ln G_T = \sum_i V_i \cdot \ln G_i \quad \text{та} \quad \ln K_T = \sum_i V_i \cdot \ln K_i,$$

де V_i , G_i , K_i – питомий об'єм, модуль зсуву та модуль об'ємного розширення i -го мінералу породи. Як можна бачити з табл. 8.13, мінімальні швидкості пружних хвиль характерні для мінеральних асоціацій, складених малопружними мінералами кислого складу (кварц, калієвий польовий шпат, альбіт, олігоклаз тощо), а максимальні – для мінеральних асоціацій, представлених високо пружними мінералами основного складу (лабрадор, амфібол, піроксен, олівін тощо).

При ізохімічних перетвореннях в метаморфічних породах спостерігається зростання пружних характеристик порід при переході від нижчих стадій метаморфізму до вищих (див. табл. 8.14). Ріст швидкості пружних хвиль обумовлений утворенням під дією високого тиску та температури більш щільних і пружних мінеральних асоціацій. Водночас, процеси вторинних змін призводять, переважно, до формування структурно-рихлих низькопружних мінералів. Так, серпентинізація гіпербазитів призводить до розкладу високо-пружного олівіну ($V_P \approx 8,2$ км/с) та утворенню структурно-рихлого, з великою кількістю гідроксильних груп, серпентину ($V_P \approx 5,0$ км/с).

Вплив складу порового наповнювача на пружні параметри стає особливо помітним за підвищеної пористості, однак навіть в низько-пористих відмінах кристалічних порід виміряна в газонасичених і водонасичених зразках величина V_P може відрізнятись на 500-1000 м/с (ультраосновні породи) чи 1000-2000 м/с (гранітоїди). Для ідеально-пружного ізотропного середовища із сферичними порами однакового розміру справедливою є формула:

$$\frac{1}{V_{P, \text{породи}}} = \frac{K_{ПЗ}}{V_{P, \text{флюїду}}} - \frac{1 - K_{ПЗ}}{V_{P, \text{мін. скелету}}}.$$

Очевидною є залежність різниці значень швидкості в газонасичених і водонасичених породах від їх пористості і структури порового простору. Із зменшенням пористості ця різниця скорочується. Швидкість поперечних хвиль у кристалічних породах також залежить від зміни газо- та водонасичення. Ефект збільшення V_S при насиченні порід рідиною обумовлений наявністю в рідині асоціацій молекул із відносно фіксованим положенням (міцно і рихло «зв'язана» рідина), спроможних передавати зсувні хвилі. Величина зростання V_S визначається розкриттям мікротріщин. Відмінність характеру зміни швидкостей подовжніх і поперечних хвиль при насиченні порід рідиною призводить до збільшення відношення V_P/V_S : від 1,5-1,9 до 1,6-2,2. Зростають також коефіцієнт Пуассона, модуль зсуву і, меншою мірою, модуль Юнга. Заміна газового заповнювача порового простору рідиною призводить також до значного зменшення поглинання пружних хвиль (в деяких випадках на 300-400 %), що обумовлено витісненням з пор практично непружного повітря.

На величину пружних параметрів, крім власне величини пористості впливає також структура порового простору – вплив міжзернової (“структурної” за Н.Б.Дортман) пористості як правило значно слабший за вплив мікротріщин та порових площин (“текстурна” пористість). Так, зростання структурної пористості в гранітоїдних породах на 1-2 % призводить до незначного зниження величини V_P , збільшення ж текстурної пористості (за рахунок мікротріщинуватості) на 0,2-0,3 % супроводжується зменшенням пружних характеристик на 10-40 %. Це дозволяє зробити висновок про те, що в кристалічних породах основний вплив на пружність речовин чинить тріщинна

пористість. Слід відмітити також різну швидкість зміни V_P і V_S при пластичних і крихких деформаціях, що дозволяє використовувати відношення V_P/V_S в якості індикатора типу деформацій.

Анізотропія пружних властивостей, яка виявляється в залежності швидкості пружних хвиль від напрямку поширення хвилі, відзначається в більшості кристалічних порід. Вона обумовлена закономірним розташуванням порового простору, мінеральних зерен і будовою кристалічної ґратки мінералів. Середня величина коефіцієнту анізотропії швидкості поздовжніх хвиль у водонасичених зразках незмінених порід варіює в порівняно вузьких межах - від 1,0 до 1,23. Найменшою анізотропією характеризуються вивержені породи з масивною текстурою (до 1,06), а найбільша анізотропія характерна для метаморфічних утворень, які мають гнейсовидну або сланцювату текстуру (до 1,23 в гнейсах). Коефіцієнт анізотропії поздовжніх хвиль у газонасичених породах значно (в 2-3 рази) вищий ніж у водонасичених.

Швидкість поздовжніх хвиль в осадових породах, поровий простір яких, як правило, насичений різноманітними флюїдами (газ, вода, нафта), визначаються складом породи, пористістю і типом флюїду. Оцінку її величини можна здійснити за відомою формулою В.М.Ніколаєвського:

$$V_{P, \text{породи}} = \sqrt{\frac{3(1 - \sigma_0)(1 + \sigma_0)}{A \cdot \sigma}},$$

$$\text{тут } A = \beta_T + \frac{K_{ПЗ} \cdot \beta_{П} \cdot (\beta_P - \beta_T)}{\beta_{П} + \beta_P - \beta_T},$$

$$\text{а } \sigma = \delta_M \cdot (1 - K_{ПЗ}) + \sigma_P \cdot K_{ПЗ}$$

де β_P , β_P , β_T - стискуваність пор, рідкої і твердої фаз породи; σ_0 , δ_M і σ_P - об'ємна густина породи, мінеральна густина і густина рідини.

Діапазон зміни швидкості пружних поздовжніх хвиль в осадових породах набагато ширший, ніж в магматичних (див. табл. 8.15) - від 0,3 км/с в неущільнених піщано-глинистих породах до 6-7 км/с в добре зцементованих теригенних відкладах. В карбонатних породах за однакових величин пористості швидкість є максимальною в відмінах з кавернозною пористістю, оскільки коефіцієнт стискуваності каверн істотно нижчий ніж гранулярних пор. Вплив віку на швидкість розповсюдження пружних хвиль в осадових породах зумовлений діагенетичними змінами і інтенсивним впливом на них складкоутворюючих процесів. Вплив глибини залягання порід на швидкість визначається термодинамічною обстановкою. Із збільшенням глибини підвищуються тиск і температура, що впливає на структуру і склад порід і на їх фізичні параметри. Вплив насичення на пружні властивості залежить від складу породоутворюючих мінералів і домішок в породі, структури і міри зцементованості, а також виду наповнювача (можливість розвитку процесів набухання, розчинення тощо). Так, насичення глин і глинистих пісковиків водою призводить до розбухання глинистих мінералів, втрати зв'язків між зернами в породі і зменшенню швидкості.

Коефіцієнт Пуассона в залежності від структури і складу осадових порід, глибини залягання тощо, може змінюватись в діапазоні 0,10-0,45, досягаючи мінімальних значень в суттєво кварцових породах та високопористих газонасичених, тріщинуваті рифогенних вапняках. Значення модуля Юнга в

осадових породах змінюються від $0,03 \cdot 10^{10}$ (глини) до $16,5 \cdot 10^{10}$ Па (доломіти). При визначенні Е методом згину значення модуля Юнга в 1,1-1,3 рази більші ніж при визначенні методом розтягу, що складає 0,25-0,35 від значень отриманих методом однобічного стиску. Водонасичення призводить до збільшення модуля Юнга, особливо для низько пористих зразків (збільшення досягає 100-120 %), а модуль зсуву може як збільшуватись, так і зменшуватись (на 20-30 %).

Таблиця 8.13 – Середні значення швидкостей поширення пружних хвиль і коефіцієнту поглинання в недеформованих відмінах магматичних порід ($f=0,33$ МГц, за [7])

Порода	V_P , км/с	V_S , км/с	α_P , см ⁻¹	σ_0 , кг/м ³
Граніт лейкократовий	5,35	2,85		2610
Граніт біотитовий і біотит-амфіболовий	5,60	3,20	0,028	2620
Гранітогнейс	5,65	2,80	0,037	2650
Гранодіорит	5,95	3,35		2670
Кварцовий діорит	6,10	3,50		2700
Діорит, діоритогнейс	6,20	3,55		2800
Габро	6,40	3,65	0,023	2940
Габро-норит, олівіновий норит	7,25	4,10	0,014	3070
Метагабро, метагабро-норит	6,60	3,80		2960
Діабаз	6,40	3,65	0,019	3020
Перидотит	8,20	4,60	0,013	3310
Перидотит амфіболітизований	7,45	4,15		3200
Сієніт і нефеліновий сієніт	6,15	3,25		2660
Ліпарит	5,00	3,00		2350
Базальт	5,50	2,95		2810
Обсидіан	5,80	3,45		2330

Таблиця 8.14 – Середні значення швидкостей поширення пружних хвиль в недеформованих відмінах метаморфічних порід ($f=0,33$ МГц, за [7])

Порода	V_P , км/с	V_S , км/с	σ_0 , кг/м ³	ПЗ, %
Гнейс біотитовий	5,80	3,05	2620	1,3
Гнейс біотит-амфіболовий	5,85	3,30	2800	1,2
Амфіболіт польовошпатовий	6,20	3,60	2970	1,0
Амфіболіт	6,80	4,20	3090	0,8
Гнейс високо-глиноземистий	5,75	3,20	2780	1,1
Кальцифір	5,85	3,50	2670	-
Плагіочарнокіт	5,80	3,10	2830	0,4
Ендербіт	6,20	3,50	2810	1,0
Кристалосланець двопіроксеновий	7,00	4,30	3020	0,6
Еклогіт	7,15	4,20	3350	1,2

Таблиця 8.15 – Діапазони зміни швидкості поширення поздовжніх хвиль (в км/с) в осадових породах ($f=0,33$ МГц, за [7]).

Порода	$V_{Pmin}-V_{Pmax}$	Порода	$V_{Pmin}-V_{Pmax}$	Порода	$V_{Pmin}-V_{Pmax}$

Алевроліт	0,8-4,0	Гіпс	1,5-4,6	Конгломерат	1,45-5,6
Ангідрид	1,5-6,0	Доломіт	0,9-6,3	Пісок	0,3-1,5
Аргіліт	0,9-4,5	Вапняк	1,0-5,5	Пісковик	0,8-4,5
Брекчія	1,45-5,6	Крейда	1,7-4,2	Кам'яна сіль	4,5-5,5
Глина	0,3-3,0	Мергель	1,3-4,5		
Гравеліт	1,7-5,4	Суглинок	0,8-1,8		

8.5 Електричні властивості

Відмінність гірських порід за електричними властивостями та залежність останніх від різних фізико-геологічних факторів складають фізичну основу застосування методів електророзвідки. Результати вивчення електричних властивостей широко використовуються також при геохімічних пошуках, дослідженнях свердловин, вирішенні гідрогеологічних та інженерно-геологічних завдань. Перелік найчастіше використовуваних в петрофізиці електричних властивостей наведено в табл. 8.20.

Електропровідність речовин зумовлена можливістю спрямованого руху носіїв заряду (електронів, іонів і дірок) під дією зовнішнього електричного поля. Розрізняють струми провідності (наскрізний), абсорбційний (пов'язаний з релаксацийними вилами поляризації, спадає з часом, відстань яку проходять заряджені частки обмежена), ємнісний (є наслідок поляризації зміщення та зарядки геометричної міжелектронної ємності). Природний струм є результатом усіх вказаних вище струмів. Опір виникаючому електричному струму викликається хаотичним (тепловим) переміщенням заряджених часток і залежить від будови електронної оболонки атомів, кристалохімічних структур мінералів і іонізаційних властивостей розчинів електролітів. За природою електропровідності виділяються: провідники (електронні і іонні), напівпровідники і діелектрики.

Високу електропровідність електронної природи (провідники 1-го роду) мають метали, питомий опір яких складає $10^{-4} \dots 10^{-6}$ Ом·м). Висока електропровідність металів зумовлена специфічною металевою формою кристалічного зв'язку, основною особливістю якої є наявність нелокалізованих електронів, багатоцентричні орбіти яких охоплюють весь кристал металу. Саме присутність електроннопровідних елементів визначає високу електропровідність ряду мінералів з ковалентно-металевою та іонно-металевою формами кристалічного зв'язку. Характерною рисою електронних провідників є збільшення опору з підвищенням температури, що зумовлюється зростаючим хаотичним рухом електронів. Спостерігається також зростання величини опору при підвищенні вмісту хімічних домішок, що є однією з причин непостійності питомого опору, діапазон змін якого в рудних мінералах може складати 2-3 порядки.

Рух іонів під дією зовнішнього електричного поля викликає електричний струм, який, на відміну від струму в електронних провідниках, супроводжується перенесенням речовини. Іонною провідністю (провідники 2-го роду) характеризуються деякі мінерали з іонною формою кристалічного зв'язку, а також електроліти, найбільш поширеним з яких в природних умовах є вода, що заповнює пори гірських порід. Питомий опір іонних провідників зменшується з

підвищенням температури, а у водних розчинах солей - із збільшенням ступеню мінералізації.

Напівпровідники можуть мати власне електронну і діркову провідність. Перша створюється за рахунок руху електронів, але менш вільного, ніж в провідниках. При цьому русі весь час звільнюються місця на електронних орбітах сусідніх атомів (дірки), які як би пересуваються в зворотному напрямі. У хімічно чистих елементах і мінералах кількість електронів, що пересуваються і дірок рівна, але при наявності хімічних домішок (навіть в незначній кількості) ця рівновага порушується і спостерігається типово електронна або типово діркова провідність, що розрізняється за знаком; відбувається різке збільшення або зменшення опору з утворенням на межі запірного шару. Характерною особливістю напівпровідників є зменшення опору з підвищенням температури; при дірковій провідності в деяких напівпровідниках збільшення температури до 1000 К супроводжується зменшенням опору в 10^6 разів. Для всіх напівпровідників характерна дуже сильна залежність опору від найменших обсягів хімічних домішок, наприклад, надлишок кисню в 0,1 % зменшує опір куприту в 10^4 раз. Особливістю напівпровідників є також надчутливість до різного роду опроміненнь (фотоэффект та інші). Властивості напівпровідників є характерними для ряду хімічних елементів і більшості силікатних та окисних мінералів з ковалентною (або іонною) формою кристалічного зв'язку. Хоч в будові багатьох мінералів беруть участь елементи з електронною провідністю, жорсткі ґратки мінералів зумовлюють слабку рухливість електронів і, як правило, високий опір ($\rho=10^4\ldots10^8$ Ом·м).

Діелектриками є хімічні елементи і мінерали з ковалентною формою зв'язку та найбільш щільними упаковками атомів в ґратках (острівні та ланцюжкові силікатні структури наприклад). Питомий опір мінералів складає $10^{12}\ldots10^{16}$ Ом·м, а деяких елементів - $10^{23}\ldots10^{25}$ Ом·м. В сильних електричних полях діелектрики мають електронну провідність. Залежність їх провідності від температури є аналогічною до залежності у напівпровідників. Найбільш характерною властивістю діелектрика є його поляризація – зміщення заряджених часток і орієнтування полярних молекул під дією електричного поля. Поляризаційні властивості характерні також для багатьох напівпровідників.

Таблиця 8.20 – Основні електричні параметри гірських порід

Параметр, індекс	Визначення	Одиниці виміру (CI)
Питомий електричний опір, ρ	Властивість речовини протидіяти проходженню електричного струму. Кількісно питомий електричний опір дорівнює електричному опору куба гірської породи зі стороною 1 м електричному струму, що протікає паралельно його боковим граням	Ом·м
Питома електрична провідність, γ	Здатність речовини пропускати електричний струм, її величина дорівнює відношенню модулю щільності струму провідності до модуля напруженості електричного поля.	Ом ⁻¹ ·м ⁻¹ , (См/м)
Діелектрична проникність, ϵ_a	Властивість речовини яка характеризує зміну напруженості первинного електричного поля внаслідок електростатичної поляризації	Ф/м
Відносна діелектрична проникність, ϵ	Параметр який показує кратність зменшення напруженості електричного поля в діелектрику по відношенню до вакууму	б/р
Тангенс кута діелектричних втрат, $\operatorname{tg} \delta$	Втрати енергії змінного електричного поля при накладенні його на породу (мінерал), чисельно рівні відношенню активного та реактивного струмів	б/р
П'єзоелектричний модуль, d	Коефіцієнт пропорційності між компонентами вектору поляризації та тензору механічних напружень (деформацій)	Кл/Н
П'єзоелектрична константа, l	Відношення вектора інтенсивності поляризації до механічної деформації	Кл/м ²
Викликана поляризація, $\Delta U_{\text{вп}}$	Властивість гірських порід зберігати електричне поле, яке виникло в результаті дії електричного струму, після припинення дії електричного струму	В
Поляризованість, $\bar{P}$	Відношення суми електричних моментів молекул в фізично малому елементі діелектрику до об'єму цього елементу	Кл/м ²
Поляризуємість, η	Здатність атомів, іонів та молекул набувати електричний момент під дією зовнішнього електричного поля	%
Самочинна поляризація, $\Delta U_{\text{пс}}$	Властивість гірських порід створювати електричне поле в результаті окислювально-відновних, фільтраційних, дифузійних, адсорбційних та інших процесів	В (мВ)
Фільтраційна електрохімічна активність, $\alpha_{\text{ф}}$	Характеристика здатності пористої речовини створювати різницю потенціалів потоку при фільтрації електроліту під дією зовнішнього тиску	В/Па
Дифузійно-адсорбційна	Здатність породи (мінералу) поляризуватися на контакт з електролітом чи іншою вологою	В

Параметр, індекс	Визначення	Одиниц і виміру (CI)
електрохімічна активність, $\alpha_{\text{да}}$	породою (мінералом)	
Окислювально-відновна електрохімічна активність, $\alpha_{\text{ов}}$	Здатність речовини створювати на границі електронних та іонних провідників природні потенціали	В

У залежності від будови діелектриків розрізняють 2 основних види поляризації:

- 1) поляризація зміщення (поділяється на поляризацію електронного, атомного і іонного зміщення та пружну дипольну);
- 2) релаксаційна поляризація.

Поляризація електронного зміщення, зумовлена зміщенням електрону відносно ядра, проявляється практично миттєво і спостерігається у всіх твердих, рідких і газоподібних речовинах. Для діелектриків, що мають тільки поляризацію електронного зміщення, ε близька до квадрату показника заломлення λ згідно з рівнянням Максвелла: $\varepsilon = \lambda^2$. Поляризація іонного зміщення полягає в зміщенні іону одного знаку відносно іону іншого знаку і відбувається за час 10^{-12} - 10^{-13} с. Вона спостерігається в твердих речовинах з іонними решітками, а також в аморфних діелектриках за наявності іонів. Діелектрична проникність таких матеріалів лежить в межах 4-15. Поляризація атомного зміщення спостерігається в кристалах з ковалентним зв'язком і полягає у відносному зміщенні в молекулах атомів різної валентності і відбувається за час 10^{-11} - 10^{-13} с. За величиною ця поляризація значно менша від електронної. Пружна дипольна поляризація характерна для дипольних діелектриків з сильно зв'язаними полярними молекулами (повертаються на невеликий кут).

Релаксаційна (теплова) поляризація пов'язана з наявністю в діелектриках полярних молекул або молекул, які є об'єднанням слабозакріплених іонів в полярні радикали (диполі), а також збуджених тепловою енергією надлишкових "дефектних" електронів або "дірок". У залежності від того, які частки викликають поляризацію, розрізняють дипольну (характерна для речовин які містять у своєму складі слабо і пружно зв'язані дипольні молекули - вода, нафта, газ - газово-рідинна фаза, глини, цеоліти, кристалогідрати), іонну (іонні кристали із слабо зв'язаними іонами - переніс іонів) і електронну (наявні надлишкові електрони або дірки які переміщуються) поляризації. Матеріали, в яких спостерігається релаксаційна поляризація, мають високу діелектричну проникність.

До числа релаксаційних видів поляризації належать також:

- 1) структурна поляризація, яка виникає в неоднорідних матеріалах;
- 2) міграційна поляризація (макроструктурна, об'ємна), яка визначається рухом заряджених часток однієї речовини в межах які визначенні іншою (не електропровідною) речовиною;
- 3) концентраційно-дифузійна поляризація (поляризація концентраційного перерозподілу) - виникає при різкій невідповідності перетинів провідних

- каналів (заповнених електролітом пор);
- 4) електролітична поляризація (виникає при проходженні струму через електронно-іоннопровідні породи);
- 5) електроосмотична поляризація (переніс електроліту через породу градієнтом електричного поля).

У змінних електричних полях для діелектриків властиві діелектричні втрати, пов'язані з переходом частини електричної енергії в тепло. Це явище обумовлене провідністю і повільно встановлюваною поляризацією - поляризація електронного і іонного зміщення, що встановлюється за час 10^{-12} - 10^{-15} с, втрат не викликає. Час встановлення релаксаційної поляризації значно більший і зумовлює струм i' , який є сумою активного i'_a і реактивного i'_r струмів. Тангенс кута діелектричних втрат реального діелектрика визначається за формулою:

$$\operatorname{tg}\delta = (i_a + i'_a) / (i'_r + i_c)$$

де i_c - ємнісний струм (струм зміщення); i_a - струм провідності.

В добре провідних речовинах заряди переміщуються (мігрують) і тому діелектрична проникність зростає до безкінечності. Слід також пам'ятати про залежність діелектричної проникності (як і інших електричних параметрів), від напрямку, тож в анізотропних середовищах залежність між векторами електричної індукції і напруженості електричного поля описується тензором.

Електрохімічні процеси в гірських породах призводять до виникнення природних електричних полів. Найчастіше виникнення природних потенціалів викликане окислювально-відновними, дифузійно-адсорбційними та фільтраційними процесами. Окислювально-відновна електрохімічна активність залежить від багатьох факторів: хімічного складу мінералів, структури та електропровідності рудних покладів (масивні провідні поклади поляризуються сильніше, ніж вкраплені руди), хімічного складу і концентрації підземних вод і газів, особливо кисню, зональності і динаміки підземних вод. Окислювально-відновна активність значно вища за дифузійно-адсорбційну і фільтраційну активності порід і в деяких випадках може досягати +1,0...+1,2 В. Дифузійно-адсорбційна активність визначається хімічним і мінеральним складом гірських порід, їх гранулометричним складом, пористістю, вологістю, а також хімічним складом і мінералізацією підземних вод. Вона змінюється від -0,005 В (чисті піски) до +0,050...+0,070 В (в глинах і мергелях). Величина фільтраційної активності також залежить від мінерального складу порід, їх пористості, проникності, а також мінералізації, питомого опору, діелектричної проникності та в'язкості підземних вод. Значення цього параметру може досягати сотих часток В.

Властивість деяких кристалічних речовин поляризуватися під дією механічних напружень або деформацій називають п'єзоелектричним ефектом. П'єзоелектрична поляризація спостерігається як в монокристалах певного типу симетрії, так і в полікристалічних агрегатах, що містять орієнтовані п'єзоелектричні кристали. П'єзоелектричний ефект характеризується пропорційною залежністю між щільністю зарядів на поверхні кристалічної речовини і механічним напруженням або деформацією. Слід відзначити також постійність знаку заряду, який виникає на певній поверхні при впливі механічного напруження одного і того ж вигляду і напрямку або деформації, та наявність зворотного ефекту (виникнення механічних напружень і деформацій

під впливом прикладеного електричного поля).

8.5.1 Методи вивчення електричних властивостей зразків

Вимірювання питомого електричного опору (і провідності) порід здійснюють із використанням 2-електродного (вимірюється опір, площа поперечного перетину і довжина – $\rho = R \cdot S \cdot l^{-1}$) і 4-електродного (визначається падіння напруги при пропусканні струму – $\rho = \Delta U \cdot J^{-1} \cdot K$) методів. Для моделювання питомого опору в природних умовах слід насичувати зразки водою (мінералізація якої відповідатиме умовам залягання). Основні похибки в вимірювання вносять електродна поляризація і поверхневі струми (постійний струм), ємнісні ефекти (змінний струм) тощо. При лінійному розташуванні електродів поверхня на якій здійснюється вимірювання має бути плоскою, а при розташуванні електродів на торцях зразок повинен мати форму циліндра або паралелепіпеда. Вибір конкретних вимірювальних засобів (місткові, резонансні, імпульсні) та приладів залежить від величини електричного опору зразків та частот, які застосовуються.

Основним методом визначення діелектричної проникності зразків порід є метод плоского конденсатора. У цьому методі із зразка породи вирізається пластина, яка як діелектрик вміщується між електродами вимірювального конденсатора, при цьому ефективні розміри конденсатора із зразком повинні бути набагато меншими довжини хвилі електричного поля. Значення діелектричної проникності обраховуються за виміряною ємністю конденсатора із зразком (C_x), товщиною (h) і площею контакту (S) зразка:

$$\varepsilon = 4 \cdot \pi \cdot C_x \cdot h \cdot S^{-1}.$$

Тангенсу кута діелектричних втрат визначають резонансним методом, за якого коливальний контур настраюється в резонанс двічі – спочатку з зразком, а потім з конденсатором змінної ємності (C_x) та потенціометром (R_x):

$$\operatorname{tg} \delta = 0,5 \cdot \pi \cdot f \cdot C_x \cdot R_x,$$

де f – частота.

Методи вимірювання параметра викликаної поляризації порід засновані на вивченні перехідного процесу, який виникає в гірських породах під впливом імпульсного електричного поля. Лабораторні методи вимірювання поляризуємості аналогічні методам вимірювання електричного опору і спонтанної поляризації порід. Режим вимірювання – величина і частота струму збудження, час зарядки зразка і час запису спаду напруження визначаються експериментальним шляхом. Зазвичай час запису спаду напруження обирають рівним 0,5 с після вимкнення струму, а поляризуємість обраховують за відношенням залишкової різниці потенціалів поля викликаної поляризації $\Delta U_{\text{вп}}$, і різниці потенціалів ΔU , виміряної під час пропускання електричного струму перед його вимкненням:

$$\eta = \Delta U_{\text{вп}} / \Delta U.$$

Методи вимірювання п'єзоелектричних параметрів поділяються на ті що використовують прямий п'єзоефект і ті які пов'язані із зворотнім п'єзоелектричним ефектом. За характером прикладеного навантаження виділяють статичні і динамічні методи. При вивченні п'єзоелектричного ефекту гірських порід статичним методом зразки піддаються стиску в 10-50 МПа, а

вимірювання утвореної різниці потенціалів (U) і ємності системи (C), та знання прикладеного зусилля (F) дозволяє розрахувати п'єзоелектричний модуль:

$$d=C \cdot U \cdot F^{-1}$$

Динамічний метод відрізняється від статичного імпульсним (періодичним) характером прикладеного навантаження і заснований на використанні ультразвукової апаратури (сейсмоскопів та дефектоскопів) і п'єзоелементів. Недоліком відносно експресного динамічного методу є досить низька ($\pm 10 \dots 30$ %) точність.

8.5.2 Електричні властивості хімічних елементів і мінералів

Електричний опір атомів хімічних елементів залежить від будови зовнішніх електронних оболонок, що обумовлює періодичність зміни величин питомого електричного опору і характеру провідності. Висока провідність властива елементам початків періодів, які мають незаповнені зовнішні орбіти, а низька провідність (високий опір) - елементам кінця періодів (напівпровідники і діелектрики), що обумовлено малою рухливістю електронів заповнених орбіт. Найкращими провідниками є елементи початку других напівперіодів 3, 4, 5 і 6 великих періодів, найвизначнішими з яких є Cu, Ag, Au ($1,6 \dots 2,3 \cdot 10^{-8}$ Ом·м). Найяскравіше явище напівпровідності проявляється в германії, селені, телурі і деяких рідкісних елементах. Найвищий опір мають вуглець (алмаз), фосфор, кремній.

Електропровідність більшості рудних мінералів (галеніт, борніт, ковелін, магнетит, пірит, піротин, халькопірит тощо) та графіту має електронну природу, їх питомий опір складає $10^{-6} \dots 10^{-2}$ Ом·м. Породоутворюючі мінерали гірських порід (калієві польові шпати, плагіоклази, амфіболи, піроксени, олівін, нефелін, кварц тощо) мають властивості напівпровідників або діелектриків і характеризуються дуже високим опором ($10^6 \dots 10^{12}$ Ом·м). Мінерали з найбільшою густиною (самородні метали, рудні мінерали) характеризуються високою провідністю, що обумовлено металевою, іонно-металевою і ковалентно-металевою формою кристалічного зв'язку. Питомий опір мінералів середньої густини може бути як дуже високим (типово для ковалентних з'єднань), так і низьким (змішана форма зв'язку). Мінерали відносно низької густини, що мають іонну або ковалентну форму зв'язку, мають найвищий опір. При класифікації за провідністю, як правило, виділяють 4 основні групи мінералів: дуже низького ($< 10^{-5}$ Ом·м), низького ($10^{-5} \dots 10^0$ Ом·м), середнього ($10^0 \dots 10^5$ Ом·м) та високого і дуже високого опору ($10^5 \dots 10^{12}$ Ом·м).

Таблиця 8.21 - Питомий електричний опір (в Ом·м) головних породоутворюючих та рудних мінералів (за В.М.Дахновим).

Мінерал	Питомий опір	Мінерал	Питомий опір
Ангідрит	$10^7 \cdot 10^{10}$	Мусковіт	$10^{-1} \cdot 10^1$
Галеніт	$10^{-5} \cdot 10^{-3}$	Нафта	$10^9 \cdot 10^{16}$
Галіт	$10^{12} \cdot 10^{14}$	Пірит	$10^{-4} \cdot 10^{-1}$
Гематит	$10^{-2} \cdot 10^{-1}$	Піролюзит	$1 \cdot 10$
Графіт	$10^{-6} \cdot 10^{-4}$	Піротин	$10^{-5} \cdot 10^{-4}$
Кальцит	$10^7 \cdot 10^{12}$	Польовий шпат	$10^{11} \cdot 10^{12}$
Кам'яна сіль	$10^{14} \cdot 10^{15}$	Сірка	$10^{12} \cdot 10^{15}$

Кварц	$10^1\text{-}10^{14}$	Сидерит	$10\text{-}10^3$
Лімоніт	$10^6\text{-}10^8$	Сильвін	$10^{13}\text{-}10^{15}$
Магнетит	$10^{-2}\text{-}10^{-1}$	Слюда	$10^{14}\text{-}10^{15}$
Марказит	$10^{-2}\text{-}10^{-1}$	Сфалерит	$10^5\text{-}10^7$
Молибденіт	$10^{-3}\text{-}10^{-1}$	Халькопірит	$10^{-3}\text{-}10^{-1}$

Величина діелектричної проникності мінералів суттєво залежить від типу катіону і аніону, їх іонного радіусу і поляризуємості, та, меншою мірою, від структурних особливостей мінералів. У області радіочастот лише незначна частина мінералів характеризується виключно електронною поляризацією зміщення. Такими мінералами є алмаз, сірка, селен, шеєліт, циркон, сфен, діелектрична проникність яких майже співпадає з квадратом показника заломлення λ^2 . Для інших мінералів вона перевищує λ^2 на різну величину, що вказує на одночасний прояв двох і більше механізмів поляризації.

Мінерали з високою діелектричною проникністю є переважно сульфідами і оксидами (табл. 8.22), що зумовлено великими іонними радіусами аніонів S^{2-} і O^{2-} . За ідентичності катіонів з'єднання сірки, як правило, відрізняються більшою величиною діелектричної проникності, чим оксиди, що пояснюється більшим радіусом S^{2-} порівняно з O^{2-} . Серед сульфідів і оксидів найвища діелектрична проникність спостерігається в мінералах, утворених з участю катіонів таких важких металів, як Pb, Fe, Cu. Це пояснюється не стільки перевищенням їх іонного радіусу над радіусами інших катіонів, скільки підвищеними значеннями їх поляризуємості ($\alpha_{Pb}=4,32$; $\alpha_{Cu}=1,81$). Дуже високою є діелектрична проникність рутилу та інших мінералів, що мають структуру типу перовскіту.

Діелектрична проникність більшості силікатів знаходиться в межах 6...7, і перевищує ці значення лише у випадку домінування катіонів Ca^{2+} і Fe^{2+} , Fe^{3+} ($\epsilon \leq 10$). Підвищенні величини діелектричної проникності в результаті зростання вмісту Ca^{2+} добре простежується на прикладі ряду альбіт-анортит.

Діелектрична проникність карбонатів, сульфатів, фосфатів (за винятком мінералів, утворених катіонами свинцю) змінюється в діапазоні 5...7,5.

Для всіх груп мінералів спостерігаються узгоджені зміни кристалохімічної щільності та діелектричної проникності, що обумовлено залежністю останньої від числа поляризованих часток в одиниці об'єму. Розходження в значеннях ϵ у різних кристалографічних напрямках може досягати 30% (барит), що ілюструє вплив структурного чинника.

Таблиця 8.22 – Відносна діелектрична проникність деяких мінералів в області радіочастот (за О.С.Поваренних)

Мінерал	ϵ	Мінерал	ϵ
Алмаз	5,7	Вітерит	5,7
Сірка	4,1	Родохрозит	6,8
Селен	10,7	Ангідрит	6,5
Графіт	>81	Англезит	14,0
Галеніт	17,0-81,0	Целестин	7,0
Сфалерит	6,9-12,1	Гетит	11,7
Пірит	33,7-81,0	Лімоніт	3,2
Піротин	>81	Діаспор	6,2

Мінерал	ε	Мінерал	ε
Молибденіт	33,7-81,0	Гідроаргіліт	8,4
Арсенопірит	>81	Олівін	6,8
Халькозин	>81	Діопсид	0,0
Цинкіт	11,0	Сподумен	8,4
Куприт	5,65-6,35	Авгіт	6,8
Гематит	25-170	Геденбергіт	9,0
Рутил	80-173	Егірін	7,2
Каситерит	23,4-24,3	Актиноліт	6,6
Галіт	5,7-6,2	Рогова обманка	4,9-5,8
Сильвін	4,39-6,2	Тремоліт	7,6
Флюорит	6,26-6,79	Альмандин	4,3
Кальцит	7,5-8,7	Альбіт	5,39-5,63
Магnezит	10,6	Олігоклаз	6,03-6,06
Сидерит	5,2-7,4	Андезит	6,2-6,47
Церусит	22,7	Лабрадор	6,51-6,61
Стронціаніт	7,0	Анортит	7,05-7,16

Мінерали-діелектрики, які мають високий опір, характеризуються малими діелектричними втратами, а їх $\text{tg} \delta$ в діапазоні частот $10^5 \dots 10^7$ Гц знаходиться в межах $10^{-4} \dots 10^{-2}$. Якщо діелектричні втрати зумовлені тільки провідністю то тангенс кута діелектричних втрат плавно зменшується із збільшенням частоти.

Величини потенціалів деяких рудних мінералів на межі розчин – мінеральний електрод в слабко кислому середовищі наведені в табл. 8.23. Чим вищі значення $\Delta U_{\text{пс}}$ мінералу, тим вищі його акцепторні властивості і тим стійкіший він в парі з мінералом з більш низьким потенціалом. При зміні рН розчину потенціали мінералів досить сильно змінюються. Так, для піриту в слабко кислому розчині (рН=5-6) $\Delta U_{\text{пс}}=0,45$ В, а в кислому (рН=2-3) – вже 0,58 В, для галеніту арсенопіриту відповідні величини складають 0,25 В і 0,30 В.

Таблиця 8.23 – Електричні потенціали деяких рудних мінералів в сірчанокиислому розчині при рН=5-6 (за Л.К.Яхонтовою)

Мінерал	$\Delta U_{\text{пс}}, \text{В}$	Мінерал	$\Delta U_{\text{пс}}, \text{В}$
Кобальтин	0,50	Вісмутин	0,30
Марказит	0,48	Срібло	0,30
Пірит	0,45	Фрейбергіт	0,39
Арсенопірит	0,45	Пентландит	0,28
Піротин	0,42	Галеніт	0,25
Халькопірит	0,38	Халькозин	0,25
Молибденіт	0,35	Нікелін	0,10
Сфалерит	0,32		

8.5.3 Електричні властивості гірських порід

Електричні властивості гірських порід залежить від великої кількості факторів різної природи: мінерального складу, пористості та тріщинуватості, вологості, мінералізації підземних вод, структури і текстури, температури та

тиску тощо. Однак, враховуючи різку відмінність більшості електричних параметрів мінерального скелету та газово-рідинних заповнювачів (питомий електричний опір твердої фази, наприклад, перевершує опір рідкої фази на 6-8 порядків, а газова фаза є діелектриком), можна говорити про визначальну роль фазового складу, структури порового простору і структури включень електроннопровідних мінералів.

Як і інші речовини, гірські породи за природою провідності діляться на електричні провідники (провідники I роду), в яких електричні заряди переносяться вільними електронами, та іонні провідники (провідники II роду), в яких електричні заряди переносяться іонами розчинів, що заповнюють пори, тріщини тощо. В деяких випадках можна говорити про змішаний механізм провідності. У більшості гірських порід опір породоутворюючих мінералів є дуже високим. Подібні гірські породи у першому наближенні можна вважати такими, що складаються із мінерального скелету і природного розчину, який заповнює пори і тріщини.

Їх електропровідність визначається:

- 1) електропровідністю мінерального скелету, яка завдяки високому опору породоутворюючих мінералів мало впливає на електропровідність в цілому;
- 2) розподілом в породі електропровідних рудних та акцесорних мінералів;
- 3) електропровідністю вільної води;
- 4) поверхневою електропровідністю, спричиненою наявністю на зернах породи поверхневого, зв'язаного шару води;
- 5) розподілом в породі непровідних газових включень.

Другий фактор є надзвичайно важливим при формуванні електричних властивостей руд, а три останні - є домінуючими при визначенні електропровідності більшості осадових, метаморфічних та вивержених порід.

Питомий опір газонасичених (з видаленою гігроскопічною вологою) порід різного складу в цьому випадку відрізняється майже виключно за рахунок відмінності опору породоутворюючих мінералів. Так, граніти і кварцові порфіри, для яких характерний високий вміст кварцу і біотиту (мінерали з найгіршою провідністю), мають вищий опір, ніж габро і базальти, породоутворюючі мінерали яких (польові шпати, піроксени) мають дещо вищу провідність (див. табл. 8.24). Більш різке зростання провідності при водонасиченні кислих відмін інтрузивних порід порівняно з ультраосновними, обумовлено меншою пористістю і тріщинуватістю останніх. Наразі вплив мінерального складу на величину питомого опору є найпомітнішим у випадку низькопористих недеформованих відмін порід, електропровідність яких є близькою до електропровідності мінерального скелету.

Якщо в породі з високим опором породоутворюючих мінералів провідні компоненти (заповнені водою пори, рудні мінерали) знаходяться у вигляді ізовольованих включень, то вони не справляють суттєвого впливу на електропровідність породи: для того щоб опір порід почав знижуватися обсяг сферичних включень повинен перевищити 70%, а еліпсоїдних - 50%. Водночас, наявність в породі кількох відсотків безперервно пов'язаних між собою провідних компонентів (рудні прожилки і заповнені електролітом тріщини) є достатньою причиною для зменшення питомого опору на декілька порядків. Понад те, якщо вміст безперервно пов'язаних між собою провідних

компонентів перевищує 10-20% то питомий опір порід стає близьким до питомого опору провідників.

Значно менший питомий опір гірських утворень що знаходяться нижче рівня ґрунтових вод, в порівнянні з питомим опором порід, розташованих вище рівня ґрунтових вод, обумовлений збільшенням водонасиченості порового простору. Найбільш різка зміна властивостей такого роду відмічається у крупнозернистих пісках, гальці, сильно тріщинуватих скельних породах. Так, сухі піски можуть мати опір, що сягає десятків тисяч омметрів, тоді коли в умовах повного вологонасичення він знижується до десятків, а при сильно мінералізованих водах і до одиниць омметрів. Відсутність залежностей подібного роду в глинах обумовлена високим (20-40 % і більше) вмістом в них міцно і рихло зв'язаної води. Зменшення електропровідності глин континентального походження ($\rho = 5 \dots 20$ Ом·м) порівняно з морськими ($\rho = 1 \dots 10$ Ом·м) пов'язане як зростанням домішки уламкової компоненти (питомий опір суглинків і супісків ще вищий - 20...60 Ом·м) так і з зміною мінералізації плівкової води.

Електропровідність порових вод суттєвим чином залежить від їх мінералізації та складу. При малих концентраціях солей, які найчастіше зустрічаються в природних умовах, опір води можна вважати величиною зворотно-пропорційною до концентрації і такою, що мало залежить від складу розчинених солей. Відчутна диференціація електропровідності від складу розчинених компонентів спостерігається при солоності понад 1-10 ‰, при цьому, за рівних концентрацій, опір хлоридів менший за опір сульфатів і гідрокорбонатів, а опір солей натрію – опором солей кальцію, калію і магнію.

Нижню і верхню межу діапазону змін питомого опору гетерогенної ізотропної системи (ρ_{Π}^- і ρ_{Π}^+ , відповідно) складеної практично неелектропровідною мінеральною матрицею ($\rho_{\text{м}} \rightarrow \infty$) та відносно високопровідним флюїдом ($\rho_{\text{ф}}$) можна оцінити за об'ємним вмістом флюїду (тобто коефіцієнтом водонасиченості):

$$\rho_{\Pi}^- = \rho_{\text{ф}} \cdot \left(1 + 1,5 \cdot \frac{1 - K_{\text{ВН}}}{K_{\text{ВН}}} \right),$$

$$\rho_{\Pi}^+ = 0,5 \rho_{\text{ф}} \cdot \left(X - 1 + [(X + 1)^2 + 32] \right)^{0,5},$$

$$\text{де } X = -3 + 4,5 \cdot \frac{1 - K_{\text{ВН}}}{K_{\text{ВН}}}$$

У випадку тріщинуватих і кавернозних порід суттєве значення для формування електропровідності мають їх фільтраційні властивості, вплив яких на величину питомого опору можна оцінити, за наявності інформації щодо площі питомої поверхні порового простору ($S_{\text{п}}$) та коефіцієнту проникності, за модифікованим рівнянням Козені-Кармана:

$$\rho_{\Pi} = \rho_{\Phi} \cdot \frac{K_{BH}^2}{2 \cdot S_{\Pi}^2 \cdot K_{np}},$$

Встановлені експериментально залежності електропровідності від водонасиченості порід також мають нелінійний характер – при появі в гірських породах гігроскопічної вологи починається повільне пониження питомого електричного опору, яке стає більш інтенсивним надалі - при заповненні водою всього порового простору. Видалення гігроскопічної вологи призводить до зростання опору порід на 2-3 порядки (до $10^7 \dots 10^8$ Ом·м і вище).

Роль іонної провідності водних розчинів солей в загальній величині опору порід зростає із збільшенням об'єму провідних порових каналів, і за пористості понад 5% вплив напівпровідникової провідності мінерального скелету порід стає другорядним. Безсумнівно є залежність питомого електричного опору від вологості і пористості для осадових уламкових і іонно-біогенних слабо-глинистих порід (пісковиків, пісків, вапняків, доломіту). Ця залежність добре вивчена для порід різного літологічного складу, різної цементації і структури і використовується для визначення пористості за опором.

Таблиця 8.24 – Питомий електричний опір деяких порід (за Н.Б.Дортман і В.М.Кобрановою)

Порода	ρ , Ом·м		
	з гігроскопічною вологістю	з капілярною вологістю (слабо солоні води)	з вкрапленням рудних мінералів, графіту, вуглистої речовини
Граніт, гранодіорит	$1 \cdot 10^6 \dots 8 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^3 \dots 1 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^1 \dots 5 \cdot 10^3$
Сієніт, діорит, габро	$1 \cdot 10^6 \dots 3 \cdot 10^7$	$2 \cdot 10^3 \dots 2 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^1 \dots 5 \cdot 10^3$
Піроксеніт, перидотит	$1 \cdot 10^6 \dots 1 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^5 \dots 1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^1 \dots 1 \cdot 10^3$
Порфір кварцовий	$5 \cdot 10^4 \dots 1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^3 \dots 1 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^1 \dots 1 \cdot 10^3$
Порфірит	$5 \cdot 10^4 \dots 5 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^3 \dots 5 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^1 \dots 1 \cdot 10^3$
Діабаз	$5 \cdot 10^5 \dots 5 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^5 \dots 1 \cdot 10^6$	$5 \cdot 10^1 \dots 5 \cdot 10^3$
Андезит	$5 \cdot 10^3 \dots 1 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^2 \dots 1 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^2 \dots 1 \cdot 10^3$
Базальт	$5 \cdot 10^3 \dots 1 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^2 \dots 1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^2 \dots 5 \cdot 10^3$
Кристалосланець	$1 \cdot 10^3 \dots 1 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^2 \dots 1 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^1 \dots 1 \cdot 10^3$
Філіт	$1 \cdot 10^4 \dots 1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^3 \dots 1 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^1 \dots 5 \cdot 10^1$
Гнейс	$1 \cdot 10^4 \dots 1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^3 \dots 1 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^1 \dots 5 \cdot 10^1$
Амфіболіт	$1 \cdot 10^6 \dots 1 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^5 \dots 1 \cdot 10^6$	-
Мармур	$1 \cdot 10^6 \dots 1 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^5 \dots 1 \cdot 10^6$	-
Кварцит	$1 \cdot 10^6 \dots 1 \cdot 10^8$	$1 \cdot 10^3 \dots 1 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^1 \dots 1 \cdot 10^3$
Роговик	$1 \cdot 10^6 \dots 1 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^3 \dots 1 \cdot 10^6$	$5 \cdot 10^1 \dots 1 \cdot 10^3$
Скарн	$1 \cdot 10^6 \dots 1 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^3 \dots 1 \cdot 10^6$	$5 \cdot 10^1 \dots 1 \cdot 10^3$
Глина	$1 \cdot 10^3 \dots 1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^1 \dots 1 \cdot 10^2$	-
Аргіліт	$1 \cdot 10^3 \dots 1 \cdot 10^5$	$2 \cdot 10^1 \dots 2 \cdot 10^2$	-
Сланець глинистий	$1 \cdot 10^3 \dots 1 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^1 \dots 5 \cdot 10^2$	$1 \cdot 10^1 \dots 1 \cdot 10^2$
Алевроліт	$1 \cdot 10^4 \dots 1 \cdot 10^6$	$2 \cdot 10^1 \dots 2 \cdot 10^2$	$1 \cdot 10^1 \dots 1 \cdot 10^2$
Пісковик пористий	$1 \cdot 10^5 \dots 1 \cdot 10^6$	$3 \cdot 10^1 \dots 2 \cdot 10^2$	$1 \cdot 10^1 \dots 1 \cdot 10^2$

Порода	ρ , Ом·м		
	з гігроскопічною вологістю	з капілярною вологістю (слабко солоні води)	з вкрапленням рудних мінералів, графіту, вуглистої речовини
Пісковик щільний	$1 \cdot 10^5 \dots 1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^2 \dots 1 \cdot 10^3$	$1 \cdot 10^1 \dots 1 \cdot 10^2$
Конгломерат	$1 \cdot 10^5 \dots 1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^2 \dots 1 \cdot 10^3$	-
Мергель	$1 \cdot 10^4 \dots 1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^2 \dots 1 \cdot 10^3$	-
Вапняк масивний	$1 \cdot 10^4 \dots 1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^3 \dots 1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^1 \dots 1 \cdot 10^2$
Вапняк тріщинуватий	$1 \cdot 10^4 \dots 1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^2 \dots 1 \cdot 10^3$	$1 \cdot 10^1 \dots 1 \cdot 10^2$
Доломіт	$1 \cdot 10^5 \dots 1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^3 \dots 1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^1 \dots 1 \cdot 10^2$
Ангідрит	$1 \cdot 10^4 \dots 1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^3 \dots 1 \cdot 10^5$	-
Гіпс	$1 \cdot 10^5 \dots 1 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^5 \dots 1 \cdot 10^6$	-

При аналізі даних щодо питомого опору гірських порід слід враховувати зменшення опору при зростанні частоти струму. Вказана залежність є найпомітнішою для високоомних кристалічних порід, однак проявляється і в низькоомних осадових породах, чому сприяє також зростання частоти, поява включень мінералів з електронною чи дірковою природою провідності.

На значення питомого електричного опору впливає також *температурний фактор*. Відомо, що при підвищенні температури, завдяки збільшенню рухливості іонів, опір провідників другого роду (гірські породи переважно відносяться до них) знижується, а провідників першого роду (рудні мінерали) - зростає. Це явище приходить до уваги при вивченні електричних властивостей порід на великих глибинах. Електропровідність гірських порід різко (в сотні разів) зменшується також при пониженні температури з переходом через точку замерзання вільної води. В цьому випадку у складі гірських порід з'являється лід, опір якого близький до опору мінерального скелету ($10^{10} \dots 10^{12}$ Ом·м). Так опір пісків і грубоуламкових порід при 272 К в сотні раз вищий ніж при 274 К. Для глинистих порід він зростає в декілька раз при зниженні температури до 265-270 К. Для масивних кристалічних порід відношення опору замерзлого і талої породи не перевищує 10 і зростає лише у випадку тріщинуватих порід.

На питомий опір гірських порід впливає також *фактор тиску*. Експериментально встановлено, що з ростом тиску електричний опір породи збільшується, в зв'язку зі зміною структури порового простору (порода ущільнюється і, як наслідок, зменшується водонасичення). Слід, однак, вважати що обумовлене зростанням тиску зменшення провідності порід в умовах глибинних горизонтів в надрах Землі з надлишком компенсується впливом зростання температури і мінералізації - за даними глибинних електрометричних досліджень на глибинах декілька сот кілометрів питомий електричний опір складає не більш як 0,1...1 Ом·м, а на глибинах близько 2 тисяч кілометрів він на два – три порядки менший.

Будова струмопровідних шляхів, характер розташування пор і тріщин, їх орієнтація, тобто все те що ми зазвичай називаємо структурно-текстурними особливостями будови гірських утворень, є причиною існування явища *електричної анізотропії* – залежності питомого електричного опору від напрямку електричного струму. В першу чергу анізотропія властива майже

всім глинам і глинистим сланцям, які краще пропускають струм паралельно шаруватості, ніж перпендикулярно до неї. Більша електропровідність паралельно поверхні напластування взагалі є характерною рисою більшості осадових і метаморфічних порід. В тріщинуватих кристалічних породах найбільш сприятливий напрямок струму визначається простяганням системи тріщин. Величина анізотропії характеризується коефіцієнтом анізотропії λ_p та середнім квадратичним опором анізотропної товщі ρ_m :

$$\lambda_p = \sqrt{\rho_n / \rho_t} ,$$

$$\rho_m = \sqrt{\rho_n \cdot \rho_t}$$

де ρ_n – питомий електричний опір перпендикулярно нашаруванню чи напрямку простягання системи тріщин; ρ_t – питомий електричний опір за нашаруванням або вздовж системи тріщин. Найбільш чітко виражена електрична анізотропія у графітистих та вуглистих сланцях, кам'яному вугіллі, глинистих сланцях, шаруватих пісковиках.

Позбавлені вологи гірські породи є двокомпонентними системами, діелектричні властивості яких визначаються: частотою електричного поля, мінеральним складом, кількісним співвідношенням мінералів з різною діелектричною проникністю, текстурними і структурними особливостями породи, а також коефіцієнтом пористості. Експериментальні дані щодо зменшення діелектричної проникності та тангенсу кута діелектричних втрат із зростанням частоти (ω) електричного поля описуються відомими формулами Дебая, за якими ε є функцією $1/\omega$. Залежність діелектричної провідності від мінерального складу принципово описується формулою Ліхтенекера, однак найкращу збіжність розрахунків діелектричної проникності з експериментальними даними (для ізотропних порід) дає формула Л.В.Лоренц-Лоренца, а при значній відмінності діелектричної проникності компонент більш правильним є застосування вирішення рівняння В.М.Одолевського:

$$\varepsilon = \sum x_i \cdot \lg \varepsilon_i \text{ - формула Ліхтенекера}$$

$$\varepsilon = \varepsilon_1 + \frac{\varepsilon_1 \cdot x_2 \cdot (\varepsilon_2 - \varepsilon_1)}{\varepsilon_1 + 3^{-1} \cdot (1 - x_2) \cdot (\varepsilon_2 - \varepsilon_1) \cdot 3^{-1}} \text{ - формула Лоренц-Лоренца}$$

$$\varepsilon = a + \sqrt{a^2 + 0,5 \cdot \varepsilon_1 \cdot \varepsilon_2} \text{ - формула Одолевського}$$

$$\text{де } a = 0,25 \cdot ((3 \cdot x_1 - 1) \cdot \varepsilon_1 + (3 \cdot x_2 - 1) \cdot \varepsilon_2)$$

де ε , ε_1 , ε_2 , ε_i - електрична проникність суміші і окремих компонент; x_1 , x_2 і x_i – об'ємні концентрації компонент ($\sum x_i = 1$). Відмінності розрахункових та експериментальних даних обумовлені залежністю діелектричної проникності від розміру включень (зростає із зменшенням діаметру зерен), від розподілу речовин в просторі тощо. Зокрема, значення діелектричної проникності полікристалічних мономінеральних агрегатів є вищими за величини характерні

для відповідних мінералів. Крім того, не слід забувати що найпростіша модель реальної гірської породи є не двокомпонентною, а трикомпонентною, і враховувати вклад не тільки мінералів з електронною провідністю та мінералів-діелектриків, а й заповнювача порового простору. Оскільки діелектрична проникність газів набагато менша ніж мінералів то ϵ сухих гірських порід із збільшенням пористості зменшується, це зменшення є найпомітнішим в напрямку перпендикулярному до площини орієнтації видовжених пор, каверн та тріщин.

Наявність в порах порід мінералізованого розчину спричиняє зростання діелектричної проникності гірських порід, оскільки величина цього параметру в поровому розчині (близько 80 у вільної води, 30-80 – у рихлозв'язаної і 5-30 у міцнозв'язаної плівкової води) значно більша, ніж у породоутворюючих мінералів. Підвищення значень діелектричної проникності порід при водонасиченні може бути викликане також процесами поляризації в подвійному електричному шарі на контакті з твердою фазою. Вплив вологи на величину діелектричної проникності тим більший, чим нижча частота електричного поля. З збільшенням концентрації солей в поровому розчині діелектрична проникність порід зменшується, що особливо помітно в області низьких частот і малих концентрацій розчину.

Певна закономірність в розташуванні зерен мінералів, їх орієнтування відносно кристалографічних осей, а також чергування шарів різного мінерального складу створюють анізотропію гірських порід. Діелектрична проникність вздовж шаруватості вища, ніж упоперек. При цьому для водонасичених порід ця залежність виражена більш різко ніж для сухих (табл. 8.25).

Діелектричні втрати в мінералах і гірських породах зумовлені повільно встановлюваними видами релаксації. Останні проявляються внаслідок наявності в речовині полярних молекул, складних комплексних аніонних радикалів, хімічно зв'язаної води, а також процесів на межі твердої і рідкої фаз, на контактах діелектрика і напівпровідника тощо. Величина тангенсу кута діелектричних втрат гірських порід сильно залежить від вмісту порового електроліту і рудних мінералів з низьким опором; із збільшенням їх кількості $\tan \delta$ росте.

Таблиця 8.25 – Діелектрична проникність анізотропних гірських порід (за Н.Б.Дортман)

Порода	$\epsilon_{\perp}$ породи		$\epsilon_{\parallel}$ породи	
	суха	волога	суха	волога
Мармур сірий	6,2	6,8	8,3	9,4
Вапняк	8,3	10,4	8,5	12,2
Долерит	8,3	9,7	8,2	10,7

Вищі, порівняно з кислими породами, значення діелектричної проникності в основних та ультраосновних породах (табл. 8.26) обумовлені, в першу чергу, зростанням вмісту Fe^{2+} і Ca^{3+} в породоутворюючих мінералах, більш високим вмістом рудних мінералів (в першу чергу рівномірно розподіленої по породі тонко дисперсної фракції сульфідів), і, часто, меншим розміром зерен. Щоправда, вплив перелічених чинників частково компенсується певним

зменшення пористості (що викликає еквівалентну зміну водонасиченості), та меншим поширенням водовмісних мінералів. В окремих випадках, за наявності значної кількості рудної компоненти, значення діелектричної проникності в магматичних породах можуть досягати діелектричної проникності 20-40 (при частоті 10^2 Гц). Підвищеною діелектричною проникністю (порівняно з гранітами) характеризуються також деякі лужні породи за рахунок наявності егірину, нефеліну і інших мінералів. Вміст мінералів з електронною провідністю (зокрема магнетиту) та характер їх розподілу є визначальними також при формуванні величин тангенсу кута діелектричних втрат. Крім того, досить значні зміни параметру може викликати зміна вмісту Fe^{2+} і Fe^{3+} . Також суттєво значно зростає $\text{tg}\phi$ порід при дисперсному виділенні рудної компоненти або її розташуванні по межі зерен породоутворюючих мінералів.

Таблиця 8.26 - Діелектрична проникність (в частотному діапазоні 10^2 - 10^7 Гц), поляризуємість та дифузійно-адсорбційна активність деяких гірських порід (за В.М.Кобрановою)

Порода	ϵ	η , %	$\alpha_{\text{да}}$, мВ
Пісок	4...>30	0,025...1,6	-5...+15
Пісковик	3...>30	0,03...4,5	-5...+50
Алевrolіт	3...80	0,7...10	-2,5...+45
Глина	>20	0,1...1,6	+7,5...+70
Аргіліт	8...12	0,5...3,2	
Вапняк	8...15	0,1...>2	-25...+55
Доломіт	7,7...12	0,14...>1,9	-10...+50
Кам'яне вугілля	2,5...15	95	
Мармур	8...14	0,2...2	
Сланець хлоритовий	6...8	0,13...5	
Амфіболіт	7,9...8,9	0,5...2,6	
Скарн	4...13	0,4...26	
Гнейс	9...10	1,3...4,6	
Залізистий кварцит	5...10	0,5...10	
Руда мартитова	15...18	2...10	
Руда магнетитова	30...35	2...20	
Піроксеніт	6,2...9,5	0,2...2	
Серпентиніт	6,2...10	<0,1...15	
Габро	8,8...15	0,5...1,8	
Діорит	8,6...10,8	0,27...4	
Сієніт	7...14	1...3	
Граніт	4,5...11,1	0,1...4	
Базальт	6...18,8	0,2...4,2	
Діабаз	7,8...28	0,8...4,2	

Примітка: максимальні значення поляризуємість відповідають породам з рудними включеннями.

Найбільший вплив на величину діелектричної проникності метаморфічних порід справляють пористість, вміст мінералів з електронною провідністю, а також кальцієвих (кальцит) та залізистих мінералів (шамозит, сидерит). Відтак,

як правило, за однакової пористості підвищеною діелектричною проникністю відзначаються мармури. Діелектрична проникність гнейсів за відсутності в них сульфідів і карбонатів є невеликою. В метаморфічних амфібол-вміщуючих породах діелектрична проникність зростає із збільшенням вмісту в них амфіболу.

Визначальним чинником впливу на величину діелектричної проникності осадових порід є, безумовно, їх пористість і склад заповнювача – найвищі її величини (до 80) встановлені для водонасичених пісків та пісковиків. Наступним, за значенням, чинником є співвідношення вмістів кварцу, карбонатів і глинистих мінералів, як основних породотворюючих мінералів осадових порід. Діелектрична проникність кальциту і доломіту в 1,5-2 рази більша проникності кварцу, тому карбонатні породи характеризуються вищими значеннями ϵ , чим пісковики і інші кварцовмісні породи. Суттєвому зростанню ϵ сприяє підвищення вмісту глинистих мінералів, діелектрична проникність яких, завдяки наявності зв'язаної води в міжпакетному просторі, може перевищувати 25. Тангенс кута діелектричних втрат водонасичених глин, пісків, пісковиків може складати 0,1...1, а то і вище.

Поляризуємість гірських порід змінюється переважно в діапазоні 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 в своєму складі електропровідні мінерали низького опору (сульфіди, графіт тощо), то поляризуємість досягає аномально високих значень (60-80 % в суцільних сульфідних рудах та понад 90 % в антрацитах) і слабо залежить від вмісту інших мінералів. Слід врахувати що поляризуємість залежить не тільки від об'ємного вмісту електропровідних мінералів, але й від площі їх контакту з іонними провідниками (розчинами). При цьому спостерігається зростання поляризуємість порід що вміщують рудні мінерали із збільшенням їх вологості. В породах, які не містять електропровідних мінералів, підвищена поляризуємість (до 3-6 %) відзначається в масивних кристалічних та деяких піщано-глинистих утвореннях. Найменші значення поляризуємість властиві породам насиченим мінералізованими водами. Викликана поляризація піщано-глинистих відкладів залежить від кількості дрібнодисперсних часток, і досягає максимальних значень при вмісті глинистих мінералів близько 3-10 %.

Дифузійно-адсорбційна активність гірських порід зменшується із збільшенням об'ємної вологості, і зростає при наявності залізного, піритового, сидеритового, глинистого і глинисто-серицитового цементу. Істотний вплив на $\alpha_{\text{да}}$ справляє ефективний діаметр часток піщано-глинистих порід - з його збільшенням величина параметру зменшується. Зростанню дифузійно-адсорбційної активності сприяє збільшення електрохімічної адсорбційної поверхні часток, а також збільшення ємності поглинання порід. Особливо відчутне зростання $\alpha_{\text{да}}$ спостерігається при сорбції іонів калію.

8.6 Петромагнітні методи

Магнетизм (магнетизм - властивість порід намагнічуватись в магнітному полі, змінювати його та, інколи, зберігати намагнічений стан після припинення дії поля) проявляється при взаємодії двох намагнічених зразків, або при

взаємодії намагніченого зразка та провідника, по якому тече струм. Магнетизм порід залежить від їх генезису, умов утворення та існування. Магнітні властивості змінюються при зміні тиску і температури, адже при цьому змінюється не тільки структура породи але і її мінеральний склад. Теорія магнетизму, методика виміру магнітних параметрів, характеристика намагніченості мінералів і гірських порід розглянуті в багатьох роботах, а петромагнітні методи є найуживанішими в практиці геологічних досліджень.

У речовині, розміщеній у магнітному полі, з'являється внутрішнє магнітне поле, що накладається на зовнішнє (намагнічуюче). Мірою намагнічування речовини є її намагніченість, яка є функцією напруженості зовнішнього поля (H) і чисельно дорівнює магнітному моменту одиниці об'єму (J) чи маси (I). Для парамагнетиків зв'язок між цими параметрами в широкій області полів носить лінійний характер: $J = \chi \cdot H$. Коефіцієнт пропорційності χ називається об'ємною магнітною сприйнятливістю, він пов'язаний з відносною магнітною проникністю (μ) співвідношенням $\mu = 1 + \chi$. В феромагнетиках χ та μ складним чином залежать від напруженості поля.

Магнітні властивості атомів обумовлені рухом електронів, які, одночасно з обертанням навколо своєї осі (спіновий рух) здійснюють також рух по орбіті навколо позитивно заряджених ядер (орбітальний рух). Обидва види руху еквівалентні круговому струмові, який створює магнітний момент. Зовнішнє магнітне поле взаємодіє з магнітними полями атомів, у результаті чого виникає додатковий момент, який або збігається із напрямком зовнішнього поля, або протилежний йому (діамагнетики).

Сприйнятливість діамагнітних речовин негативна, тобто наведені магнітним полем магнітні моменти послабляють його. Сприйнятливість парамагнітних речовин позитивна, і магнітні моменти посилюють зовнішнє поле. Серед парамагнітних речовин виділяється особлива група речовин, що називаються феромагнітними. Внаслідок особливості будови внутрішніх електронних орбіт у речовин цієї групи взаємодія між атомами настільки велика, що магнітні моменти всіх атомів навіть при відсутності зовнішнього магнітного поля розташовуються паралельно, оскільки сили, що зумовлюють взаємодію атомів (обмінні сили), при температурах нижчих критичної, виявляються сильнішими за дезорієнтуючий тепловий рух. Магнітні моменти групи атомів, орієнтуючись паралельно, утворюють елементарні обсяги (домени), характерною рисою яких є їх самочинна (спонтанна) намагніченість, яка не залежить від величини зовнішнього магнітного поля. Межі між доменами можуть зміщуватись під дією зовнішнього магнітного поля, а їх намагніченість поступово переорієнтовується в напрямку прикладеного поля.

Намагніченість, яка зникає з припиненням дії на речовину поля H , одержала назву індукованої J_i . Намагніченість, що залишається і після зменшення поля до нуля, називається залишковою – J_n . Для приведення залишкової намагніченості феромагнетика до нуля необхідно прикласти деяке обернене за напрямком поле. Величина цього поля називається коерцитивною силою H_c і є мірою стабільності залишкової намагніченості. Однодоменні частки мають найбільш яскраво виражену властивість зберігати залишкову намагніченість. За інших рівних умов залишковий ефект виявляється тим сильніше, чим більшу кількість однодоменних часток містить зразок. Водночас, магнітна жорсткість зменшується для часток розмір яких значно менший за

однодоменні. Такі ультрадрібні частки, які не спроможні зберігати залишкову намагніченість навіть декілька секунд, називаються суперпарамагнітними.

Намагніченість феромагнетиків нелінійно залежить не тільки від зовнішнього поля, але і від додаткових чинників - часу, температури, механічних напруг тощо. До зменшення спонтанної намагніченості призводить підвищення температури - при визначеній температурі, названій температурою Кюрі (T_c), у феромагнетику відбувається порушення орієнтації спінових моментів, і в подальшому феромагнетик поводить себе як парамагнетик.

Залишкова намагніченість, яка виникає у феромагнетику при короточасній дії зовнішнього поля і постійній температурі, називається нормальною (J_r). Феромагнетик, нагрітий вище температури Кюрі і що охолоджувався в постійному магнітному полі, набуває повну термозалишкову намагніченість (J_n). Якщо температура, до якої нагрівався феромагнетик, була нижчою температури Кюрі, то в ньому утвориться при охолодженні парціальна, або часткова термонамагніченість (J_{rp}). Одночасний вплив постійного і змінного поля призводить до виникнення у феромагнетику ідеальної, або безгістерезисної намагніченості (J_n). Існують також динамічна залишкова намагніченість (J_{rd}), обумовлена короточасними, але періодично повторюваними напругами (наприклад, ударами); п'єзозалишкова намагніченість (J_{rp}), що виникає під дією постійної за величиною і напрямком механічної напруги; в'язка залишкова намагніченість (J_v), пов'язана з релаксацийними процесами у феромагнетику. Якщо в процесі хімічних перетворень утвориться феромагнетик, на який протягом усього часу кристалізації діє магнітне поле, то така залишкова намагніченість називається хімічною J_c .

З різноманітних видів залишкової намагніченості (при постійній H), найбільшою за величиною і найбільш стабільною відносно будь-яких наступних впливів є термонамагніченість (J_n). Величина і стабільність інших видів залишкової намагніченості залежить від змінного поля, динамічних напруг, часу дії постійного поля і т.п. Під дією дуже сильного постійного магнітного поля у речовині виникає намагніченість насичення (J_s) - граничний розмір намагніченості, що отримується цією речовиною. Залишкова намагніченість, що зберігається у феромагнетику після зменшення поля H до нуля, називається залишковою намагніченістю насичення (J_{rs}). Діа- і парамагнітні речовини, на відміну від феромагнітних, ніякої залишкової намагніченості надбати не можуть. Залишкова намагніченість не зберігається також у згаданих вище суперпарамагнітних частках феромагнетику.

При намагнічуванні феромагнетиків відбувається пружна деформація кристалічної ґратки, обумовлена зміною магнітної взаємодії між атомами. У випадку позитивної магнітострикції (магнітострикція - зміна форми й об'єму феромагнетику при його намагнічуванні), тобто при збільшенні розмірів кристала в процесі намагнічування, вплив механічного навантаження призводить до збільшення намагніченості. При негативній магнітострикції вплив механічного навантаження обумовлює зменшення намагніченості в заданому зовнішньому полі. У деяких матеріалах, наприклад залізі, магнітострикція може змінювати знак: у малих полях вона позитивна, у сильних - негативна.

Параметр, індекс	Визначення	Одиниця вимірювання (СІ)
Намагніченість, J	Магнітний момент одиниці об'єму	$A \cdot m^{-1}$
Питома намагніченість, I	Магнітний момент одиниці маси	$A \cdot m^2 \cdot kg^{-1}$
Магнітна сприйнятливість, α	Спроможність речовин змінювати свій магнітний момент під дією зовнішнього магнітного поля	б/р
Питома масова магнітна сприйнятливість, χ	Спроможність одиниці маси речовини намагнічуватися під дією зовнішнього магнітного поля	$m^3 \cdot kg^{-1}$
Абсолютна магнітна проникність, μ_a	Здатність речовини концентрувати в собі силові лінії зовнішнього магнітного поля.	Гн/м
Відносна магнітна проникність, μ	Характеристика зростання сили магнітної взаємодії електричних струмів при перенесенні їх із вакууму в дане середовище	б/р
Намагніченість насичення, J_s	Максимальна намагніченість, що виникає в речовині під дією сильного магнітного поля	А/м
Індукована намагніченість, J_i	Намагніченість утворювана зовнішнім магнітним полем, що зникає після припинення його дії	А/м
Залишкова намагніченість, J_r	Намагніченість, утворювана зовнішнім магнітним полем, що зберігається після припинення дії поля	А/м
Природна намагніченість, J_n	Залишкова намагніченість, утворювана давнім або сучасним полем Землі	А/м
Термозалишкова намагніченість, J_{rt}	Залишкова намагніченість сформована при остиганні зразка в постійному магнітному полі	А/м
Хімічна залишкова намагніченість, J_{rc}	Залишкова намагніченість утворена при мінеральних перетвореннях в постійному магнітному полі	А/м
В'язка залишкова намагніченість, J_{rv}	Залишкова намагніченість, що виникає внаслідок релаксаційних процесів (в постійному магнітному полі)	А/м
П'єзонамагніченість, J_{rp}	Намагніченість, що виникає внаслідок пружних деформацій у постійному магнітному полі	А/м
Коерцитивна сила, H_c	Величина магнітного поля, необхідна для повного розмагнічування феромагнетика	А/м
Температура (точка) Кюрі, T_c	Температура, вище якої феромагнітний стан змінюється парамагнітним	К
Параметр (чинник) Кенігсбергера, Q	Відношення залишкової намагніченості до індукованої	б/р

8.6.1 Визначення магнітних властивостей зразків

При масових петрофізичних дослідженнях звичайно обмежуються вимірюваннями магнітної сприйнятливості, величини і напрямку природної залишкової намагніченості J_n , інші ж параметри - стабільність вектору J_n , точку Кюрі, намагніченість насичення і коерцитивну силу тощо, вивчають як правило, лише при спеціальних роботах.

Основними методами вимірювання магнітних параметрів порід є магнітометричний і індукційний. Магнітометричний метод полягає у вимірюванні магнітного поля, утворюваного досліджуванним зразком, і подальшому розрахунку магнітних параметрів порід за рівнянням: $M = (\alpha \cdot H + J_n) \cdot V$ (де H – намагнічуюче поле, а V – об'єм зразка). Якщо зразок має неправильну геометричну форму, то створене ним магнітне поле, як правило, апроксимують полем магнітного диполя. Для реалізації магнітометричного методу створено ряд оптико-механічних приладів типу астатичних магнітометрів або магнітних терезів. Цей же засіб виміру магнітних параметрів може застосовуватися при будь-якому індикаторі напруженості магнітного поля.

При одному з варіантів реалізації індукційного методу вимірюється ЕРС, індукована зразком, наприклад при обертанні останнього поблизу котушок. ЕРС, виміряна таким методом, є пропорційною до магнітного моменту зразка і частоти обертання. Цей принцип використовують в так званих рок-генераторах, які найчастіше застосовуються при вивченні величини та напрямку природної залишкової намагніченості. Другий метод полягає в занесенні зразка всередину котушки з током. Додаткова ЕРС, яка виникає у зв'язку зі зміною магнітного потоку усередині котушки, є пропорційною до магнітної сприйнятливості породи. Саме цей принцип реалізований в капаметрах високої чутливості, за допомогою яких вивчають анізотропію магнітної сприйнятливості на зразках правильної форми. Інформація щодо орієнтації тензора магнітної сприйнятливості (який формується під впливом тектонічних напружень що домінують в момент кристалізації магнітних мінералів) з успіхом використовується в структурному аналізі.

Стабільність залишкової намагніченості гірських порід звичайно оцінюється щодо тих чинників, що можуть впливати на породу в природному заляганні. Широко поширеним є метод визначення стабільності до змінного поля H із застосуванням вібраційних магнітометрів. Стабільність залишкової намагніченості оцінюють за формою кривої розмагнічування. Оцінка стабільності до постійного магнітного поля полягає в оцінці напруженості поля, яке зменшить намагніченість до нуля. Оскільки жорсткість феромагнетиків характеризується величиною H_c , то цей же параметр застосовується і для оцінки стабільності залишкової намагніченості. Оцінка стабільності в часі зводиться до визначення самочинної зміни в'язкої намагніченості в даній породі. Зміна в'язкої намагніченості в слабких полях визначається коефіцієнтом магнітної в'язкості: $k_{rv} = J_{rv}^{0.5} / I g t$ (де t – час). Визначення коефіцієнту в'язкості породи зводиться до установаження виниклої в слабких полях залишкової намагніченості в деякі проміжки часу, наприклад, за 10^2 , 10^3 , 10^4 хвилин тощо. Оцінка стабільності намагніченості до нагріву забезпечується вивченням кривих температурного розмагнічування $J_n(T)$. За цими кривими виявляють наявність у породі різних компонент намагніченості, що мають

відмінний характер зміни J_n при нагріві, а також наявність у породі феромагнетиків із різноманітними точками Кюрі. Аналогічним чином вивчають залежності від температури також J_s , α , J_{rs} .

8.6.2 Магнітні властивості мінералів

Ковалентні з'єднання мають, як правило, дуже слабкий магнетизм; магнітна сприйнятливості іонних з'єднань змінюється в більш широких межах і пов'язана з валентністю іонів. Так, Cu, C, Ti, які мають вільні електрони на внутрішніх орбітах, характеризуються підвищеним магнітним моментом і є парамагнітними. А в з'єднаннях іони Cu^{2+} , C^{6+2-} , Ti^{4+} не мають незв'язаних електронів, тож їх мінерали діамагнітні. Діа- або парамагнітними є беззалізисті породоутворючі та акцесорні мінерали, магнітна сприйнятливості яких визначається хімічним складом і структурою решітки, а також типом кристалічного зв'язку. Реальні значення магнітної сприйнятливості мінералів можуть дещо відрізнятися від наведених в таблиці 8.23 за рахунок впливу ізоморфних домішок, дефектів і мінеральних домішок. Так, для графіту зафіксовані значення α в діапазоні $-80...+2000 \cdot 10^{-6}$ од. Cl, а для кальциту $-7,5...+39 \cdot 10^{-6}$ од. Cl.

Парамагнітна сприйнятливості залізовмісних силікатів і алюмосилікатів (табл.8.24) пов'язана, головним чином, із присутністю дво- і тривалентного заліза, яке, входячи до складу слюд, олівінів, піроксенів, гранатів і інших залізистих мінералів, створює підвищену парамагнітну сприйнятливості. Дослідження показали, що для більшості таких мінералів характерна змішана природа магнетизму - параферомагнітна. Її існування зумовлене парамагнітною сприйнятливості чистих мінералів, яка не перевищує $200 \cdot 10^{-6}$ од. Cl, і феромагнітною сприйнятливості сингенетичних та епігенетичних мікродомішок феромагнетиків. Вміст феромагнетиків ($\text{C}_{\text{ФМ}}$) у парамагнітних мінералах складає 10^{-5} - $10^{-1}\%$ і корелюється з залишковою намагніченістю насичення J_{rs} . Темноколірні мінерали метаморфічних порід у залежності від складу вихідних утворень містять різну (аж до повної відсутності) кількість мікродомішок феромагнетиків. Вищий вміст мікродомішок феромагнетиків, переважно магнетиту, є типовим для магнезійальних відмін фемічних мінералів.

Найбільш поширеними мінералами для яких є характерним прояв явища феромагнетизму є окисні з'єднання заліза - магнетит, титаномагнетит, маггеміт, гематит; із сульфідних мінералів - піротин. Слабкі магнітні властивості має ще ряд мінералів заліза (табл. 8.25). Найбільш стабільними параметрами для хімічно чистих феромагнітних мінералів є намагніченість насичення J_s і температура Кюрі. Інші параметри - магнітна сприйнятливості, залишкова намагніченість насичення, коерцитивна сила змінюються в значних межах і залежать від хімічного складу, механічних домішок, дефектів кристалічної ґратки, а також від розмірів кристалів. Зокрема, із зростанням розмірів кристалів магнетиту зростає магнітна сприйнятливості, а коерцитивна сила, залишкова намагніченість насичення та залишкова термонамагніченість – зменшуються.

За магнітними властивостями можна виділити чотири основні групи мінералів:

- 1) беззалізисті діамагнітні і парамагнітні мінерали, що характеризуються дуже низькою магнітною сприйнятливості, які складають основний

- об'єм магматичних і метаморфічних порід кислого складу;
- 2) залістисті феропарамагнітні мінерали, які складають значну частину об'єму порід основного й ультраосновного складу;
 - 3) феромагнітні мінерали з дуже високою сприйнятливістю і часто дуже високою залишковою намагніченістю - характерні акцесорні мінерали магматичних і метаморфічних порід;
 - 4) феромагнітні мінерали з низькими магнітними властивостями – специфічні, головним чином, для осадових і метасоматично-змінених порід.

Таблиця 8.23 - Магнітна сприйнятливість (в 10^{-6} од. СІ) деяких діамагнітних і парамагнітних беззалістистих мінералів (дані наведено для хімічно чистих речовин за [9])

Мінерал	æ	Мінерал	æ	Мінерал	æ
Альмандин	0	Кальцит	-7,5	Плагіоклази	0
Амфібол	150	Каситерит	-20	Сфалерит	-31
Ангідрит	-14	Кварц	-13	Сфен	25
Апатит	-100	Корунд	18	Топаз	19
Галеніт	-33	Лід	-9	Турмалін	100
Галіт	-10	Магнезит	-15	Флюорит	-12
Гіпс	-13	Мікроклін	-6	Форстерит	-12
Графіт	-80	Мусковіт	40	Целестин	-16
Гросуляр	30	Піроксен	200	Циркон	-12
Епідот	20	Піроп	10	Шпінель	28

Таблиця 8.24 - Магнітна сприйнятливість (в 10^{-3} од. СІ) деяких залізовмісних мінералів (за [9])

Мінерал	æ	Мінерал	æ
Біотит	1,5...2,9	Гематит	0,5...40
Монтморилоніт	0,33...0,35	Гетит	1,1...12
Ортопіроксен	1,5...1,8	Ільменіт	2,2...3800
Сидерит	1,31...11	Лепідокрокіт	1,7...2,9
Фаяліт	5,5...20	Лимоніт	2,8...3,1
Арсенопірит	3,0	Магеміт	2000...2500
Пірит	0,035...5,0	Магнетит	1000...5700
Піротин	0,4...1400	Титаномагнетит	130...2800
Халькопірит	0,02...0,4	Ульвошпінель	4,8

Таблиця 8.25 – Характерні значення магнітних властивостей деяких поширених феромагнітних мінералів (за [9])

Мінерал	Формула	$I_S, A \cdot m^2 \cdot kg^{-1}$	$T_C, ^\circ C$
Гематит	$\alpha-Fe_2O_3$	0,4	675
Ільменіт	$FeTiO_3$		-233
Магеміт	$\gamma-Fe_2O_3$	70...80	~600
Магнезіоферит	$MgFe_2O_4$	21	440
Магнетит	Fe_3O_4	90...92	~575...585
Титаномагнетит	$Fe_{3-x}Ti_xO_4$ ($x=0...1$)	0...92	-153...575

Мінерал	Формула	$I_S, A \cdot m^2 \cdot kg^{-1}$	$T_C, ^\circ C$
Піротин	FeS_{1+x}	20	320
Гетит	$\alpha-FeOOH$	<1	~120

8.6.3 Магнітні властивості гірських порід

Оскільки газова і рідинна фази гірських порід практично немагнітні (магнітна сприйнятливості води – $9 \cdot 10^{-6}$ од. СІ, нафти – $10 \cdot 10^{-6}$ од. СІ, повітря – $0,4 \cdot 10^{-6}$ од. СІ, кисню – $1,7 \cdot 10^{-6}$ од. СІ), а вплив мінералізації води незначний (звичайні солі діамантні), то вкладом газової і рідкої фази в магнітні властивості породи можна нехтувати без будь-яких застережень – важливою є виключно тверда фаза.

При типових для магматичних порід концентраціях ідіоморфних включень феромагнетиків (0,1-5 %) застосовують рівняння А.К.Вейнберга:

$$\bar{E} = \sum(\bar{\alpha}_{Pi} \cdot V_{Pi}) + \sum(\bar{\alpha}_{\Phi 1i} \cdot V_{\Phi 1i}) + \sum(\bar{\alpha}_{\Phi 2i} \cdot V_{\Phi 2i}) / (1 + 4/3 \cdot \pi \cdot \bar{\alpha}_{\Phi 2i}),$$

де $\bar{\alpha}_{Pi}$ - магнітна сприйнятливості діамантних і парамагнітних мінералів; $\bar{\alpha}_{\Phi 1i}$ - магнітна сприйнятливості феромагнітних розсіяних мікрозерен (при концентрації до 0,01-0,1%); $\bar{\alpha}_{\Phi 2i}$ - магнітна сприйнятливості крупних зерен феромагнітних мінералів (при концентрації понад 0,01 - 0,1 %); V_{Pi} , $V_{\Phi 1i}$, $V_{\Phi 2i}$ - об'ємний вміст в породі відповідних генерацій мінералів.

Найточніше вміст феромагнітних мінералів в породах можна оцінити за величиною намагніченості насичення, вплив на яку парамагнетиків, а також розміру і форми зерен феромагнетиків є мінімальним. Ця властивість I_S широко використовується для визначення концентрації магнетиту в гірських породах і рудах.

Магматичні породи характеризуються дуже широким діапазоном значень магнітної сприйнятливості - від мільйонних до десятих часток од. СІ (див. табл. 8.26), що обумовлює високу різноманітність порід за намагніченістю (індукованою і природною залишковою). Загальної закономірної залежності між магнітною сприйнятливостю й основністю інтрузивних утворень не існує. На діаграмах залежності магнітної сприйнятливості порід від вмісту феромагнітних мінералів (C_Φ), чітко виділяються дві частини. Для слабо магнітних порід ($\bar{\alpha} < 500 \dots 1000 \cdot 10^{-6}$ од. СІ) не виявляється також закономірного зв'язку між магнітною сприйнятливостю порід і вмістом феромагнітних мінералів. Термомагнітні криві $\bar{\alpha}(T)$ цих порід складні - на них проявляється і пара- і феромагнітний ефект. Закон розподілу магнітних параметрів близький до нормального. Ці утворення часто називають також "немагнітними", що підкреслює несприятливість умов формування (або складу) відповідних порід для формування феромагнітних мінералів.

У магнітних породах ($\bar{\alpha} > 1000 \cdot 10^{-6}$ од. СІ, вміст феромагнітної фракції $> 0,01\%$) феромагнітний ефект створюється головним чином великими зернами магнетиту (титаномагнетиту). Для цих порід спостерігається закономірний кореляційний зв'язок між $\bar{\alpha}$ порід і C_Φ . Середнє значення коефіцієнту пропорційності між магнітною сприйнятливостю порід і вмістом феромагнітних мінералів при переході від кислих порід до ультраосновних зростає в 2 рази. Закони розподілу магнітної сприйнятливості та намагніченості є логнормальними, а їх термомагнітні криві є типовими для феромагнетиків.

Вивчення зв'язку між магнітною сприйнятливостю і хімічним складом порід утруднене недостатньою чутливістю хімічних аналізів до тих тонких змін, що

впливають на магнітні властивості порід. Важливими чинниками складу, які дозволяють прогнозувати величину магнітних параметрів, є вмісти Fe^{3+} та Fe^{2+} , а також коефіцієнт окислення заліза ($K_{\text{ок}} = \text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$). Саме коефіцієнт окислення заліза є параметром який дозволяє прогнозувати величину парціального тиску кисню, тобто того чинника який визначає можливість кристалізації мінералів заліза - за низького парціального тиску кисню кристалізуються ульвошпінель та ільменіт, дещо вищому – магнетит, а за високого – гематит.

Певна своєрідність, по відношенню до інтрузивних порід, магнітних властивостей ефузивних порід обумовлена відмінністю умов кристалізації, а також наявністю процесів перетворення кайнотипних ефузивів у палеотипні. Так, швидке і нерівномірне остигання ефузивних порід, сприяє утворенню в ефузивних породах не тільки магнетиту, але і титаномagnetиту. Часто спостерігається розпад останнього з утворенням ільменіту або ульвошпінелі. Феромагнетити, як правило, кристалізуються в дрібних зернах - від $10^{-9} \dots 10^{-8}$ м до $10^{-7} \dots 10^{-6}$ м. Як наслідок, середня магнітна сприйнятливості різноманітних груп ефузивних порід нижча, ніж їх інтрузивних аналогів. Крім того, різний розмір зерен, а також їхній нерівномірний розподіл у різних частинах потоків, лав і вулканічних апаратах визначають велику дисперсію магнітної сприйнятливості порід.

Гідротермально-метасоматичні і гіпергенні процеси призводять до новоутворення феромагнетиків, їх руйнації або окислення первинних феромагнітних мінералів з утворенням менш магнітних різновидів. Останнє характерно для рудних родовищ і є наслідком зміни окислювально-відновних умов.

Інтрузивні та ефузивні породи характеризуються широким діапазоном змін значень природної залишкової намагніченості (табл. 8.27). Полярність і напрямок вектора J_n для різних утворень різняться, але в інтрузивних і давніх ефузивних породах переважає прямий напрямок J_n , який відповідає сучасному магнітному полю Землі. Найбільш характерною рисою природної залишкової намагніченості магматичних порід є її висока чутливість до різноманітних чинників, обумовлених як особливостями утворення порід, так і зовнішнім впливом. Хоча величина намагніченості, як і магнітної сприйнятливості, є залежною від вмісту феромагнітних мінералів, функціональна залежність між α і J_n відзначається рідко. Це, не в останню чергу пов'язано з залежністю J_n від виду намагніченості (термозалишкова, хімічна, в'язка тощо) і коерцитивної сили феромагнетиків, яка визначає стабільність величини J_n порід у часі. Найхарактерніші значення фактора Кенігсбергера для всіх петрографічних груп порід пара-феромагнітного класу знаходяться в діапазоні 0,1...0,5, і Q лише зрідка досягають 1. В феромагнітних породах природна залишкова намагніченість, як правило, понижена порівняно з індукованою - середнє значення фактора Q порід переважно не перевищує 0,1...0,3, причому загальної залежності Q від складу або віку порід не спостерігається.

В молодих (з мезозойських до четвертинних утворень) ефузивних породах спостерігається обернена залежність між Q та віком порід. Це пов'язано з тим, що для них справедливе твердження "чим вищий Q , тим більша частка первинної намагніченості збереглася в породі до нинішнього часу". Дисперсія значень Q порівняно невелика в давніх утвореннях, підвищена в молодих

вулканітах покривної фації і дуже висока в пірокластичній фації і екструзивних тілах. Різко підвищені значення Q (до 90...160) характерні також для порід метасоматичного генезису, вторинно змінених порід в контактах інтрузивних масивів, в зонах тектонічних порушень, в межах рудних родовищ.

В інтрузивних породах, у більшості випадків, полярність намагніченості пряма: її орієнтація відповідає магнітному полю Землі. Випадки, коли обернена полярність J_n характерна для цілих інтрузій, викликає негативні магнітні аномалії, порівняно рідкісні. Частіше обернена полярність вектора J_n спостерігається в окремих зразках інтрузивних масивів при переваженні зразків із прямою полярністю. Подібні факти, які пояснюються процесами саморозвороту термозалишкової намагніченості, встановлені для порід габро-лабрадоритового комплексу Українського щита, для екструзивних тіл і для метасоматитів. Збереження сингенетичної орієнтації J_n більш характерне для молодих ефузивних порід, в яких, внаслідок дрібного розміру зерен і високої коерцитивної сили, перемагнічування сучасним магнітним полем Землі не таке сильне.

Діапазони зміни магнітної сприйнятливості і природної залишкової намагніченості метаморфічних порід ще ширші ніж в магматичних. Щоправда, діапазони зміни параметрів в найпоширеніших метаморфічних породах (кристалічних сланцях, гнейсах, амфіболітах тощо) значно вужчі - магнітна сприйнятливість або відповідає феро-парамагнітному класу, або є пропорційною до вмісту феромагнітної фракції, представленій переважно магнетитом, магемітом, гематитом і піротином. Всі магнітні параметри метаморфічних порід залежать від складу початкового субстрату і від особливостей процесів його перетворення. Найбільш різкі зміни магнітних параметрів порід спостерігаються на початкових етапах метаморфічних перетворень, коли підвищена температура, невисокий тиск і окисне середовище сприяють окисненню магнетиту і титаномagnetиту з утворенням менш магнітних або парамагнітних мінералів - гематиту, лимоніту, лейкоксену. Умови метаморфізму пізніших етапів є більш сприятливими для збереження первинних феромагнетиків і навіть для їх новоутворення. Тому первинно магнітні породи, перетворені в біотит-амфіболові та амфіболові сланці і гнейси мають високі значення магнітної сприйнятливості. Щоправда, оскільки умови формування порід грануліт-еклогітової підфації є сприятливими для входження заліза до складу породоутворюючих силікатних мінералів, то формування магнітних порід для цього етапу нехарактерне. Загальна тенденція до зниження величин χ і J_n , панує також при ультраметаморфічних перетвореннях. Формування магнетиту (за рахунок вивільнення частини заліза з залізовмісних силікатів) можливе при гранітизації порід і кременево-лужному метасоматозі, при серпентинізації гіпербазитів тощо.

Зменшенню магнітної сприйнятливості і природної залишкової намагніченості порід за рахунок перекристалізації або руйнування феромагнетиків сприяють процеси грейзенізації, аргілітизації, серицитизації і хлоритизації. При цьому часто спостерігається зміна співвідношення J_i та J_n і збільшення Q до 2...3 і більше. Зміна магнітної сприйнятливості і природної залишкової намагніченості порід починається вже на ранній стадії метасоматичних процесів, які ще можуть не фіксуватися візуально.

Магнітні характеристики осадових порід обумовлені головним чином тими акцесорними мінералами, що мають виражені феромагнітні властивості - магнетитом, магемітом, гематитом і гідроокислами заліза (гетит і гідрогетит, гідрогематит і лепідокрокіт), які можуть належати піщано-алевритовій фракції, виступати в ролі плівкового цементу, а також входити (розмір часток $0,1 \dots 10 \cdot 10^{-6}$ м) до складу глинистої фракції. Найпоширеніші породоутворюючі мінерали осадових порід є діамагнетиками або слабкими парамагнетиками, що не вносять помітного внеску в магнітну сприйнятливості порід. Серед сильних парамагнітних мінералів найбільшу роль відіграють сидерит, хлорит, пірит, ільменіт, біотит, іноді глинисті мінерали. І нарешті, феромагнетиками є різноманітні за формою та зернистістю пізньодіагенетичні та епігенетичні утворення лімоніту, продукти окислення і заміщення сидериту, піриту і магнетиту.

Магнітна сприйнятливості осадової породи, залежить від вмісту і складу акцесорних мінералів, при цьому значні варіації її спостерігаються для кожної літологічної відміни. Прямої функціональної залежності між концентрацією залізовмісних мінералів і магнітною сприйнятливості осадових порід не спостерігається. Шарувата будова більшості осадових порід обумовлює анізотропію їх фізичних властивостей, в тому числі й магнітної сприйнятливості. Найвищою (до 20) λ_{eff} є в сильно метаморфізованих осадових породах.

Найімовірніші значення природної залишкової намагніченості осадових порід потрапляють в інтервал $10^{-3} \dots 10^{-1}$ А/м. Орієнтація в магнітному полі землі часток, що несуть залишкову намагніченість материнських порід, залежить від напруженості земного магнітного поля, залишкової намагніченості часток, їх розмірів і форми, швидкості і характеру руху водного (повітряного) середовища. Закріплення при осадженні отриманої орієнтації часток формує сумарний вектор орієнтаційної залишкової намагніченості ($J_{\text{го}}$) який співпадає за напрямком з полем, що діяло в момент осадження. В багатьох осадових породах (хемогенні карбонати, діагенетичні конкреції, латерити, боксити, фероліти тощо) при осадженні аутигенних мінералів заліза, а також при їх перекристалізації та дегідратації формується хімічна залишкова намагніченість ($J_{\text{гс}}$).

Залишкова намагніченість осадової породи не залишається постійною - первинна намагніченість в результаті процесів магнітного і структурного старіння поступово зменшується. Складна природа природної залишкової намагніченості осадових порід є причиною різко асиметричних розподілів значень J_n більшості вибірок. Прямого зв'язку між літологією порід і J_n немає. Високі значення J_n зустрічаються в бокситах, залізних рудах осадового походження, у багатьох теригенних породах континентального походження тощо. Дуже малі значення J_n ($< 3 \cdot 10^{-4}$ А/м) характерні для чистих вапняків і доломітів, кварцових пісковиків, гіпсів, кам'яної солі та інших порід з незначним вмістом окислів заліза. Термомагнітні характеристики осадових порід, як правило, досить складні.

Найчастіше об'єктом палеомагнітних досліджень можуть бути осадові і вулканогенні породи, не змінені або слабо змінені процесами метаморфізму і епігенезу. Найбільш сприятливими об'єктами є червонобарвні осадові породи й виливи основних лав, а також боксити, деякі сіроземи і малі пластові та січні

інтрузії. Метаморфізовані і змінені породи (гідротерми, скарни, кора вивітрювання) досліджуються лише при вирішенні спеціальних задач. Оскільки надійну інформацію про давнє земне магнітне поле несе тільки первинна намагніченість гірських порід (термозалишкова, орієнтаційна або хімічна), то головною задачею будь-якого палеомагнітного дослідження є виділення первинної намагніченості J_n , визначення її напрямку і величини, встановлення її відповідності віку породи. Закономірності розподілу напрямків J_n гірських порід показують, що вирішення цієї задачі потребує застосування статистичних методів обробки і різноманітних засобів магнітної чистки з метою видалення менш стабільних компонентів J_n , що часто мають вторинне походження. Для доказу синхронності J_n застосовують мінералогічні дослідження, які дозволяють встановити її зв'язок з певними мінералами. Результати палеомагнітних досліджень використовуються в стратиграфії і геохронології при вивченні будови земної кори, при регіональних геологічних дослідженнях і геологічному картуванні.

Таблиця 8.26 – Діапазон зміни магнітної сприйнятливості (в 10^{-3} од. СІ) деяких типів порід (за [9], дані наведено для невивітрених відмін)

Порода	α	Порода	α
<u>Магматичні породи</u>		<u>Осадкові породи</u>	
Ліпарит	0,001...50	Гнейс біотитовий	0,01...2,0
Ріоліт	0,01...38	Гнейс піроксеновий	0,1...25
Андезит	0,1...170	Амфіболіт	0,1...38
Діабаз	0,5...160	Кристалосланець	0,02...38
Базальт	0,25...250	<u>Осадкові породи</u>	
Граніт	0,001...50	Пісок	0...38
Гранодіорит	0,01...75	Пісковик	-0,03...100
Діорит	0,5...130	Алевроліт	-0,03...50
<u>Метаморфічні породи</u>		Глина	0,02...38
Сієніт	0,01...80	Глинистий сланець	0,06...19
Габро	1...90	Аргіліт	0,02...13
Перидотит, піроксеніт	2...500	Вапняк	-0,06...25
<u>Метаморфічні породи</u>		Доломіт	-0,01...1,0
Мармур	-0,05...0,06	Гіпс	0,002...1,3
Антрацит	-0,09...0,05	Ангідрит	0,004...0,2
Кварцит	0...4,4	Боксит	0,01...44
Кварцит залізистий	1200...3800	Буре вугілля	-0,01...0,025
Сланець	0,02...3,0		

Таблиця 8.27 – Модальні значення намагніченості (у 10^{-3} А/м) деяких відмін інтрузивних порід (за [7])

Порода	J_i	J_n	J_{rs} (в полі 200 нТл, 293 К)	J_{rt} (при остиганні від 973 К в полі 0,5 нТл)
Феро-парамагнітний клас				
Граніт біотитовий	10	10	35	40
Граніт лейкократовий	10	0	140	1170
Гранодіорит	20	10	2600	240

Порода	J _i	J _n	J _{rs} (в полі 200 нТл, 293 К)	J _{rt} (при остиганні від 973 К в полі 0,5 нТл)
Діорит	50	5	160	510
Габро	40	25	160	1790
Феромагнітний клас				
Граніт біотитовий	720	130	132000	820
Граніт лейкократовий	520	120	92300	2760
Гранодіорит	1670	160	207000	1630
Габро-діорит	2100	1120	19000	8250
Габро	8000	990	319000	240

8.7 Радіоактивність гірських порід

Однією із фундаментальних властивістю речовини Землі є *радіоактивність* – спонтанний розпад ядер низки хімічних елементів, що супроводжується вивільненням енергії. Ядро може перебувати в широкому наборі дискретних, проквантованих, збуджених станів. Поведінка ядер в перетворенні до більш стійких станів певною мірою подібна до перетворення атомів від збудженого до більш стійкого стану, але є деякі важливі відмінності. Зокрема:

- 1) в збуджених ядрах набагато більша відмінність енергетичних рівнів;
- 2) тривалість часу перебування ядра в збудженому стані може складати від 10^{-4} секунди до 10^{11} років, тоді як час перебування в збудженому стані атому зазвичай близький до 10^{-8} секунди;
- 3) збуджені атоми випускають фотони, а збуджені ядра можуть випустити крім фотонів і інші частки. Фотон, який випускається при розпаді нестійких ядер, іменується гамма-променем.

Ядерний розпад відбувається з швидкістю, яка відповідає закону радіоактивного розпаду. Швидкість розпаду залежить лише від природи та енергетичного стану нукліду. Вона не залежить від минулої історії ядра і незалежна від зовнішніх впливів, таких як, наприклад, температура, тиск тощо. Ймовірність розпаду ядра в деякому безкінечно малому інтервалі часу, dt , є λ - постійна розпаду.

Активність розпаду радіонукліду можна оцінити за формулою, яку іменують “*основним рівнянням радіоактивного розпаду*”:

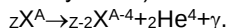
$$A = \frac{dN}{dt} = \lambda \cdot N,$$

де N – кількість ядер радіоактивного ізотопу в джерелі. Одиницею вимірювання активності розпаду є бекерель: 1 Бк відповідає активності радіонукліду в джерелі в якому за 1 секунду відбувається 1 спонтанний перехід з певного ядерно-енергетичного стану нукліду.

Випромінювання гамма-квантів (γ) відбувається тоді, коли збуджене ядро переходить до більш стійкого стану. Гамма-промінь є просто фотоном з високою енергією (звичайно більше 100 кеВ). Частота цього випромінювання,

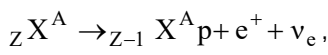
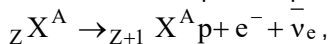
ν , пов'язана з різницею енергій ядра рівнянням: $h\nu = E_0 - E_1$, де E_0 і E_1 є енергіями верхнього (збуджений) і нижнього (основний) станів, а h є постійною Планка.

Альфа-розпад є розпадом атомних ядер що супроводжується випусканням альфа-частки (ядра атому гелію):



Емісія альфа-частки зменшує масу ядра на масу ядра гелію плюс масовий еквівалент енергії, що витрачається під час розпаду. Альфа-розпад відбувається в ядрах з масами вищими за максимум на кривій питомої енергії зв'язку, тобто за ${}^{56}\text{Fe}$.

Бета-розпад є процесом, при якому змінюється заряд (кількість протонів) ядра, але не кількість нуклонів загалом (масове число). Бета-розпад реалізується як самочинне перетворенні нейтрону в протон, і навпаки, залежно від співвідношення кількості нейтронів і протонів в ядрі:



де ν_e – нейтрино, а $\bar{\nu}_e$ – антинейтрино.

Іншим типом цього розпаду є *реакція захоплення електрону*, ефект якої приблизно ідентичний позитронному бета-розпаду. Бета-розпад залишає дочірнє ядро в збудженому стані, тож відбувається його розпад з випуском гамма-квантів. Крім того, зміни в ядрі вимагають певних переміщень на електронних орбітах, які супроводжуються випусканням рентгенівських променів (джерелом в даному випадку є електрони внутрішніх орбіт). Таким чином, гамма-промені є звичайними супутниками бета-розпаду.

Розщеплення є процесом при якому ядро фактично розколюється на два (або більше) важкі дочірні ядра. В природі такі процеси є дуже рідкісними, вони відбуваються тільки в найважчих ядрах: ${}^{238}\text{U}$, ${}^{235}\text{U}$ і ${}^{232}\text{Th}$. Оскільки материнське ядро збагачене нейтронами (співвідношення кількості нейтронів і протонів зростає із збільшенням порядкового номеру елементу) то при розщепленні ядра утворюються багаті нейтронами нестійкі дочірні ядерні фрагменти, з зарядами від 30 (Zn) до 65 (Tb) та вільні нейтрони. Дочірні ядра продовжують розпадатися (емісія електронів, з перетворенням нейтронів на протони) до моменту досягнення енергетично стабільного співвідношення між протонами і нейтронами.

Природних довго живучих ізотопів відомо близько 20, найпоширенішими з них в земній корі є: ${}^{87}\text{Rb}$, ${}^{232}\text{Th}$, ${}^{238}\text{U}$, ${}^{40}\text{K}$, ${}^{235}\text{U}$. Слід зазначити також що за час існування Землі кількість радіоактивних ізотопів суттєво зменшилась (${}^{40}\text{K}$ – в 12 разів, ${}^{235}\text{U}$ – в 30 разів тощо). Перелік найцікавіших для геології систем розпаду наведено в табл. 8.28.

Вторинні радіоізотопи виникають і в результаті взаємодії космічного випромінювання з атмосферою, наприклад: ${}^{14}\text{N} + n \rightarrow {}^{12}\text{C} + {}^3\text{H}$; ${}^3\text{H} \rightarrow \beta + {}^3\text{He}$; (період піврозпаду тритію 12,26 років). Подібним чином в атмосфері утворюються ${}^{14}\text{C}$ ($T_{1/2} = 5600$ років, повний розпад 70000 років), а також ${}^{10}\text{Be}$, ${}^{22}\text{Na}$, ${}^{26}\text{Al}$, ${}^{36}\text{Cl}$ тощо.

Таблиця 8.28 – Деякі системи радіоактивного розпаду

Ізотоп	Тип розпаду	λ , рік ⁻¹	Період напіврозпаду, років	Частка від суми ізотопів елементу, %	Стабільні продукти розпаду
¹⁴ C	β^-	$1,209 \cdot 10^{-4}$	5730	-	¹⁴ N
⁴⁰ K	β^+ , з.е., β	$5,543 \cdot 10^{-10}$	$1,28 \cdot 10^9$	0,018	⁴⁰ Ar, ⁴⁰ Ca
⁵⁰ V	β^+ , з.е., β	$1,16 \cdot 10^{-16}$	$6 \cdot 10^{15}$	0,24	⁵⁰ Cr, ⁵⁰ Ti
⁸⁷ Rb	β	$1,419 \cdot 10^{-11}$	$4,89 \cdot 10^{10}$	27,85	⁸⁷ Sr
¹³⁸ La	β^+ , з.е., β	$6,3 \cdot 10^{-12}$	$1,1 \cdot 10^{11}$	0,089	¹³⁸ Ce, ¹³⁸ Ba
¹⁴⁴ Nd	α	$2,89 \cdot 10^{-16}$	$2,4 \cdot 10^{15}$	23,85	¹⁴⁰ Ce
¹⁴⁷ Sm	α	$6,54 \cdot 10^{-12}$	$1,06 \cdot 10^{11}$	14,97	¹⁴³ Nd
¹⁷⁶ Lu	β	$1,94 \cdot 10^{-11}$	$3,6 \cdot 10^{10}$	2,59	¹⁷⁶ Hf
¹⁸⁷ Re	β	$1,64 \cdot 10^{-11}$	$4,23 \cdot 10^{10}$	62,5	¹⁸⁷ Os
²³² Th	α	$4,948 \cdot 10^{-11}$	$1,4 \cdot 10^{10}$	100	²⁰⁸ Pb, ⁴ He
²³⁵ U	α	$9,849 \cdot 10^{-10}$	$7,07 \cdot 10^8$	0,72	²⁰⁷ Pb, ⁴ He
²³⁸ U	α	$1,551 \cdot 10^{-10}$	$4,47 \cdot 10^9$	99,28	²⁰⁶ Pb, ⁴ He

Таблиця 8.29 - Одиниці вимірювання радіоактивності і іонізуючих випромінювань

Параметр	Одиниця вимірювання (СИ)	Позасистемні одиниці
Активність нуклідів в радіоактивному джерелі	бекерель (Бк)	Кюрі (1 Ки= $3,7 \cdot 10^{10}$ Бк) еман (1 еман= $3,7 \cdot 10^3$ м ³ ·с ⁻¹)
Щільність потоку іонізуючих часток	с ⁻¹ ·м ⁻²	-
Інтенсивність випромінювання	Вт/м ²	-
Поглинена доза випромінювання	грей (Гр)	Рад (1 рад= 10^{-2} Гр)
Потужність поглиненої дози випромінювання	Гр/с	рад/с (1 рад/с= 10^{-2} Гр/с)
Експозиційна доза рентгенівського і γ -випромінювання	Кл/кг	Рентген (1 Р= $2,57976 \cdot 10^{-4}$ Кл/кг)
Потужність експозиційної дози рентгенівського і γ -випромінювання, ЗР	А/кг	1 Р/с= $2,58 \cdot 10^{-4}$ А/кг 1 мкР/год= $7,17 \cdot 10^{-14}$ А/кг

8.7.1 Визначення радіоактивності зразків

При вивченні радіоактивності гірських порід і мінералів і визначенні вмісту в них радіоактивних елементів застосовуються різні методи, що використовують різноманітні фізичні та інші властивості урану, торію і продуктів їх розпаду, а також фіксують результати впливу радіоактивного випромінювання. Задачею лабораторних радіометричних досліджень є:

- 1) вимірювання загальної радіоактивності гірських порід і мінералів за інтенсивністю відповідного випромінювання (або комплексу випромінювань) визначення природи радіоактивності;

- 2) оцінка вмісту радіоактивних елементів у породах, мінералах, водах, ґрунтових газах;
- 3) діагностика уранових мінералів.

Серед лабораторних методів можна виділити декілька груп: 1) фізичні; 2) фізико-хімічні; 3) фотографічні. *Фізичні (радіометричні) методи* не потребують попередньої хімічної підготовки проб для вимірювання. Ґрунтуються вони на взаємодії α -, β - і γ -випромінювання із речовиною і поділяються на інтегральні (іонізаційні і імпульсні) і спектрометричні (наприклад, рентгеноспектральні) методи. Окремою відміною фізичних методів слід вважати нейтронно-активаційні методи визначення вмісту і форми знаходження радіоактивних елементів. *Фізико-хімічні методи* об'єднують групу методів, що включають хімічну обробку проб (виділення і попереднє концентрування радіоактивних елементів), яка передусє власне оцінці радіоактивності проб. Серед цієї групи методів виділяються наступні різновиди: радіохімічний аналіз, люмінесцентні, колориметричні та інші методи. *Фотографічні методи* засновані на властивості іонізуючого випромінювання впливати на фотографічну емульсію, викликати, внаслідок іонізації, розклад молекул бромистого срібла. Серед цих методів виділяють якісні (радіографічні) і кількісні (мікрорадіографічні) методи оцінки просторового розподілу радіоактивних елементів.

Радіометричні методи визначення радіоактивності базуються на оцінці інтенсивності радіоактивних випромінювань (α , β і γ) природних радіоактивних елементів (^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th і продукти їх розпаду, а також ^{40}K , ^{87}Rb). У зв'язку із цим радіоактивність порід і мінералів, що містять ці елементи у стані рівноваги, в принципі можна виміряти за будь-якими видом радіоактивного випромінювання. При цьому, звичайно, береться до уваги агрегатний стан препарату, вміст і розподіл радіоактивних елементів, наявні аналітичні засоби тощо.

У залежності від характеру аналізованої проби і методів вимірювання радіометричний аналіз виконується у пробах різної товщини. Інтенсивність випромінювання шару товщиною x з коефіцієнтом поглинання β -, γ -випромінювання μ дорівнює:

$$J_x = \frac{J_0}{\mu} (1 - e^{-x\mu}),$$

де J_0 – інтенсивність β -, γ -випромінювання при відсутності поглинаючого шару.

При вимірюваннях у тонких шарах інтенсивність зареєстрованого випромінювання є пропорційною до загальної кількості активної речовини. Ці вимірювання можна використовувати для абсолютних визначень радіоактивності - знаючи постійну розпаду відповідного ізотопу, можна розрахувати її кількість у пробі. Вимірювання у тонких шарах використовується нечасто через велику кількість поправок. Більш розповсюдженим є вимірювання у проміжних і товстих шарах. Товстим називається шар, що відповідає шару "насичення" за даним видом випромінювання, тобто шар подальше зростання товщини якого не відображається на величині вимірюваної радіоактивності. Для цих проб основним способом оцінки радіоактивності є відносний спосіб – шляхом порівнянні виміряної активності

проби (J_n) з активністю еталона з відомим вмістом радіоактивних елементів (J_e):

$$Q_n = q_e \frac{J_n}{J_e},$$

де Q_n , q_e – вміст радіоактивних елементів в досліджуваній пробі і в еталоні; значення активності проб та еталону коригуються на величину фону установки: $J_{e(n)} = J_{e(n)} - J_f$. Вказаний спосіб визначення радіоактивності покладений в основу як іонізаційних, так і імпульсних. інтегральних радіометричних методів.

На правильність оцінки радіоактивності проб впливає низка факторів, які залежать як від застосованого методу і апаратури (чутливості, роду вимірюваного випромінювання), так і від характеру вимірюваних проб – їх агрегатного стану, співвідношення активної і неактивної частин проби, стану радіоактивної рівноваги між продуктами розпаду, еманування тощо. Особливо важливу роль відіграє еманування проб, що потребує постійного контролю цього фактору - герметизації препаратів, використання спеціальних прийомів вимірювання (метод трьох шарів тощо). Основним методом вимірювання радіоактивності є імпульсний метод визначення α - і β -, γ -радіоактивності порошкових проб у товстих і проміжних шарах (шар насичення для порошкових проб по β -випромінюванню близький до 1 см). Для вимірювання використовують стандартну радіометричну апаратуру, газонаповнені і сцинтиляційні бета- і гамма-датчики. З метою зменшення величини натурального фону, збільшення чутливості, точності і експресності, застосовують свинцеве екранування проб.

На жаль, можливості використання накопичених даних про гамма-активність ґрунтів, рихлих відкладів, кори вивітрювання і материнських гірських порід дуже обмежені. Це пов'язано з відмінністю спектральної чутливості застосовуваних радіометрів з різними детекторами і невідповідністю енергетичного складу гамма-випромінювання еталону первинним і вторинним випромінюванням зразків гірських порід. У результаті потужність гамма-випромінювання одних і тих же порід, для різних лічильників відрізняється в декілька разів. Навіть для радіометрів з однотипними лічильниками результати вимірювання гамма-активності можуть відрізнятися в 1,5-2 рази. У зв'язку зі сказаним для порівняльної характеристики радіоактивності гірських порід краще за все використовувати методи безпосереднього визначення вмісту окремих радіоактивних елементів. Знаючи кількість радіоактивних елементів в тому або іншому об'ємі гірської породи, руди або мінералу, можна розрахувати сумарну α -, β - і γ -активність, використовуючи відповідні перевідні коефіцієнти. Так, відносна потужність дози інтегрального гамма-випромінювання може бути визначена за формулою:

$$3P = K_U \cdot C_U + K_{Th} \cdot C_{Th} + K_K \cdot C_K$$

де K_U , K_{Th} , K_K - коефіцієнти концентраційної чутливості приладів (коефіцієнти концентраційної чутливості різні для різних типів лічильників і звичайно знаходяться експериментальним шляхом, в загальному випадку - відповідно: $7,17 \cdot 10^{-14}$ А/кг, $2,69 \cdot 10^{-14}$ А/кг і $8,25 \cdot 10^{-14}$ А/кг). C_U , C_{Th} , C_K - вміст урану і торію в рівновазі з продуктами їх розпаду, а також калію.

Найточніші оцінки вмістів радіоактивних елементів можна отримати із застосуванням нейтронно-активаційних методів, поріг чутливості яких складає (10^{-8} - 10^{-6} %) а відносна похибка не перевищує 3-6 %. Оцінка вмісту природних радіоактивних елементів по даним гамма-спектрометричного аналізу ґрунтується на відмінності енергетичних спектрів їх γ -випромінювання і наявності характеристичних ліній (2,62 МеВ в ряду торію, 1,8 МеВ - в ряду урану-радію). Вмісти радіоактивних елементів розраховують шляхом вирішення системи рівнянь, складених на основі незалежних вимірювань γ -випромінювання у вибраних ділянках спектру інтегральним або диференціальним гамма-спектрометрами. Точність гамма-спектрального методу не перевищує 10-15 %. Поріг чутливості залежить від розміру кристалу, величини натурального фону, досліджуваних областей спектру, маси проби, геометрії вимірювання і складає близько $n \cdot 10^{-4}$ % для урану і торію, і сотих часток % для калію.

В основу радіохімічного методу визначення вмісту радіоактивних елементів (радію, урану, торію) покладена оцінка вмісту радіоактивних еманцій – продуктів розпаду відповідних ізотопів – радону і торону. З цією метою застосовують спеціальні герметичні еманційні камери, в які переводять накопичену попередньо еманцію. Розрахунок вмісту радію за радоном здійснюється за формулою

$$x = a \frac{J_x}{J_a (1 - e^{-\lambda t}) q},$$

де x і a – вміст радію в досліджуваній пробі і в еталоні, відповідно, J_x , J_a – виміряні значення радіоактивності в досліджуваній пробі і еталоні; t – час накопичення радону; q – вихідна наважка проби (г). Рівноважна кількість урану за даним вмістом радію знаходиться із виразу: $U = Ra / (3,4 \cdot 10^{-7})$. Оцінка вмісту торію тороновим методом здійснюється аналогічно.

Люмінесцентний метод діагностики уранових мінералів і визначення вмісту урану у породах і мінералах заснований на властивості урану люмінесцювати під впливом ультрафіолетових променів. В основу діагностики уранових мінералів покладено вивчення інтенсивності і кольору люмінесценції. Так, шрекенгерит має властивість створювати дуже сильне блакитно-зелене світіння під впливом ультрафіолетових променів, отеніт і ураноталіт дають сильне жовтувато-зелене світіння, уранові слюдки - помірне жовтувато-зелене тощо. Кількісний метод визначення урану у породах оснований на прямій пропорційності між інтенсивністю люмінесценції і концентрацією урану у пробі. Для цього пробу попередньо хімічно обробляють і із розплаву за допомогою фтористого натрію випускають певну частину наважки. Вивчення інтенсивності світіння проводиться за допомогою градуйованих люмінесцентних фотометрів, чутливість визначення складає близько $n \cdot 10^{-5}$ % U.

Радіографічними методом вивчають розподіл радіоактивних мінералів у породі, розподіл радіоактивних елементів в мінералах, оцінюють вмісти радіоактивних елементів у породі і мінералах і визначають природу радіоактивності. Задачі якісної радіографії реалізується шляхом експозиції фотопластинки на пришліфованій або зрізаній площині зразків - після проявлення фотопластинки засвіченими ділянками фіксується розподіл у породі радіоактивних мінералів. Вивчення розподілу радіоактивних елементів і

оцінка їх природи здійснюється методом мікрорадіографії, з дослідженням розподілу слідів (треків) α -частинок в товстошарових емульсіях. Кількісна оцінка вмісту радіоактивних елементів полягає у порівнянні кількості треків на одиниці площі досліджуваного зразка із кількістю треків на тій же площі від еталону при одній і тій же експозиції. Пряму оцінку вмісту радіоактивних елементів, як і визначення природи радіоактивності, виконують шляхом розрахунку треків від окремих радіоактивних елементів з врахуванням їх довжин пробігу в фотоемульсіях.

Вивчення вмістів урану і торію хімічними методами має найменший поріг чутливості ($n \cdot 10^{-3}$ - $n \cdot 10^{-2}$ %). Для вивчення залишкових явищ радіоактивності найбільш широко використовуються методи вивчення радіаційних дефектів за допомогою петрографічних методів (плеохроїчні ореоли), термолюмінесценції і електронного парамагнітного резонансу, а також визначення радіогенних продуктів розпаду гелію і ізотопів свинцю (мас-спектрометричним або ізотопно-спектральним аналізом).

За умови відсутності міграції радіоактивних елементів і продуктів їх розпаду та наявності інформації про вік геологічних об'єктів, по залишковим явищам і радіогенним ізотопах свинцю можна розрахувати первинні вмісти урану і торію в мінералі або гірській породі в момент їх формування.

8.7.2 Радіоактивність мінералів і гірських порід

На сьогодні відомо кілька сотень мінералів до складу яких входять природні радіоактивні ізотопи урану, торію та калію, які за рівнем радіоактивності можна поділити на 6 груп (табл. 8.30). Крім досить значної кількості власне калієвих, торієвих і уранових (мінерали називають торієвими чи урановими, а не торій-чи урановісними, якщо до їх складу постійно входить 35-45 % торію чи урану) мінералів відомий широкий перелік сполук, характерною рисою яких є наявність ізоморфних домішок урану і торію. При цьому уран ізоморфно заміщує переважно цирконій (циркон, циртолїт) і ітрій (сфен, ітрієвий ортит), в той час як торій ізоморфно заміщує чотиривалентний церій в церієвих ортитах і монацитах.

На відміну від глибинних умов в приповерхневій обстановці при різко обмеженому часі застигання порід можливості тривалої міграції урану і торію, а отже, концентрація їх атомів в одних мінералах і деконцентрування в інших різко обмежені. Саме у зв'язку з цим розподіл радіоактивних елементів в основній масі та порфірах ефузивних порід є більш однорідним. Найбільш рівномірний розподіл урану (на основі вивчення треків індукованого розподілу) і, мабуть, торію характерний для вулканічного скла.

Загалом на мінеральному рівні відсутня чітка залежність вмісту урану і торію від хімічного складу мінералів, і в тому числі від вмісту кремнезему, лугів і кисню. Зокрема, в багатьох типах порід мінімальні кількості урану і торію фіксуються саме в мінералах з максимальним вмістом кремнію і лугів - в кварці і польових шпатах, а в магнетиті, апатиті, флюориті, піриті тощо – спостерігаються багато вищі концентрації. В загальному випадку, найменші значення радіоактивності спостерігаються в головних породоутворюючих мінералах, будова яких визначається головними петрогенними елементами (Si, O, Al) - кварц, польові шпати, плагіоклаз. Дещо вищий рівень концентрування радіоактивних елементів в Fe-Mg силікатах - біотит, амфіболи,

піроксени. U і Th можуть заміщувати Ca в породоутворюючих мінералах, однак, як некогерентні елементи, накопичуються переважно в залишкових диференціатах магм і, відповідно, - в мінералах останніх фаз кристалізації.

Підвищені значення радіоактивності властиві акцесорним і рудним мінералам, у будові кристалічних ґраток яких провідну роль відіграють елементи з пониженим кларком (P, Ti, F); апатит, флюорит, ільменіт, магнетит. І нарешті, найвищі рівні концентрації урану та торію (крім власних мінералів) спостерігаються в тих акцесорних мінералах, які містять елементи з низькими кларками (Zr, Ce, La, Y, Nb, Ta): циркон, сфен, монацит, ортит тощо.

Розсіювання радіоактивних ізотопів та нерівномірність їх розподілу в породах і геосферах є однією з головних геохімічних особливостей радіоактивних елементів. Очевидною є залежність величини і природи (переважний вклад елементів) загальної радіоактивності від наявності і концентрації акцесорних мінералів, незначна зміна вмістів яких може істотним чином вплинути на "петрорадіоактивний портрет" породи. Максимальний вміст радіоактивних елементів, як і інших несумісних елементів, приурочений до кислих відмін магматичних порід. При цьому пропорційність між вмістами SiO_2 і U зберігається лише до досягнення певного критичного рівня концентрування урану (близько $4 \dots 5 \cdot 10^{-4} \%$). Конкретні величини вмістів елементів залежать від умов формування порід, проявів гібридизму тощо. За рівнем вмісту радіоактивних елементів і загальної радіоактивності розрізняють наступні відміни магматичних порід:

1) багаті кальцієм і натрієм ($K < Na$) слабо радіоактивні породи із вмістом $U < 2 \dots 3 \cdot 10^{-4} \%$ і $Th \leq 8 \dots 10 \cdot 10^{-4} \%$ ($Th/U < 2 \dots 3$), в яких уран і торій в основному зв'язані з породоутворюючими мінералами (плагіограніти, і гранодіорити габро-плагіогранітової і діорит-гранітної формації тощо);

2) нормально-радіоактивні породи з близьким до кларку вмістом радіоактивних елементів і $Th/U = 2,5 \dots 4,5$, радіоактивні елементи в яких приблизно рівномірно розподілені між породоутворюючими і акцесорними мінералами (породи гранодіорит-гранітових формацій);

3) підвищено-радіоактивні породи з підвищеними вмістом торію, який міститься переважно в акцесорних мінералах.

4) високорадіоактивні лейкократові породи рідкіснометалевого типу з підвищеним вмістом U, Th, ($Th/U = 5 \dots 10$; $U > 5 \dots 6 \cdot 10^{-4} \%$, $Th > 30 \dots 40 \cdot 10^{-4} \%$).

Тенденція збільшення радіоактивності із збільшенням кислотності порід проявляється не тільки для інтрузивних, але і для вивержених порід. Крім того, лужні магматичні породи характеризуються дещо вищою радіоактивністю, ніж аналогічні їм за кислотністю породи вапняково-лужної серії.

Суттєву роль в геохімічному балансі радіоактивних елементів земної кори відіграють осадові породи. Характерною рисою геохімії радіоактивних елементів в зоні гіпергенезу є розділення урану і торію. Уран в шестивалентній формі утворює цілу низку стійких в умовах зони гіпергенезу розчинних сполук, здатний накопичуватися в природних водах і мігрувати. Торій же розчинних сполук не утворює і мігрує у зоні гіпергенезу переважно лише механічно, з уламковим матеріалом, у вигляді завису тощо.

Найвищим загальним рівнем радіоактивності серед осадових порід вирізняються глинисті породи (глини, аргіліти, глинисті сланці), що обумовлено підвищеними вмістами урану і калію. Найхарактернішим накопичення урану є

для речовин з найвищими сорбційними властивостями - глинистих мінералів (монтморилоніт, бейделіт тощо) та органокомплексів. Переважно торієвою природою радіоактивності вирізняються піщані породи, Th/U відношення яких зростає із збільшенням частки грубоуламкової складової порід. Відмінності природи радіоактивності глинистих і піщаних порід, можуть використовуватись для оцінки палеогеографічних особливостей утворення досліджуваних осаdkів. У зв'язку із відмінністю природи радіоактивності і умов утворення осадових порід серед них розрізняють 2 основні групи: 1) суттєво торієносні і урано-торієносні грубоуламкові породи алювіальних, пролювіальних, прибережно-морських фацій; 2) суттєво ураноносні, збагачені органікою та фосфором утворення більш глибоководних морських фацій утворення.

Під впливом різноманітних епігенетичних процесів (метаморфічних, метасоматичних, гідротермальних) первинні осадові і магматичні породи зазнають інтенсивних перетворень, при яких їх склад і радіоактивність змінюються. Найбільш значні зміни порід спостерігаються при регіональному метаморфізмі і ультраметаморфізмі. У породах, які зазнали найбільш високого ступеню метаморфізму (гранулітова фація), спостерігається, з одного боку, втрата радіоактивних елементів, а з іншого – вирівнювання їх вмісту у різних відмінах порід. В умовах прояву амфіболітової фації метаморфізму спостерігається зворотній процес – привніс радіоактивних елементів і диференціація порід за радіоактивністю.

Дуже широким є діапазон зміни вмісту радіоактивних елементів в ультраметаморфічних породах. Так, для першої стадії анатектичної гранітизації, з якою пов'язане формування гіперстенових гранітоїдів, плагіогранітів, мігматитів чорнокітового комплексу, характерний відносно низький вміст радіоактивних елементів, що мало відрізняється від вихідних гнейсів і кристалічних сланців. Для порід, сформованих у другу стадію гранітизації і магматизму, характерний суттєвий привніс низки мобільних компонент і насамперед – калію. При цьому відбуваються процеси кремене-калієвого метасоматозу і утворюються збагачені ураном і торієм палінгенно-метасоматичні і інтрузивні утворення – калішпатизовані і аляскітові граніти, пегматити.

Таблиця 8.30 - Класифікація мінералів за ступенем їх радіоактивності (за [7]).

Групи мінералів	Мінерали	Рівень вмісту, 10 ⁻⁴ % (крім максимально радіоактивних)		Th/U
		U	Th	
Максимально радіоактивні	уранініт, отеніт, настуран, торіаніт	5%-85%	0,01%-40%	<0,001; 40-80
Високорадіоактивні	Циртолїт, сфен	400...2000	400...1000	<1
	Ортит, монацит	600...2·10 ³	10 ⁴ ...3·10 ⁴	>10
Підвищено радіоактивні	Апатит, ільменіт, магнетит	10...100	30...200	2-5
Нормально радіоактивні	Біотит, амфібол	4...8	8...18	1,5-2,3
Слабко радіоактивні	Кварц, польові шпати, нефелін	1...3	2...8	1,8-4,5

Групи мінералів	Мінерали	Рівень вмісту, 10 ⁻⁴ % (крім максимально радіоактивних)		Th/U
		U	Th	
Низько радіоактивні	Піроксен, основні плагіоклази	<0,1...1	<0,1...1	2...5

8.8. Відтворення палеогеодинамічних умов формування кристалічних утворень за даними аналізу їх петрофізичних характеристик

Можливість використання петрофізичних даних для оцінки умови формування кристалічних порід розглядалася неодноразово. Більшість робіт в цій галузі засновано на концепції надбання і збереження породою фізичних характеристик, відповідних певних термодинамічним і фізико-хімічним умовам її формування і наступного існування, на визнанні певної структурно-фізичної "пам'яті" порід. Відтак можливим є створення генетичних петрофізичних класифікацій порід – петрощільнісної, петромагнітної, петрорадіоактивної.

Виходячи з концепції надбання і збереження породою фізичних характеристик, що відповідають умовам її формування, при побудові *генетичної петрощільнісної класифікації*, з метою розділу впливу породоутворюючих і епігенетичних процесів, були застосовані терміни: "первинно" і "вторинно". Поняття "первинно" - узагальнює умови в яких відбувалися процеси становлення породи, при яких було сформовано більшу частку породоутворюючих мінералів породи. Поняття "вторинно" інтегрує вплив всіх наступних перетворень породи, які, однак, не призвели до переходу в нову якість - нову породу. Слід зазначити, що стосовно докембрійських утворень поняття "вторинно" є достатньо умовним (внаслідок багатоактності процесів перетворень, якими була задіяна більшість порід), і відображає або найпотужніший з епігенетичних процесів, або переважаючий режим змін. Поняття "ущільнення" і "розущільнення" є індикаторами знаку геодинамічного режиму (стиск-розтяг) при формуванні (первинно), або перетворенні (вторинно) породи. Наводячи стислу характеристику петрощільнісних класів (табл.8.31), слід зауважити наступне: клас первинно ущільнених порід об'єднує породи, формування яких відбувалось в умовах стиску (всєбічного, однобічного, тощо), а клас первинно розущільнених - формувались в умовах розтягу. При цьому утворення порід обох класів могло відбуватись за різноманітних абсолютних рівнях навантажень. Класифікація не передбачає будь-яких обмежень за хімічним складом порід - в умовах стиску (розтягу) можуть формуватися і діорити, і лейкограніти. Виходячи з цього, немає прямого зв'язку між величиною об'ємної густини і належністю до того чи іншого петрощільнісного класу. Відмінності умов утворення знаходять відображення в: величині відкритої і закритої пористості, об'ємі газово-рідинних включень і ступені стиску (розтягу) решітки однотипних мінералів. Додатковим критерієм ідентифікації може слугувати величина співвідношення кристалохімічної і об'ємної густини - його зменшення (збільшення) вказує, в разі відсутності істотних змін складу, на ущільнення (розущільнення) порід.

Вторинно ущільнені і розущільнені утворення вирізняються набагато ширшими діапазонами зміни (коефіцієнтами варіації) фізичних параметрів (передусім структурно-чутливих). При цьому величина конкретного параметру залежить не тільки від режиму, в якому відбувались епігенетичні процеси (ущільнення - розущільнення), і характеру супутніх деформацій (крихкі-пластичні), але й від початкових умов утворення породи (первинно ущільнена чи первинно розущільнена).

Характерною ознакою вторинно ущільнених порід є зниження V_P і V_S при зростанні об'ємної густини і зменшенні загальної пористості порід (характер зміни ефективної пористості залежить від типу деформації), а також при зменшенні структурної рихлості. Для вторинно розущільнених порід, навпаки, характерне зниження V_P і V_S при збільшенні загальної і ефективної пористості та зменшенні об'ємної густини. Слід відзначити також зростання коефіцієнтів анізотропності пружних параметрів при будь-яких типах повторних змін.

В генетичній петромагнітній класифікації (табл. 8.32) реалізовано запропонований А.В.Сухорадою генетичний підхід до вивчення магнітних властивостей, який ґрунтується на бімодальному розподілі магнітної сприйнятливості (з мінімумом в діапазоні значень близько 0,001 од.СІ). Згідно з цим, гранітоїдні утворення з χ більше цієї рубіжної величини класифікуються як "магнітні", а при величині $\chi < 0,001$ од.СІ - як "немагнітні". Належність до немагнітного типу засвідчує переважну роль фемічних мінералів в формуванні індуктивної намагніченості порід, а належність до магнітного типу - про наявність достатньої кількості феромагнетиків. Досліджуючи магнітні властивості із застосуванням петрографічної інформації, можна зробити певні висновки про час формування "магнітного образу" породи відносно часу формування самої породи: первинність (сингенетичність) і вторинність (епігенетичність). Клас первинно немагнітних гранітоїдів поділяється на два підкласи: насичених (формувалися в відновному середовищі) і ненасичених залізом. Гранітоїдні утворення магнітного типу формувалися в умовах високої леткості кисню, а належність порід до класу вторинно магнітних свідчить про прогресивне нарощування фугітивності кисню. Останнє, щоправда, може бути й причиною вторинної немагнітності первинно магнітних порід - внаслідок руйнації (окислення) феромагнітних мінералів.

Поділ фізичних параметрів у наведених вище класифікаціях не є випадковим, він відображає характеристичні особливості об'єктів досліджень на різних рівнях організації матерії: елементний - радіоактивна, рудних мінералів - магнітна, породний - щільнісна. Органічне їх сполучення в єдину генетичну петрофізичну класифікацію дозволяє отримати різномірну характеристику об'єкту. Паралельне вивчення всіх вище перелічених фізичних параметрів по одним і тим самим зразкам, супроводжуване петрографічними дослідженнями, дозволяє робити достатньо обґрунтовані висновки про умови утворення порід: стиск - розтяг, тип деформації, окислювально-відновні умови. Домінуючу роль при цьому відіграє щільнісна класифікація, адже та чи інша характеристика об'єкту на мікроелементному рівні (чи на рівні акцесорних мінералів) не завжди пов'язана з процесами утворення порід, а може бути або успадкованою, або пов'язаною з епігенетичними змінами.

Таблиця 8.31 - Петрощільнісна класифікація

Петрошільнісна градація			Критерії ідентифікації						
Тип	Клас		Тип деформації	σ_P/σ_o	P_3	P_B	V_P/V_S	V_P	Підвищена дисперсія ознак (по їх значущості):
Ущільнені (У)	Первинно (ПУ)		-	<1	<2,5	<0,2	$\sqrt{3}$	>5,5	
	вторинно (ВУ)	по первинно ущільненим (ПУВУ)	Пластичні	<1	<2,0	<0,15	$>\sqrt{3}$	5,5-6	$A_{Vs}; V_S; P_B; A_{Vp}$
			Крихкі	<1	<2,0	0,1-0,3	$<\sqrt{3}$	<5,6	$P_B; V_P; A_{Vp}; A_{Vs}$
		по первинно розущільненим (ПРВУ)	Пластичні	<1	1,5-3	<0,2	$>\sqrt{3}$	5-5,8	$A_{Vs}; V_S; \sigma_o$
			Крихкі	<1	1,5-3	>0,2	$<\sqrt{3}$	<5,5	$P_3; P_B; V_P; \sigma_o; V_S$
Розущільнені (Р)	Первинно (ПР)		-	>1	>2,5	0,1-0,3	$\sqrt{3}$	>5,5	
	вторинно (ВР)	по первинно ущільненим (ПУВР)	Пластичні	>1	2-3	0,2-0,3	$>\sqrt{3}$	5,4-6	$A_{Vs}; A_{Vp}; \sigma_o; P_3$
			Крихкі	>1	2-3	0,2-0,7	$<\sqrt{3}$	<5,5	$P_B; V_P; P_3; \sigma_o$
		по первинно розущільненим (ПРВР)	пластичні	>1	>3,0	0,2-0,5	$>\sqrt{3}$	5-5,6	$A_{Vs}; V_S; A_{Vp}; V_P$
			крихкі	>1	>3,0	0,4-2,0	$<\sqrt{3}$	<5,3	$V_P; P_B; A_{Vp}; A_{Vs}$

Таблиця 8.32 - Петромагнітна класифікація гранітоїдів

Петромагнітна градація		Критерії ідентифікації			
Тип	Клас	Підклас			
Магнітний (М)	первинний (ПМ)	не виділено	X>0,00 1 од.СІ	Феромагнітні мінерали сингенетичні більшості породоутворюючих мінералів	
	вторинний (ВМ)	не виділено		Феромагнітні мінерали вторинні стосовно більшості породоутворюючих мінералів	
Немагнітний (НМ)	первинний (ПНМ)	не насичених залізом (ДЗ)	X<0,00 1 од.СІ	Fe ₂ O ₃ <0,6%	Сліди існування феромагнітних мінералів відсутні. Порооди, як правило, магнітно м'які
		насичених залізом (НЗ)		Fe ₂ O ₃ >0,6%	
	вторинний (ВНМ)	не виділено		Спостерігаються сліди існування феромагнітних мінералів та їх руйнування (мартитизація, тощо). Оксидация заліза висока. Переважають магнітно жорсткі утворення.	

Подальша розшифровка характеру геодинамічного режиму (стиск - всебічний, нерівномірний, однобічний; розтяг - одновісний, лінійної зони, тощо) передбачає проведення аналізу даних: про величини і співвідношення швидкостей розповсюдження пружних хвиль і обов'язково їх анізотропії (зокрема анізотропії V_s); про величину і природу загальної і ефективно пористості; у випадку парамагнітних порід істотну допомогу надасть також вивчення анізотропії магнітної сприйнятливості, обумовленої в цьому випадку орієнтацією фемічних мінералів.

Література

1. Толстой М.И., Тимошин Ю.В., Сухорада А.В. и др. Основы геофизических методов разведки. Киев, Выща школа, 1985, 327 с.
2. Добрынин В.М., Вендельштейн Б.Ю., Кожевников Д.А. Петрофизика. Учебник для вузов. - М.Недра, 1991.- 368 с.
3. Кобранова В.Н. Петрофизика. Учебник для вузов. - 2-е изд. перераб. и доп.- М.Недра, 1986.- 392 с.
4. Кудрявцева М.Н., Дьячкова А.Я. Петрофизические типы пород и закономерности их размещения в структуре Украинского щита. - К.: Наук. думка, 1982. - 160 с.
5. Петрогеохімія і петрофізика гранітоїдів Українського щита та деякі аспекти їх практичного використання: Довідник-навчальний посібник
6. / Толстой М.И., Гасанов Ю.Л., Гожик А.П., Костенко Н.В., Шабатура О.В. - К: ВПЦ Київський університет, 2003. - 329 с.

7. Петромагнитные исследования при изучении гранитоидных комплексов / Дубинчик Э.Я., Розенталь И.В. - Л.: Недра, 1980. – 135 с.
8. Петрофизика гранитоидов Украинского щита / Толстой М.И., Чекунов А.В., Щербаков И.Б. и др. – К.: Наукова думка, 1987. – 240 с.
9. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика / Под ред. Н.Б.Дортман. - М.: Недра, 1984. – 455 с.
10. Comparison of petrophysical and rock geochemical data in the Tampere-Hameenlinna area, southern Finland / Lahtinen, Raimo and Korhonen, Juha V. – Geological Survey of Finland, 1996. – Bulletin 392. – 45 p.
11. Rock physics and phase relations: a handbook of physical constants/ Thomas J.Ahrens, editor. – American Geophysical Union, Washington, 1995. - reference shelf, 3.- 236 p.

Питання для самоконтролю

1. Обґрунтуйте можливість застосування об'ємної густини для диференціації магматичних і метаморфічних порід за складом.
2. Яку інформацію можна отримати при аналізові відмінностей значень мінеральної густини, об'ємної густини, густини твердої фази та густини водонасиченого зразка?
3. Охарактеризуйте залежність густини від структурно-текстурних особливостей порід.
4. Опишіть залежність пористості від структурно-текстурних особливостей ефузивних порід
5. Охарактеризуйте залежності проникності і пористості від розміру зерен.
6. Поясніть залежність електричних властивостей від пористості та проникності.
7. Яким чином на величини швидкостей пружних хвиль впливають гранулометричний склад, поровий склад, форма пор?
8. Які чинники обумовлюють анізотропність пружних характеристик порід?
9. Поясніть характер залежності пружних характеристик порід від складу наповнювача.
10. Обґрунтуйте можливість оцінки складу порід за їх пружними властивостями.
11. Поясніть відмінність процесів теплопровідності в діелектриках і провідниках.
12. Які чинники визначають величину теплопровідності осадових порід?
13. Поясніть залежність магнітної сприйнятливості феромагнітних мінералів від температури.
14. Назвіть найпоширеніші феромагнітні мінерали гірських порід.
15. Обґрунтуйте можливість оцінки вмісту феромагнітних мінералів за величиною намагніченості.
16. Чим обумовлене явище анізотропії магнітної сприйнятливості в слабомагнітних породах?
17. Поясніть залежність електричного опору від температури в діелектриках, напівпровідниках, та провідниках.
18. Чи залежить поляризуємість порід від складу порового наповнювача? Обґрунтуйте відповідь.

19. Поясніть залежність електропровідності та діелектричної проникності осадових порід від глинистості.
20. Чому величина торій-уранового відношення в уламкових осадових породах зазвичай вища ніж в глинистих і карбонатних?
21. Яким чином на величину загальної радіоактивності осадових порід впливає зростання вмісту глинистих мінералів?
22. Які породоутворючі мінерали магматичних порід є основними концентраторами урану і торію?

ГЛАВА 9 ГЕОХІМІЧНІ МЕТОДИ ПОШУКІВ КОРИСНИХ КОПАЛИН

Під *геохімічними методами пошуків* корисних копалин розуміють знаходження ореолів і потоків розсіювання родовищ корисних копалин шляхом систематичного вивчення розподілу хімічних елементів у гірських породах, водах, рослинах і природних газах. Їх теоретичною основою є вчення про міграцію хімічних елементів, яке приводить до розсіювання і концентрації останніх. Ця міграція відбувається як при утворенні родовищ, так і пізніше – при їх руйнуванні. У першому випадку утворюються *первинні ореоли хімічних елементів*, сингенетичні із родовищем, у другому – *вторинні, епігенетичні*. В залежності від способу міграції хімічних елементів можуть утворюватися механічні (літохімічні), водні (сольові), газові (атмохімічні) і біогеохімічні ореоли і потоки розсіювання. Їх виявлення і інтерпретація є основною задачею геохімічних методів пошуків. У відповідності з основними формами міграції хімічних елементів і створення геохімічних аномалій, виділяють літохімічні, гідрогеохімічні, біогеохімічні і атмогеохімічні (газові) методи пошуків корисних копалин. Всі вони характеризуються рядом особливостей, до яких слід віднести:

- 1) отримання прямої інформації про розподіл хімічних елементів у геологічному середовищі на його основних рівнях організації – гірська порода, мінерал, хімічний елемент;
- 2) масовість цієї інформації, її кількісний характер, що створює передумови для застосування кількісних методів її обробки і аналізу;
- 3) тісний зв'язок даних про розподіл хімічних елементів у геологічних об'єктах з їх конкретним геолого-геофізичним вивченням.

Безумовний пріоритет у створенні геохімічних методів пошуків корисних копалин належить радянським геологам. Особливу роль у їх практичному застосуванні, розробці методик, належить геофізикам, які на початку 30-х років минулого століття почали залучати ці методи як засіб прямої оцінки перспективності геофізичних аномалій. Одним з перших засновників цих методів був М.І.Сафронов, який у 1932 році запропонував для інтерпретації електричних аномалій на Рудному Алтаї використовувати дані фізико-хімічного вивчення ґрунтів. В цьому ж році В.І.Соколов запропонував використовувати ґрунтові гази при оцінці даних геофізичних пошуків нафти і газу. В 1932-35 рр. у зростаючих обсягах ці методи почали застосовувати в різних районах країни (А.П.Соловов, М.Ф.Зенін, Б.І.Флеров і ін.). В 1938 році С.Д.Міллером була створена "Технічна інструкція по геофізичним методам розвідки", де був розділ присвячений використанню геохімічних методів при геофізичних дослідженнях.

Підсумком цього першого етапу застосування геохімічних методів слід вважати монографію О.Є.Ферсмана "Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых" (1940 р.).

Після Великої Вітчизняної війни обсяг геохімічних пошуків значно зріс. Тільки за період з 1948 по 1957 рік було відібрано у різних районах країни більш як 30 млн. проб. В наслідок цього тільки у Казахстані були відкриті або переоцінені більше 200 рудопроявлень кольорових і рідкісних металів.

В 1955 році Міністерством геології і охорони надр СРСР літогеохімічна (металометрична) зйомка і пошуки були введені як обов'язкові при усіх

пошукових, геологорозвідувальних, геофізичних роботах будь-якого масштабу, зважаючи на високу ефективність і пряму пошукову інформативність цих методів.

В ряді ВУЗів на геофізичних спеціальностях була розпочата підготовка необхідних кадрів в галузі геохімічних методів пошуків (Московський геологорозвідувальний інститут, Ленінградський гірничий інститут, Томський, Казахський, Київський університети). У розвитку методів прикладної геохімії був започаткований новий етап. Його особливостями було:

1). використання при обробці і інтерпретації геохімічних даних математичних методів і ЕОМ (Вістеліус А.Б., Родіонов Д.О., Дубов Р.І., Толстой М.І., Остафійчук І.М., Шарапов І.П. і ін.);

2). зміна аналітичної бази на нову високоточну апаратуру і методи (Хохлов В.В., Хітров В.Г., Юфа В.Я., Тепляков В.Г. і ін.);

3). розробка теоретичних основ формування геохімічних ореолів і потоків розсіювання, методів їх пошуків (Соловов О.П., Квятковський Є.М., Григорян С.В., Толстой М.І., Полікарпочкин В.В., Ковалевський О.Л. Сает Ю.Є. і ін.).

За кордоном геохімічні методи пошуків почали застосовувати пізніше Радянського Союзу. Спочатку в Швеції і Фінляндії (кінець 30-х років ХХ сторіччя, а потім – після війни у США, Англії, країнах Африканського континенту, в Австралії. За даними ЮНЕСКО за останні 10 років з 150 компаній 11 країн 135 систематично використовують при пошукових роботах геохімічні методи.

2.1 Літогеохімічні методи

2.1.1 Розподіл хімічних елементів в гірських породах

На 65% літосфера складена із вивержених порід і біля 90 % із них кристалічних. Практично складають літосферу лише 8 хімічних елементів – О, Si, Al, Fe, Ca, Na, K. На їх долю приходится біля 98,89 % маси літосфери. На долю останніх 94 елементів періодичної таблиці Менделєєва приходится по масі лише біля 1,31 %. З них на долю 10 найбільш важливих у промисловому відношенні елементів (Cu, Ni, Zn, Sn, Pb, Mo, W, Th, U, Co) приходится біля $3,31 \cdot 10^{-2}$ % маси літосфери.

У літосфері встановлено два кількісно відмінних види існування елементів - розсіяна і концентрована та дві якісно різні форми їх знаходження – *безмінеральна і мінеральна*.

Найбільш яскравою особливістю розподілу хімічних елементів є їх повсемісне розсіювання в природних утвореннях. М.І.Сафронов цій особливості розподілу елементів надав характер геохімічного закону, який він назвав *законом Кларка-Вернадського*. Кількісним виразом цього закону є кларк.

Під *кларком* розуміють кількість даного хімічного елемента в певній *геохімічній системі* (земній корі, геологічному регіоні тощо) у відсотках від загального числа (або об'єму) атомів даної системи або її маси. Величина кларку є мірою для оцінки міграції хімічних елементів і про результати цієї міграції – концентрації або розсіювання.

Кількість хімічних елементів при їх розсіянні близька до кларку, а в концентрованій формі – вище кларку. В якості показника ступені концентрації елемента А.Ф.Ферсманом введено поняття *кларку концентрації*, як відношення вмісту елемента в об'єкті досліджень до його кларкового вмісту. Оскільки кларки концентрації елементів у родовищах завжди більше 1, то їх можливо розглядати як *позитивні геохімічні аномалії*. Неоднорідності вмісту і розподілу хімічних елементів у породах, які були сформовані в різних умовах, при різних проявах факторів міграції, мають об'єктивний характер і обумовлюють високу інформативність по відношенню до особливостей хімізму породоутворення, їх геологічної позиції розміщення, будови.

Для з'ясування геохімічних особливостей окремих територій, масивів або порід важливе значення має встановлення рівня їх *геохімічного фону*, під яким розуміють модальний (або в деяких випадках – середній) вміст елемента в цих об'єктах у межах значних площ. За своєю величиною геохімічний фон (геофон) може дорівнювати кларку або відрізнятися від нього і характеризувати певну геохімічну провінцію, регіон, район, рудну зону, комплекс, масив, фацію. Якщо він віднесений до кларку (кларк концентрації), то геофон дозволяє оцінити загальну *геохімічну* (чи *металогенічну*) *спеціалізацію* цих об'єктів.

Під мінеральною формою знаходження елементів розуміють їх закономірне знаходження в мінералі у вигляді їх обов'язкової складової. Це мінералоутворюючі елементи.

Мінерали літосфери переважно утворені 28 елементами: *O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, Ti, H, C, P, S, Zr, Cr, Y, La, Ce, F, Cl, Cu, Ni, Os, Ir, Pt, Mn, B, Sr*. З них перші 14 утворюють головніші мінерали порід, а інші – другорядні, і у своїй переважній масі, можуть існувати і в безмінеральній формі. Вони по-різному розподіляються по породоутворюючим мінералам. Так, у гранітах головна маса рудоутворюючих елементів (*Cu, Pb, Zn, Cd, Co, Sn, In, B, F, Mn, Mo, W* і ін.) концентрується в темнобарвних мінералах, амфіболі, тоді як *Y, TR, Th, Ta, Nb*, частково *U* звичайно в калішпатах, мусковіті.

Серед мінералів, які вміщують елементи–домішки, вирізняють *мінерали-концентратори* і *мінерали-носії*. Перші відрізняються високими концентраціями елементів-домішок, хоча самі в породах можуть перебувати в невеликій кількості (акцесорні мінерали), інші – містять основну масу елемента в породі головним чином за рахунок своєї значної розповсюдженості.

В таблиці 9.1 наводяться дані, які характеризують розповсюдженість ряду елементів в головних мінералах гранітів (у % до загального вмісту в породі, за В.В.Ляховичем).

Таблиця 9.1 Розповсюдженість ряду хімічних елементів у головних мінералах гранітів

Мінерали	Хімічні елементи											
	Li	Nb	Ta	U	Zr	Th	Ti	Mo	W	Zn	Pb	Sn
Біотит	90	83	78	15	30	10	65	5	5	75	5	80
Польовий шпат	10	-	-	45	20	30	-	92	80	20	80	-
Акцесорні	-	17	22	40	50	60	35	3	15	5	15	20

З таблиці 9.1 видно, що більшість рідкісних і рудних елементів розсіюється в породоутворюючих мінералах, що не тільки перешкоджає утворенню власних мінералів, але і накопиченню цих елементів в гідротермальних розчинах. Утворення власних мінералів рідкісних і рудних елементів у процесі мінералоутворення можливо тільки при певному співвідношенні концентрації рідкісних і рудних елементів і їх породоутворюючих аналогів. Воно змінюється від 1:5 до 1:20 і для кожного елемента має певне відношення. Згідно з В.В. Ляховичем, імовірність прояву акцесорної мінералізації тим більша, чим менше в породі мінералів-носіїв відповідних акцесорних елементів.

З наведених даних слідує, що головним видом розподілу хімічних елементів у гірських породах слід вважати їх розсіювання в основному в безмінеральній формі, яке утворює *поле розсіювання*. М.І.Сафронов, виділяє в ньому *первинно конституційне, вторинно-накладене і змішане розсіювання*.

Головне значення має первинно-конституційне або сингенетичне розсіювання, яке формується в процесі утворення породи. В його межах виділяють два різновиди: первинне нормальне і первинне аномальне розсіювання. Для першого характерною ознакою є сталість низьких концентрацій елемента в межах геологічного об'єкту, що не перевищує кларкових значень; одноманітність видів і форм існування елементів, серед яких переважне значення має безмінеральна форма, хоч для деяких елементів (*Ti, Cr, Cu, Ni, Zr* і ін.) можливе і первинне мінеральне розсіювання для певних порід. Ця якісна одноманітність видів і форм знаходження елементів не обов'язково супроводжується кількісною одноманітністю. Навпаки, в зв'язку з різним проявом глибинної диференціації речовини, складу вихідних порід, умов їх формування (процеси кристалізації, диференціації, ролі летючих, гібридизму і ін.) вміст елементів при сингенетичному розсіюванні в різних породах може кількісно відрізнитися і утворювати первинну площинну концентрацію. Це дозволило О.Е. Ферсману висунути положення про геохімічні провінції і епохи. Під *геохімічною провінцією* він розумів область, чи ділянку земної кори, де історично і закономірно склалися певні якісно-кількісні особливості (спеціалізації) розподілу хімічних елементів, а проміжки часу, протягом яких створювались ці геохімічні провінції, отримали назву *геохімічних епох*.

Наявність геохімічних провінцій в земній корі О.Ф. Ферсман пов'язував з первинним (космічним) розподілом хімічних елементів у Землі, диференціацією земної речовини. Як відмічає В.С. Коптев-Дворніков, існування різних геохімічних провінцій, пов'язаних з одним і тим же петрохімічним типом магм може свідчити про геохімічну неоднорідність пунктів магмоутворення, що є наслідком вертикальної і горизонтальної неоднорідності земної кори і верхньої мантії.

До основних первинних геохімічних асоціацій (спеціалізацій) елементів вивержених порід можливо віднести:

- 1) асоціації, що пов'язані з основними і ультраосновними породами (*C, P, S, Cl, Ti, V, As, Cr, Mn, Ni, Co, Cu*, платиноїди);
- 2) асоціації, що пов'язані із гранодіоритами і іншими породами проміжного складу (*Ca, Pb, Zn, Ag(Au), Cd, In, Tl, Ni, Co, As, Sb, Hg, S*);
- 3) асоціації, що пов'язані із кислими і ультракислими породами (*H, Li, Be, B, Bi, F, Rb, Cr, Y, TR, Zr, Nb, Tu, Sn, Mo, W, Hf, An, Th, U*);

- 4) асоціації, що пов'язані із лужними і сублужними гранітами (*Nb, Zr, TR, Th, Be, Li, U, As*);
- 5) асоціації, що пов'язані із лужними породами - диференціатами основних і ультраосновних магм (*Nb, Zr, TR, Th, Mo, Sr, Ba*).

Вміст елементів при первинній площинній концентрації елементів перевищує кларк для даного типа порід. Обидві наведені різновидності порід створюють *нормальний геохімічний фон* – регіональний чи локальний, в залежності від території проявлення. З первинною площинною концентрацією елементів локального характеру пов'язують утворення сегрегаційних і деяких осадових, а також вулканогенно-осадових родовищ.

Під вторинно-накладеним (епігенетичним) розсіюванням (або концентрацією) розуміють розподіл елементів, який виникає після утворення порід під впливом вторинних накладених процесів. Це розсіювання (концентрування), як правило, має локальний характер, проявляється на фоні первинного сингенетичного розподілу хімічних елементів і відрізняється від останнього за вмістом, асоціаціями або формами знаходження елементів.

У цьому виді розсіювання також виділяють дві різновидності: *ореоли постмагматичних родовищ і ореоли і потоки вторинного розсіювання родовищ*. Перші розвиваються у вміщуючих породах у зв'язку з формуванням постмагматичних родовищ і знаходяться з ними у прямому зв'язку. Другі утворюються у зв'язку з звітрюванням родовищ і їх первинних ореолів і мають місце, як правило, в рихлих утвореннях у твердій, рідкій або газоподібній фазах.

9.1.2 Кількісні особливості розподілу хімічних елементів в породах

Розподіл хімічних елементів (і фізичних властивостей) в породах відрізняється значною складністю і залежить від різноманітних факторів, більшість яких має імовірнісний характер. Дійсно, розподіл елементів, який спостерігається, має таку залежність (для вивержених порід):

$$P_{сп} = P_{рег} + P_{лок} + P_{фл} + P_{пом},$$

де $P_{рег}$ – регіональна складова, яка обумовлена генезисом, умовами формування, особливостями будови і характером ерозійного зрізу геологічного тіла;

$P_{лок}$ – локальна складова, яка обумовлена гібридизмом, післямагматичними процесами;

$P_{фл}$ – флуктуації за рахунок структурно-текстурних і інших неоднорідностей породи;

$P_{пом}$ – похибки за рахунок підготовки проб і аналізів.

З цих складових перші дві мають закономірний функціональний характер, останні – стохастичну природу і характер.

Звідси видно, що при різних схемах опробування і аналізу проб отримуємо різні характеристики розподілу хімічних елементів, що спостерігаються. Так, наприклад, максимальна оцінка флуктуацій буде спостерігатися при опробуванні об'єкту пробами в одне мінеральне зерно. І навпаки, вона буде зменшуватись при збільшенні розмірів проб. Тому важливе значення при геохімічних дослідженнях має вибір обґрунтованої методики опробування і аналізу об'єкту, який вивчається, а по-друге, врахування особливостей розподілу в них хімічних елементів і їх кількісна оцінка.

Передумовою для цього є кількісний характер геохімічної інформації. Приймаючи до уваги переважно її стохастичну природу, найбільш придатним методом її дослідження слід вважати *ймовірнісно-статистичний аналіз*.

Відомо, що найбільш повну інформацію при статистичному характері поведінки величин, які вивчаються, дають функції розподілу. Функція ймовірнісного розподілу є певною динамічною характеристикою, яка несе в собі ознаки тих умов, в яких відбувався розподіл елемента чи мінералу в породі. Основними законами статистичного розподілу хімічних елементів в породах є нормальний і логарифмічно-нормальний (логнормальний) закони. Так, якщо елемент розсіяний у всіх мінералах у рівних пропорціях, розподіл його слід очікувати приблизно нормальним тобто таким, який відповідає нормальній функції розподілу. Можна вважати, що по відношенню до даних елементів процес кристалізації проходив зрівноважено, тобто хімічні потенціали зберігалися постійними в різних частинах розплаву і протягом всього часу кристалізації породи. У той же час розподіл рідкісних елементів, в основному, відбувається в акцесорних мінералах і функції такого розподілу мають позитивну асиметрію. Асиметричний характер розподілу хімічних елементів має місце і при прояві всякого роду накладених процесів (асиміляція, метасоматичні, гідротермальні прояви). Вони є причиною проявів невірноважених процесів, які відбиваються на характері розподілу хімічних елементів.

Таким чином, порівняльний розгляд характеру статистичного розподілу хімічних елементів може бути індикатором переважної їх форми знаходження і умов формування порід.

Важливе генетичне значення мають також параметри статистичного розподілу хімічних елементів в породах. Так, *дисперсія, стандарт, коефіцієнт варіації* характеризують ступінь розсіювання ознаки, яка вивчається, і певною мірою, дозволяють зробити оцінку ступеню однорідності їх розподілу, тобто вони є мірою сталості геохімічного процесу. Асиметрія розподілу елементів може бути мірою відмінності досліджуваного процесу від нормального закону і відображає основні тенденції цього розподілу. Оцінка цього коефіцієнту може побічно характеризувати специфіку основних форм знаходження елементів у породі, особливості їх розподілу в мінералах-носіях і мінералах-концентраторах.

Знак і величина коефіцієнта асиметрії характеризує термодинамічну направленість кристалізації мінералів у магматичному розплаві, міру відхилення системи (розчин-мінерал) від рівноважного стану. Виходячи з цього і враховуючи закони кристалізації розплавів, можливо прогнозувати характер процесу кристалізації. Для цього використовується так званий ефективний коефіцієнт розподілу елементів (K) з використанням коефіцієнта асиметрії (A) і дисперсії (S):

$$S=(K-I)^2; A=-2(K-I)^3.$$

$$\text{Звідки } K=I-\frac{A}{2S^2}.$$

При $K=1$ система "тверда-рідка магматичні фази" знаходиться в рівновазі і розподіл елементів-домішок у всіх частинах системи рівномірний ($A=0$). При $K<1$ оцінка асиметрії має позитивне значення, елемент концентрується в рідкій

фазі, а при $K > 1$ оцінка коефіцієнту асиметрії від'ємна, елементи-домішки розсіюються в твердій фазі. Це дозволяє виконувати побічну оцінку металогенності магматичних утворень: при $K > 1$ підвищується ймовірність появи рудопроявів на ранніх етапах кристалізації, при $K < 1$ – на пізніх етапах (у тому числі з гідротермальним процесом).

9.1.3 Опробування кристалічних порід

Достовірність вирішення геологічних задач засобами прикладної геохімії в значній мірі залежить від представництва фактичного матеріалу, правильності його відбору. Під представництвом взагалі розуміється відповідність відображення будь яких показників об'єкту, який вивчається, шляхом вибіркового його обстеження, а під представництвом певної проби – відповідність вмісту її компонентів вмісту її в геологічному об'єкті, з якого взята ця проба.

Під оптимальним способом опробування розуміють такий засіб відбору проб в об'єкті яким досягається найкраща точність вирішення завдання при мінімальній кількості спостережень. Практично опробування і аналіз проб повинні виконуватися таким чином, щоб максимально зменшити або позбутися впливу флуктуацій в розподілі елементів, за рахунок структурно-текстурних неоднорідностей порід, і за рахунок похибок аналізу проб, тобто тих ознак, які мають імовірнісний характер. Як вказувалося, опробування порід збірними пробками приводить до зменшення дисперсії флуктуацій, порівняно з штуфним опробуванням, перш за все, за рахунок зменшення ролі структурно-текстурних неоднорідностей порід, їх осередненню. При цьому найбільше осереднення досягається тоді, коли флуктуації цих ознак взаємно незалежні. У зв'язку з цим рекомендується відбирати окремі проби в збірну при відстані 1÷5 м одна від одної. Оптимальна вага часткової проби - біля 50 г для дрібно-середньозернистих порід і більшої ваги – для крупно-нерівномірнотзернистих.

Важливе значення при опробуванні має розташування проб у межах об'єкту, а також кількість проб.

Розташування проб, у свою чергу, залежить від задачі опробування, однорідності будови об'єкту, його відслоненістю, масштабом робіт. Найбільш поширеними задачами прикладних геохімічних досліджень є:

а) оцінка статистичних параметрів розподілу хімічних елементів, мінералів, фізичних характеристик в геологічних об'єктах;

б) дослідження їх просторового розподілу (трендів);

в) пошуки локальних аномалій (ендогенних ореолів, зон метасоматичних перетворень тощо).

Метою першої задачі є отримання статистичних оцінок розподілу ознак у геологічних об'єктах. Можливість її вирішення залежить від кількості даних, від незалежності розподілу ознак у пунктах опробування. Вимога геологічної однорідності повинна реалізуватися шляхом ретельного геохімічного і петрофізичного супроводження опробування і перевіряється відповідними статистичними критеріями.

Забезпечення умови взаємної незалежності ознак у пунктах опробування вимагає експериментального опробування певної частини об'єкту, що досліджується, змінною мережею з наступним вивченням величини коефіцієнта автокореляції між спостереженнями в пунктах на різних

відстанях [1]. Вибирається така відстань між пунктами при якій цей коефіцієнт близький до нуля, а дисперсія розподілу ознаки близька до дисперсії по об'єкту.

Конкретний вибір кроку опробування повинен враховувати характер задачі, яка вирішується, брати до уваги оцінку параметрів розподілу хімічних елементів в об'єкті (або у межах його локальної частини). На основі існуючого досвіду [1] у першому випадку відстань між пунктами опробування не менше 2 км, а в другому – не менше 10÷20 м і не більше 100÷150 м (для гранітоїдів без ознак площинних метасоматичних змін). Вивчення особливостей просторового розподілу хімічних елементів у геологічних тілах (тенденцій або трендів) потребує, по-перше, рівномірної сітки опробування, а по-друге, - її відповідності областям регіональної, або локальної залежності від площі (або кроку) опробування. Найбільш розповсюдженим методом вивчення тенденцій (чи “трендів поверхні”) просторового розподілу хімічних елементів є метод “ковзаючого вікна” з використанням лінійної інтерполяції середніх значень ознак.

Важливе значення при кількісних геохімічних дослідженнях геологічних об'єктів має обґрунтований вибір кількості проб. Він залежить, по-перше, від статистичних оцінок такого вивчення, а по-друге – від бажаної точності їх оцінки. В загальному випадку кількість оцінок, які характеризують розподіл хімічних елементів, визначається його належністю до статистичного закону розподілу елементів. Так, при нормальному законі, параметрами, які оцінюють цей розподіл, є оцінки математичного очікування і дисперсії; при несиметричному розподілі – додається оцінки асиметрії, ексцес. Розрахунок кількості проб повинен враховувати задану точність оцінок, яка визначається їх дисперсією. Так, для оцінки кількості проб при оцінці середнього значення із заданою точністю $a_{0,9}$ і коефіцієнтові варіації V (%) можна скористатися таблицею 9.2.

Таблиця 9.2 Оцінка кількості проб виходячи із заданої точності і коефіцієнті варіації

$a_{0,9}$	V, %				
	20	30	50	70	100
30	1	3	8	15	30
20	3	6	17	53	68
10	11	25	68	133	272
5	44	98	272		

9.1.4 Первинні геохімічні ореоли

Під первинними геохімічними (ПГО) чи *ендогенними ореолами* розуміють зони рудовміщуючих порід, які обволокують рудні тіла і характеризуються підвищеним вмістом хімічних елементів привнесених в процесі рудоутворення або створення геохімічних аномалій.

Вони є природним продовженням рудних тіл у вміщуючих породи і значно розширюють масштаби зруденіння, збільшуючи ймовірність їх знаходження. Характерною особливістю цих ореолів є поступове зменшення вмісту рудоутворюючих елементів і зміна їх складу від рудних тіл і рудопідвідних тріщин у вміщуючи породи. Границя між рудним тілом і його ПГО належить до

розряду економічних категорій, і тому немає геохімічного сенсу. В свою чергу, зовнішній контур ПГО також має досить умовний характер і визначається можливостями сучасних аналітичних засобів надійного знаходження мінімально-аномальних значень ПГО.

У відповідності з теорією фізико-хімічних процесів, міграція елементів у гірських породах при постагматичному рудоутворенні відбувається як шляхом дифузії через нерухомі порові розчини, так і у зв'язку з інфільтрацією разом із розчином.

У природних умовах ці процеси завжди відбуваються сумісно, але у різній мірі. Тому розрізняють *дифузійні*, *інфільтраційні* і *змішані ендегенні геохімічні ореоли*. При формуванні гідротермальних родовищ переважно відбувається поступовий рух розчинів до поверхні. Це підтверджується значною витягнутістю ореолів по вертикалі від крутопадаючих рудних тіл, що досягає сотні метрів (рис. 9.1).

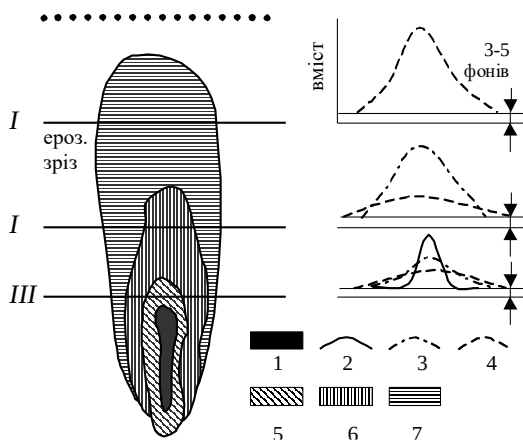


Рисунок 9.1 Схема будови простішого ореолу первинного розсіювання магматичного родовища (за М.І.Сафроновим)

1 – рудне тіло; 2 – границя найближчої зони ореолу розсіювання за вмістом 3-5 фонів; 3 – теж саме для середньої зони; 4 – теж саме для дальньої зони; 5 – площа ореолу розсіювання елементів ближньої зони; 6 – тож саме для середньої зони; 7 – теж саме для дальньої зони.

Багатостадійність процесу рудоутворення відбиває його складний пульсаційний характер, причому кожна з порцій розчину несе риси кількісно-лужної диференціації. Це обумовлює складний генезис ореолів, який включає дорудну, рудну і пострудну стадії. Все це обумовлює прояв одного із найважливіших параметрів ореолів – їх зональність, яка має об'єктивний, і як підкреслюють Л.М.Овчинников і С.В.Григорян [4], універсальний характер. На прикладі первинних ореолів сульфідних родовищ, вони встановили таку вертикальну зональність (у напрямку до рудного тіла):

Ba – (*Sb-As-Hg*) – *Ag* – *Cd* – *Pb* – *Zn* – *Au* – *Cu* – *Bi* – *Ni* – *Co* – *Mo* – *U* – *Sn* – *Be* – *W*

Вона, в значній мірі, відповідає збільшенню іонних потенціалів і радіусів гідратованих іонів цих елементів.

Первинні ореоли нерідко просторово тісно пов'язані з зонами змінених вміщуючих порід. Але за часом і характером процесів, які їх створюють, вони, як правило, відрізняються. По-перше, утворення зон змінених порід супроводжується істотним перерозподілом (привносом і виносом) породоутворюючих елементів. Тоді як утворення первинних ореолів пов'язано тільки із привносом рудоутворюючих елементів. По-друге, зміна вміщуючих порід може відбуватися на різних стадіях рудоутворення, тоді як формування ореолу звичайно сингенетичне рудоутворенню. Між тим, просторове положення і морфологія зон змінених порід контролюється тими ж структурами і літологічними факторами, що і рудні тіла. Причому в характері змін порід нерідко спостерігається певна зональність, яка обумовлена зміною фізико-хімічної природи метаморфізуючих процесів. Так, найбільш важливими ознаками ендегенного зруденіння є скарни, грейзени, серецитизовані, хлоритизовані, окварцовані і доломітизовані породи. Серед них із виверженими породами кислого складу часто пов'язані грейзенізація, окварцювання, серецитизація, каолінізація, з гранодіоритами – скарнування, ороговикування; з основними і ультраосновними породами – серецитизація, оталькування, листвинізація. Таким чином, у результаті досить складної взаємодії гідротермальних розчинів з вміщуючими породами створюється складний ореол розсіювання хімічних елементів, змінюється мінеральний склад і фізичні властивості порід.

Характерними особливостями ендегенних ореолів слід вважати:

1) за своїми розмірами ореоли в декілька разів перевищують розміри рудних тіл, тим самим полегшуючи їх пошуки. Протяжність ореолів визначається концентрацією і міграційною здатністю елементів, розмірами рудних тіл, проникливістю порід, їх літолого-структурними особливостями;

2) склад ореолів в загальних рисах відповідає складу рудних тіл. У багатьох випадках спостерігається зональність у розподілі хімічних елементів, яка особливо чітко простежується по вертикалі;

3) постмагматичні рудні тіла і рудовміщуючі тріщини, в більшості випадків, супроводжуються ореолом гідротермально змінених порід. Їх характер і ступінь змін може служити додатковим пошуковим критерієм;

4) білярудні зміни порід супроводжуються змінами їх фізичних властивостей, що може бути використано для застосування відповідних геофізичних методів для пошуків ореолів розсіювання рудних тіл;

5) ендегенні ореоли можуть створюватися як навколо рудних тіл, так і навколо безрудних тріщин по яким рухаються гідротермальні розчини. В першому випадку ореоли розсіювання рудних елементів є прямою пошуковою ознакою, у другому – лише побічною, але теж корисною, як шляхи міграції цих розчинів, які в більш сприятливих умовах можуть створювати рудні тіла.

Враховуючи особливості формування і розміщування ендегенних ореолів можливо декілька розширити їх загальноприйняте поняття. Під *ендегенним (первинним) геохімічним ореолом* слід розуміти ділянку або зону із аномальною зміною складу і вмістом хімічних елементів, мінералів, фізичних властивостей порід, внаслідок гідротермальних процесів, контактному метасоматозу, особливостям магматичної кристалізації. Їх перспективність значною мірою залежить від сприятливої чи несприятливої геологічної

обстановки для рудоутворення. Таке розуміння ендегенного ореола значно розширює можливості використання різних пошукових методів і включає в пошуки не тільки рудні тіла і їх ореоли, але і змінені білярудні вміщуючі породи. Тому до пошукових робіт необхідно залучати не тільки геохімічні методи, але і структурно-літологічний, мінералогічний аналіз, геофізичні методи. В іншу – геофізичні методи, літолого-структурний аналіз, атмогеохімічні, гідрогеохімічні, іноді глибинні металометричні пошуки. Їх роль у різних умовах різна. Так, коли ендегенні ореоли зв'язані із зонами контактів порід, які відрізняються за магнітною сприйнятливістю або густиною, провідними методами пошуків можуть бути магніторозвідка або гравіметрія, а при приуроченості ореолів до мінералізованих зон тектонічних порушень – електророзвідка методами природного поля, заряду, ВП, і інші. При розміщенні зруденіння у зонах активного окислення і гіпергенного вилуговування – гідрогеохімічна зйомка, електророзвідка, глибинна металометрична зйомка.

У будь-якому випадку найбільшу цінність мають прямі пошукові ознаки зруденіння, а при їх відсутності потрібно намагатися отримати найбільш повну інформацію про його побічні ознаки.

Літогеохімічні методи пошуків первинних ореолів, в залежності від детальності і умов використання, поділяються на пошукові, детальні і розвідувальні-експлуатаційні. Пошукові дослідження мають на меті виділення, в межах певних територій, загальна перспективність яких була встановлена попередніми роботами, ділянок і зон підвищеної перспективності – геохімічних аномалій і ореолів. Детальні дослідження проводяться в межах перспективних ділянок в масштабі 1:10 000 і більш детальних з метою оконтурення ореолів і їх оцінки. Розвідувально-експлуатаційні роботи проводяться з метою пошуків рудних тіл в процесі їх розвідки і експлуатації на флангах і глибоких горизонтах родовищ.

Пошукові літогеохімічні дослідження проводяться в масштабі 1:50 000÷1:25 000 в межах територій з доброю відслоненістю шляхом опробування корінних порід. Пошукові роботи на закритих з поверхні територіях виконують переважно у тих випадках, коли інші геохімічні роботи малоефективні (розубожені ореоли з поверхні, відсутність кори звітрювання, велика потужність відкладів). У цьому випадку, опробування проводять по керну свердловин.

При проведенні пошукових робіт важливе значення має правильний вибір сітки опробування, який забезпечує можливість обґрунтованого вирішення пошукових задач. Їх проведення в масштабі 1:50 000÷1:25 000 можливе, як при застосуванні методики вивчення тенденцій розподілу хімічних елементів (вивчення трендів поверхні), так і методом статистичної оцінки даних при виділенні геохімічних аномалій. Оскільки в обох випадках відстань між точками відбору проб менша ніж відстань між профілями, масштаб робіт визначають останні, тобто 500 м при масштабі 1:50 000 і 250 м при масштабі 1:25 000. У першому методі відстань між точками повинна забезпечити необхідну точність оцінок середніх значень в вікні осереднень і складає 6÷10 точок на 1 см² в масштабі звітної карти, тобто 50 м при пошуках 1:50 000 і 20 м при масштабі 1:25 000. При цьому допускається відхилення від стандартної сітки відбору проб на 30 % при роботі в районах з нерівномірною відслоненістю корінних порід. Стосовно другого метода, то у цьому випадку, сітка точок відбору проб

повинна бути стабільною, а розміри забезпечувати впевнене виявлення первинних ореолів біля мінімально промислово цікавих родовищ не менше як у двох точках по профілю і не менше ніж двома профілями. З практичного досвіду цій вимозі відповідає (при пошуках гідротермальних родовищ свинцю, цинку, міді, урану, молібдену і ін.) крок $50 \div 100$ м.

Відбір проб слід виконувати методом пунктирної борозни, шляхом відбору $5 \div 10$ штуфних проб вагою $20 \div 50$ г приблизно через рівні інтервали (від 0,5 до 5 м – у залежності від структурно-текстурних особливостей порід). Відібрані проби об'єднуються в одну пробу вагою $200 \div 300$ г. Якщо планується виділення мономінеральних фракцій, її вага збільшується до $3 \div 5$ кг. Інколи відбір геохімічних проб супроводжується радіометричними чи капаметричними вимірами для одержання додаткової інформації про тектонічні особливості, зміни фаций, метасоматичних чи гідротермальних змін порід.

Якість опробування контролюється повторним відбором не менш 3 % проб, який виконує начальник загону-геолог або геофізик, хто не приймав участь в первинному відборі проб. За даними первинного і повторного відбору розраховується помилка робіт.

Обробка проб включає:

а) дроблення проб на шокових (до 0,5 мм), на валкових (до 0,1 мм) подрібнювачах;

б) перемішування і зменшення проб до 20-50 г;

в) перетирання проби до 200 меш. (стан пудри)

Перетерту пробу разом з етикеткою пакують в паперовий пакет і передають в лабораторію. Подрібнювачі після обробки кожної проби ретельно очищують (продувкою, щітками, вологими ганчірками тощо).

Аналіз проб рекомендується виконувати наближено-кількісним спектральним методом за допомогою дифракційних спектрографів, або рентген-радіометричним методом. Аналізу підлягає, при пошукових роботах, досить широке коло елементів здатних у даних геологічних умовах створювати родовища.

Для оцінки якості аналізу проб частина з них аналізується повторно. До них відносяться:

а) всі окремі проби з аномальним вмістом хімічних елементів;

б) проби з центральних частин аномалій ($3 \div 4$ проби);

в) всі проби, в яких результати первинного аналізу викликають недовіру;

г) проби з рудною мінералізацією або взяті із зон рудопроявлень;

д) контрольні проби.

Якість аналізу вважається задовільною, якщо підтверджується (не виходить за межі допустимих значень) не менше $2/3$ проб. Точність спектрального аналізу визначають, як правило, за $3 \div 5$ елементам.

Обробка даних і їх зображення залежить від методики робіт і їх цілей.

При вивченні трендів поверхні геохімічного поля (тенденцій розподілу елементів) будується карта відбору проб в масштабі досліджень на розвантаженій геологічній основі. На ній зберігаються відомості, які відносяться до оцінки металонасності: тектоніки, характеру і масштабу гідротермальних і приконтатних змін порід, рудопроявів, геофізичних аномалій тощо. Після цього виконується усереднення даних способом "ковзаючого вікна" [1].

Якщо задачею пошукових робіт є виявлення сингенетичних геохімічних аномалій і тенденцій розподілу хімічних елементів, то осереднення повинно відбуватися з врахуванням меж певних геологічних тіл. Якщо ж задачею досліджень є пошук епігенетичних, по відношенню до корінних порід аномалій, то осереднення виконується без врахування геологічних границь.

Зображення даних пошукових робіт, які мають на меті виявлення геохімічних аномалій, виконується на тій же картографічній основі і включає ряд етапів.

На першому етапі фактичний матеріал групується по типам і фаціальним різновидам порід. Ці вибірки підлягають статистичній обробці, на основі якої отримуються відомості про оцінки середнього, модального, дисперсії, коефіцієнта варіації, асиметрії, аксесу, а також значення фону, мінімально аномальних концентрацій елемента, показника відносного (коефіцієнт концентрації, кларк концентрації) і абсолютного (сумарний вміст, коефіцієнт накопичення) вмісту елементів в пробах. Статистичній оцінці підлягають і фізичні властивості порід.

Геохімічні карти, в залежності від цільового напрямку, будуються для окремих елементів, або груп елементів у двох варіантах: у вигляді карт концентрацій і в вигляді карт геохімічних аномалій. Вони відрізняються за повнотою даних, які використовуються. На перших картах приводяться величини коефіцієнтів концентрації елементів, на іншій – або відносні (наприклад, значення які перевищують мінімально-аномальні концентрації), або абсолютні значення. На другу карту виносять всю геохімічну інформацію, на першу – тільки аномальну (звичайно в логарифмічному масштабі з трикратним (3, 10, 30, 100 і т. д.), або десятикратним (1, 10, 100, 1 000 і т. д.), зростанням концентрацій. Їх можна будувати багатоелементними. При їх створенні рекомендується групувати елементи згідно їх парагенетичних зв'язків між собою або за певними типами рудопроявів. Наприклад:

а) група елементів - показників загальної мінералізації йод, бром, хлор, фтор, сірка, селен, телур і ін;

б) показників пегматитового процесу: літій, рубідій, цезій, берилій, ніобій, тантал, скандій;

в) показників кварц-рудного рудоутворення: олово, вольфрам, молібден, бор;

г) показників гідротермального процесу: мідь, цинк, свинець, кадмій, індій, талій, германій, вісмут, миш'як, сурма;

д) показників рідкісноземельної мінералізації: ітрій, рідкісноземельні елементи, цирконій, гафній, торій, уран;

е) показників епімагматичного рудоутворення: нікель, кобальт, хром, платиноїди.

Кarti можливо будувати як для окремих груп елементів, так і зведені – для ряду груп. В першому випадку кожному елементу надається певний колір різної інтенсивності – в залежності від їх концентрації. В другому – той чи інший колір надається для певної парагенетичної групи елементів, а в ній певні (аномальні) елементи позначаються хімічними знаками.

На карту геохімічних аномалій слід виносити відомості про форму знаходження елементів в аномальних точках, дані про рудну мінералізацію, характерні вторинні зміни порід. Крім того, вони, як правило, будуються на розвантаженої геологічній основі, де крім контурів геологічних утворень,

вносяться відомості про диз'юнктивні порушення, розломи, а також геофізичні аномалії.

На основі цих даних вирішують різноманітні задачі як пошукового, так і геологічного характеру. Серед них виділяють:

а) характер і масштаби приконтатних метаморфічних і гідротермальних процесів;

б) наявність геохімічних аномалій різних генетичних типів;

в) металоносність і рудоутворюючі прояви;

г) оцінка глибини ерозійного зрізу геологічних утворень і ін.

Вибір перспективних ділянок здійснюється шляхом комплексного аналізу всієї інформації, яка відноситься до їх оцінки: геохімічних, геофізичних, мінералого-петрографічних, структурно-геологічних. Суміщення в просторі аномальних проявів цієї інформації і проявлення їх в сприятливих для формування і розміщення рудопоявів істотно підвищує імовірність вибору перспективних ділянок.

Детальні літоgeoхімічні дослідження на цих ділянках проводять в масштабі 1:10 000 і більш детальних і мають на меті оконтурення і оцінку геохімічних аномалій як на поверхні, так і, по можливості, на глибину.

Опробування порід проводять по інструментально розбитій мережі профілів і точок. Профілі розміщують вхрест рудоконтролюючих структур і рудних зон. Відстань між профілями, як правило, визначається масштабом робіт, типом зруденіння, особливістю розподілення рудоутворюючих елементів в первинному ореолі, з таким розрахунком, щоб дана перспективна зона була пересічена не менше як 2÷3 профілями.

Відстань між точками відбору проб змінюється від 20 м до відбору проб методом пунктирної борозни, коли інтервали опробування притикаються один до одного. Ці інтервали повинні відноситися до певних типів порід або їх фаціальним різновидам. В їх межах відбирається від 3 до 5, чи до 10 часткових проб вагою 30÷40 г, які потім об'єднуються в збірну пробу. В процесі опробування, якщо це необхідно, відбирають штучні проби для вивчення фізичних властивостей і мінералогічних досліджень. Часто детальне літоgeoхімічне опробування супроводжується геофізичними дослідженнями, а також геохімічною зйомкою того ж масштабу.

При детальних роботах, на відміну від досліджень масштаби 1:25 000, аналізується обмежене число елементів і перш за все елементи – індикатори рудного процесу і елементи які утворюють зональність первинного ореолу. До останніх відносять ртуть, миш'як, сурма, талій, фтор, свинець, цинк, молібден і ін. За отриманими даним будуються поелементні карти ізоконцентрації на геологічній основі, профілі змін концентрацій елементів у різних перетинах. Більш повна кількісна характеристика ореолів може бути одержана шляхом оцінки сумарного вмісту металу в перетині ореола, продуктивності ореола, середнього градієнта, зональності, коефіцієнта міграційної здатності, оцінки коефіцієнтів кореляції [4]. Їх оцінка, при залученні геолого-геофізичних даних, дозволяє провести необхідний аналіз перспективності і намітити місця для гірських робіт і буріння з метою пошуків рудних тіл.

Досить близько до детальних літоgeoхімічних пошуків відноситься розвідувально-експлуатаційні дослідження, які виконуються на родовищах з метою збільшення їх запасів за рахунок флангів і більш глибоких горизонтів.

Опробуванню, у цьому випадку, підлягають гірські виробки і свердловини переважно методом пунктирної борозни шляхом точкового відбору 5÷10 сколів вагою 50-100 г приблизно через однакові інтервали (0,5÷2 м). Ці сколи об'єднуються поінтервально у збірні проби, які характеризують певні різноманітності ореолів. Масштаб опробування визначається щільністю гірських виробіток і свердловин і звичайно не більше 1:10 000. Аналіз зібраного матеріалу виконується по обмеженій кількості компонентів, які характеризують рудний процес – рудоутворюючим елементом і їх супутникам. За цими даними будують поелементні або мультиплікативні карти, перетини, розраховують кількісні оцінки первинних ореолів.

9.1.5 Пошуки вторинних ореолів і потоків розсіювання

Літогеохімічні методи пошуків корисних копалин по вторинним ореолам і потокам розсіювання хімічних елементів ґрунтуються на вивченні їх розподілу в ґрунтах, корі звітрювання, континентальних алювіально-делювіальних відкладах. Всі ці утворення відносяться до зони гіпергенезу, відрізняються значною різноманітністю умов формування, типів, складу, шляхів і засобів міграції хімічних елементів і тому потребують спеціального вивчення, врахування специфіки їх ландшафтно-географічної належності. Вивчення закономірностей міграції, взаємозв'язку хімічних елементів і їх сполук в різних компонентах ландшафтів при пошуках вторинних ореолів і потоків розсіювання є не тільки бажаним, але і обов'язковим етапом досліджень.

9.1.5.1 Ландшафтно-геохімічні дослідження

Ландшафтно-геохімічні дослідження повинні упереджувати проведення пошукових геохімічних робіт і виконуватися на етапі геолого-зйомних робіт (найбільш доцільно у процесі геоморфологічних досліджень). Їх мета:

- 1) вивчення геохімічних особливостей, умов і характеру міграції хімічних елементів в різних ландшафтах;
- 2) ландшафтно-геохімічне районування;
- 3) вибір представницьких горизонтів і середовищ геохімічного опробування;
- 4) розробка рекомендацій з раціональних методів і засобах пошукових геохімічних робіт, з врахуванням ландшафтних особливостей районів дослідження.

Згідно Б.Б.Полинову, геохімічний ландшафт - це тісно пов'язані і взаємообумовлені частини території, де його елементи – елементарні ландшафти пов'язані між собою міграцією елементів, і де клімат, геологічна будова, рельєф, басейни, рослинність, ґрунти, тварини і населення зберігають певну сталість і взаємозв'язок.

Ландшафтна оболонка простягається від тропопаузи (верхня частина тропосфери) до нижньої частини осадової оболонки (в середньому 4÷5 км), що відповідає границям біосфери і зони гіпергенезу. Загальна потужність ландшафтної оболонки 30÷35 км. В її межах між геосферами існує тісний взаємозв'язок і взаємодія. Тут мають місце різні ендегенні і екзогенні фактори, процеси, які визначають характер і тип ландшафту.

За умовами міграції хімічних елементів в ландшафті виділяють ряд елементарних ландшафтів: елювіальний (автономний), супераквальний

(надводний) і субаквальний (підводний) з додатковими фаціями: транселювіальний, трансаккумулятивний, аккумулятивний (рис. 9.2).

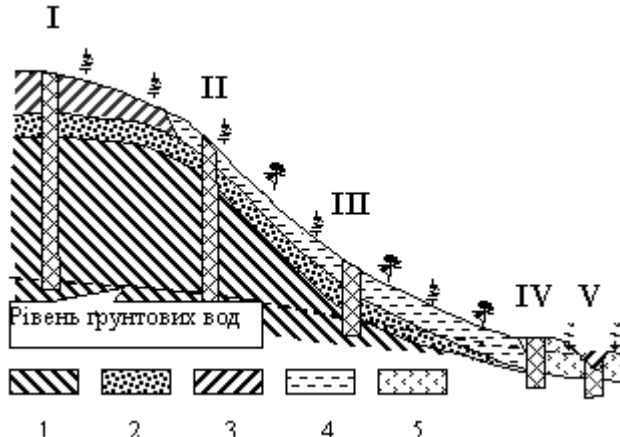


Рисунок 9. 2 – Схема розміщення елементарних ландшафтів і їх розрізів (за М.А.Глазовською)

I – елювіальний; II – транселювіальний; III – транселювіальний-аккумулятивний; IV – супераквальний; V - аквальний; 1 – корінні породи; 2 – уламкова кора вивітрювання; 3 - глиниста кора вивітрювання; 4 – делювій; 5 - алювій.

Елювіальний ландшафт відноситься до вододілів при глибокому заляганні ґрунтових вод. До нього примикає транселювіальний елементарний ландшафт, який займає випуклі частини схилів. В нижчих частинах схилів розміщується трансаккумулятивний елементарний ландшафт, де відбувається не тільки перенос по схилу речовини з перших двох елементарних ландшафтів, а і їх накопичення. В нижній частині перетину ландшафту розміщується субаквальний, елементарний ландшафт, куди зноситься речовина з рідким і твердим боковим стоком. Всі ці елементарні ландшафти створюють профіль ландшафтів. В його межах утворюються ряд ярусів і елементарних ландшафтів: ярус живих рослин, ґрунтовий ярус, ярус кори звітрювання, ярус ґрунтових вод. Останні відносяться до зони аерації – вільного проникнення кисню атмосфери (як правило, до першого водоносного горизонту).

Сукупність елементарних ландшафтів, які змінюють один одного від місцевого водорозділу до місцевої депресії і зв'язані міграцією речовини в твердому чи рідкому стані утворюють *ландшафтно-геохімічний ланцюг*. Якщо на певній території спостерігається повторення однотипних ландшафтних ланцюгів, то вони утворюють місцевий ландшафт або місцевість. Вони можуть бути простими чи складними в залежності від того, створені вони одним типом ланцюга чи декількома. В геохімічній взаємодії елементарних ландшафтів виділяють *досконалу* чи *недосконалу взаємодію*. Перша характеризує тісну залежність супераквальних і субаквальних ландшафтів від автономних, друга - коли такої взаємодії немає. Сукупність елементарних ландшафтів, які

відносяться до одного рівня денудації утворює *ландшафтну ступінь*. Так, якщо долина річки має декілька терас, то водорозділ, корінний схил і верхи верхньої тераси складають одну ступінь, а середня частина верхньої тераси, її схил і підшва нижньої тераси, які незалежні від водорозділу, належать вже другій ступені. В багатоступеневому ландшафті елювіальні фації кожного ступеня автономні і геохімічно незалежні від вищерозташованих. Але супераквальні фації геохімічно підпорядковані не тільки вищерозташованим ландшафтам цього ланцюга, але і тим, які знаходяться вище цього ланцюга.

Методика ландшафтно-геохімічних досліджень.

Ландшафтно-геохімічні дослідження складаються з наступних трьох послідовних етапів:

- 1) виділення основних елементарних ландшафтів на території, яка вивчається;
- 2) вивчення геохімічних особливостей, в різних складових частинах ландшафтів, розподілу хімічних елементів (вмісту, форм знаходження, характеру міграції), встановлення на цій основі регіональних і місцевих кларків, їх співставлення з кларками для літосфери;
- 3) ландшафтно-геохімічне районування території, створення ландшафтно-геохімічних карт, розрізів, схем і встановлення на цій основі фонових і аномальних значень для різних типів ландшафтів;
- 4) розробка рекомендацій по вибору раціонального комплексу геохімічних досліджень.

Ці роботи здійснюються в декілька періодів: підготовчому, польовому, аналітичному і в період камеральної обробки даних.

В підготовчому періоді вивчають географічні (геоморфологічні, ґрунтові, геоботанічні карти, дані аерофотозйомок і ін.), геологічні (металогенічні, структурні, геофізичні, гідрогеологічні і ін.) матеріали. Це дає можливість з'ясувати важливі питання ландшафтно-геохімічних досліджень:

- 1) зв'язок і взаємовідношення типів ґрунтів, рослинності з основними типами ландшафтів і їх компонентами – водорозділом, схилом, долиною, місцевою депресією і ін.;
- 2) зв'язок між геологічною будовою, рельєфом і ландшафтними особливостями території, її водоносністю;
- 3) ступінь відслоненості корінних порід, контури техногенного ландшафту, заболочених площ, ділянки засолення. На цих підставах територія розбивається на великі ландшафтно-геохімічні області, які в свою чергу розділяються на ряд районів з застосуванням більш детальної характеристики.

Ці відомості кладуться в основу польових ландшафтно-геохімічних досліджень. Їх метою є:

- 1) встановити границі елементарних ландшафтів, ландшафтних ланцюгів, місцевих ландшафтів;
- 2) детально вивчити типові ділянки відповідних профілів і маршрутів;
- 3) вивчити геохімічні взаємовідносини місцевих ландшафтів.

На першому етапі польових робіт проводять маршрутні дослідження. Їх задача – загальне ознайомлення з територією, вибір пунктів прокладки детальних ландшафтно-геохімічних профілів. Основними об'єктами вивчення є компоненти ландшафту: рельєф, рослинність, відслонення порід, ґрунтів, водопункти, гідромережа, ознаки переміщення матеріалу на схилах. У ряді

місць прокладають рекогносційні профілі, які повинні охопити характерні елементарні ландшафти, або ландшафтні ланцюги від водорозділів до місцевих депресій. В процесі маршрутних робіт відбирають проби для з'ясування характеру міграції хімічних елементів. Опробуванню підлягають корінні породи, породи кори звітрювання, ґрунти, поверхневі водотоки і джерела, різні фації донних відкладів. Вага проб і наносів повинна бути не менша 300 г, води – не менше 2 л. На основі маршрутних робіт вибирають місце прокладки ключових ландшафтно-геохімічних профілів. Їх задача – отримати основний фактичний геохімічний матеріал і вирішити питання, які стосуються будови ландшафтів, характеру їх сполучення, кореляції розрізів. Цей профіль повинен перетинати основні елементи рельєфу, головні типи рослин від місцевого водорозділу до місцевого водоймища в межах геологічно одноманітних порід. Якщо ділянка геологічно неоднорідна, прокладати серію коротких профілів, кожний з яких проходить по одноманітному типу порід. Контактні зони, ділянки геохімічних аномалій перетинаються спеціальними профілями.

Детальні дослідження в межах профілю виконуються в основних і додаткових точках. Основні точки спостережень повинні розташовуватися в характерних пунктах ландшафтних ланцюгів: в межах автономного, транслювіального, трансаккумулятивного, супераквального і аквального ландшафтів. В кожній основній точці проходять шурф на всю потужність зони аерації і до рівня ґрунтових вод. При необхідності проходку цієї зони здійснюють свердловинами. Цей розріз документують. Додаткові точки закладають для з'ясування співвідношення у системі порода-ґрунти-рослинність. Розміщують ці додаткові точки в межах майданчиків з сторонами 100х100 м навколо основних точок. Майданчик розбивають на квадрати з стороною 20 м. В їх центрі задають додаткову точку. Таким чином, навколо основної точки закладуть 24 додаткові точки. На кожній додатковій точці проходять невеликий шурф або свердловину ручного буріння глибиною 0,5÷1 м, який перетинає основні горизонти ґрунтового профілю до гірської породи. При цьому документується мікрорельєф, рослинність, ґрунтові горизонти, характер материнської гірської породи.

Відібрані проби обробляють (сортують, сушать, подрібнюють тощо) і аналізують. Сорткування і систематизація передбачає їх розділення по належності до типу порід, ярусу, горизонту, розрізу, ландшафту і так далі. На цій основі виконується наступна обробка даних. Будуються діаграми і графіки розподілу характеристик проб. Співставлення геохімічних особливостей автономного і підпорядкованих ландшафтів дозволяє з'ясувати характер геохімічної підпорядкованості елементарних ландшафтів і ландшафтних ланцюгів, з'ясувати ступінь геохімічної контрастності ландшафту, горизонти максимального накопичення хімічних елементів, вибрати представницький горизонт для опробування при геохімічних пошуках, в кінцевому рахунку обґрунтовано рекомендувати ті чи інші методи для проведення геохімічних пошуків.

9.1.5.2 Пошуки вторинних ореолів розсіювання

Виведені на денну поверхню первинні родовища корисних копалин і вміщуючі їх корінні породи знаходяться під дією агентів вивітрювання і

денудації, змінюються, розсіюються, утворюючи поле розсіювання хімічних елементів, мінералів, мінеральних асоціацій. Процеси, які протікають в полі розсіювання можуть утворювати місцеві вторинні концентрації хімічних елементів і мінералів. Важливе значення при цьому відіграють так звані геохімічні бар'єри – ділянки чи зони різкої зміни концентрації чи міграції хімічних елементів. Вони можуть бути механічними чи фізико-хімічними. До останніх в зоні гіпергенезу відносяться:

- 1) кисневий бар'єр, який приводить до акумуляції *Fe, Mn, Co*;
- 2) відновний сірководневий, який обумовлює акумуляцію *V, Fe, Co, N, Cu, Zn, U* і ін;
- 3) лужний – *Sr, Cr, Mn, Fe, Co, N, Cu, Zn*;
- 4) випаровувальний – *Li, F, S, V, Zn, Sr, Mo* і ін;
- 5) адсорбційний - *H, S, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, As, Mo, Pb, Ra, U* і ін.

Розподіл хімічних елементів і мінералів в полі розсіювання досить складний, залежить від багатьох факторів і є своєрідною функцією просторових координат і часу. Коли процеси звітрявання приводять до формування автохтонних утворень осадової оболонки (кори вивітрявання, елювіально-делювіальні утворення) і зачіпають родовища корисних копалин, то утворюються сингенетичні (залишкові) вторинні ореоли розсіювання. В той же час, в алохтонних утвореннях (озерних, річкових, морських, еолових, льодовикових) внаслідок перерозподілу хімічних елементів можуть утворюватися епігенетичні (накладені) ореоли. Локальна зона аномального змісту хімічних елементів, яка утворюється під дією процесів гіпергенезу в осадових породах, називається *вторинним ореолом розсіювання*. На шляхах поверхневого або підземного твердого, водного чи газоподібного стоку речовини родовищ або їх ореолів розсіювання утворюється область підвищених концентрацій хімічних елементів в алохтонних утвореннях, яка називається *потокм розсіювання*. Він безпосередньо прилягає до ореолу розсіювання і характеризується послідовним зменшенням концентрації хімічних елементів.

Ореоли і потоки розсіювання розділяються по наступним ознакам:

- 1) за фазою, в якій мігрують хімічні елементи;
- 2) за взаємовідношенням з середовищем;
- 3) за ступенем доступності для знаходження.

За фазою ореоли і потоки розділяються на механічні і сольові. Механічні ореоли і потоки утворюються при розсіюванні речовини родовища в твердій фазі, а сольові – в рідкій фазі, у водному середовищі. Крім того, якщо в складі родовища присутні газоподібні компоненти, то можуть утворюватися газові ореоли (гелійові, радонові, вуглеводні, ртутні і ін.). Важливою генетичною ознакою ореола є його взаємовідношення з середовищем. Ореол, формування якого відбувається одночасно з формуванням вміщуючих його порід (кора звітрявання, елювіально-делювіальні породи) називається сингенетичним. Якщо ж він утворюється після формування вміщуючих порід – епігенетичним. До сингенетичних відносяться всі механічні ореоли, до епігенетичних – всі газові і значна частина сольових. З генезисом ореола тісно пов'язана його доступність до знаходження. Якщо ореол безпосередньо виходить на денну поверхню, то він називається відкритим, а якщо він знаходиться на деякій глибині – то похованим або закритим.

Найбільший інтерес при пошукових роботах мають механічні і сольові ореоли розсіювання. Формування механічного ореола відбувається за рахунок дезінтеграції корінних порід і руд, переміщенню утворених при цьому часток і хімічних елементів від місць концентрації в вмішуюче середовище. Сольові ореоли утворюються водно-розчинними компонентами родовищ в умовах водонасичених гірських порід, в зв'язку з чим утворюються сольові розчини. Виникають вони або внаслідок прямого розчинення руд, або шляхом зміни (окислення чи ін.) первинних мінералів з переходом у розчин. Основним процесом формування сольових ореолів є процеси дифузії і капілярного підйому розчинів.

Літогеохімічні пошуки вторинних ореолів виконуються на різних стадіях геологічних досліджень і розділяються на три основних етапи: рекогносційні, пошукові і детальні. Їх виконання потребує наявності геологічних і топографічних карт масштабу не менше ніж масштаб робіт, які виконуються.

Рекогносційні роботи проводять в масштабі 1:200 000÷1:100 000. Їх задача – вивчення загальних геохімічних особливостей району, який вивчається, його металогенії, а також попутне знаходження ореолів і потоків розсіювання. Відбір проб виконується без спеціальної розбивки профілів, шляхом вибору маршрутів на карті. Їх напрямком вибирається вхрест пануючого простягання порід і рудоконтролюючих структур. Необхідно, щоб кожний досить великий елемент геологічної структури був пересічений 2÷3 маршрутами.

Слід відмітити, що рекогносційні пошуки ореолів проводять тільки тоді, коли рекогносційні пошуки потоків розсіювання в даному районі неефективні (слабо розчленований рельєф, безстічні місцевості і ін.).

Пошукові літогеохімічні дослідження проводять в масштабі 1:50 000÷1:25 000 в районах з виявленою попередніми роботами перспективністю. Їх задачею є знаходження геохімічних аномалій і ореолів розсіювання. Під геохімічною аномалією розуміють ділянку або зону, в межах якої вміст хімічних елементів перевищує нижче аномальне значення. Якщо вони приурочені до сприятливої геологічної позиції для локалізації зруденіння їх слід вважати перспективними, які належать до деталізації. Якщо аномалія простежена по ряду точок, то вона може вважатися ореолом розсіювання. Пошуки проводяться по сітці прямолінійних профілів з кроком відбору проб 50 м.

Детальні літогеохімічні пошуки проводять в межах геохімічних аномалій, ділянок з рудною мінералізацією, на флангах родовищ і рудопроявленнь. Метою їх є простеження ореолів розсіювання і аномальних ділянок, оцінка їх перспективності.

В зв'язку з тим, що детальні роботи вирішують не тільки пошукові, але і розвідувальні задачі, відстань між профілями значно менша розміру рудних тіл L , а крок по профілям скорочується до $0,2÷0,3 l$ і менше, де l - потужність рудного тіла. Це дозволяє уточнити положення C_{max} ореолу і забезпечити його кількісну оцінку.

Найбільш придатним засобом відбору проб вважається точкове опробування, так як, воно забезпечує найбільш повне виявлення неоднорідностей розподілу хімічних елементів. У випадку відкритих ореолів проба відбирається з мінімальної глибини (15÷20 см) під рослинним шаром. Це забезпечує максимальну розрядку сітки відбору проб (рис. 9.3). В пробу

береться найбільш дрібна піщано-глиниста фракція елювіально-делювіальних відкладів, як найбільш представницька "середня проба". Відбір проб із глибини 15÷20 см виконується за допомогою лопати або легкого двохстороннього кайла саперного типу. При глибині 0,5÷1 м використовують ручні бури, або спеціальні пробовідбирники, від 2 до 8÷10 м – легкі технічні засоби, наприклад гідрозадавлювачі. При потужності рихлих відкладів 20÷50 м використовують агрегати типа СУГП, або шнекове буріння, від 50 до 100÷150 м - установки колонкового буріння. Вага проби складає біля 50 г. Якщо відбирається більш груба фракція (більше 0,5 мм) вага проби збільшується до 200÷300 г і більше, а при відборі дрібнодисперсного матеріалу вага проби може знижуватись до 15÷20 г. Згущення сітки точок відбору проб по профілю і вибір додаткових проб вбік від профілю виконується при знаходженні рудних і кварцових порід, у зонах гідротермальних змін, озалізнєння, на відвалах старих виробіток тощо. При наявності перешкод дозволяється зміщення точки на відстань 1/10 кроку і 1/10 вбік від профілю з відміткою цього в польовому журналі. Відбір проб контролюється повторним опробуванням обсягом не менше 3 % від загальної кількості проб. Крім того, контрольний відбір здійснюється з аномальних точок, а також по окремим точкам або частинам профілей де порушується закономірна картина розподілу хімічних елементів. За результатами не менш як 100 контрольних вимірів визначається середня відносна помилка зйомки. Вона повинна бути не більше $\pm 50\%$.

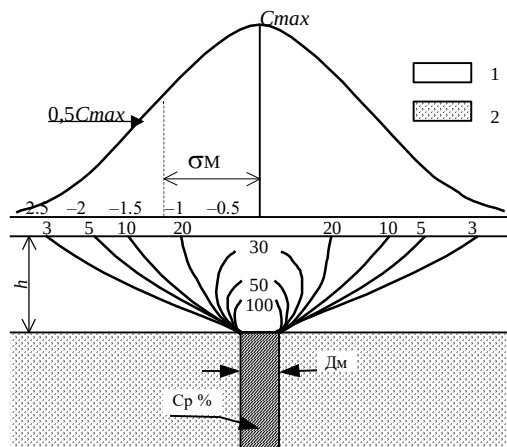


Рисунок 9.3 - Схема вертикального розрізу і графіка розподілу концентрації рудоутворюючого елементу механічного ореолу розсіяння (1 – осадові породи; 2 – корінні породи)

У випадку закритих територій методика досліджень істотно відрізняється. Це стосується, перш за все, підготовчого і польового етапів. У підготовчому етапі виконується районування пошукових територій для виділення ділянок проведення глибинних геохімічних пошуків. До них, перш за все, відносяться закриті райони, в яких до накопичення молодих відкладів породи фундаменту пройшли тривалий континентальний розвиток, внаслідок якого сформувалася

давня кора вивітрювання. Для таких територій обґрунтовується сітка відбору проб, у залежності від їх перспективності, віддаленості від відомих промислових родовищ.

Важливе значення при плануванні польових робіт має вибір представницького горизонту опробування – як горизонту найбільшого поширення і максимальної диференціації розподілу хімічних елементів (особливо рудоутворюючих і їх супутників). При наявності кори вивітрювання, найбільш поширена методика опробування глинистого шару кори, а при її відсутності, рекомендується опробувати корінні породи, тобто проводити пошуки первинних ореолів. Якщо при подібній ситуації в низах рихлих порід спостерігається водоносний горизонт, опробують його, тому що при контакті підземних вод з корінними породами можуть утворюватися водні ореоли розсіювання рудопроявлень, які знаходяться в цих породах.

Кількісна оцінка результатів площинних літогеохімічних досліджень включає:

- 1) на етапі пошукових середньомасштабних робіт:
 - а) оцінку фонових і аномальних концентрацій хімічних елементів;
 - б) визначення кореляційних і регресивних зв'язків між ознаками, які вивчалися (перш за все аномальних і аномалеутворюючих);
 - в) побудову карт геохімічних аномалій і трендів площинного розподілу хімічних елементів, їх сполучень;
- 2) на етапі детальних робіт:
 - а) розрахунок параметрів вторинних ореолів;
 - б) визначення величини зміщення ореолів.

Кarti геохімічних аномалій будуються на розвантаженій геологічній основі (де зберігаються контури геологічних утворень, тектонічні ознаки, відомі рудопроявлення, ділянки гідротермально чи метасоматично змінених порід). Таку карту тиражують по кількості елементів, які аналізуються, або по їх адитивним чи мультиплікативним групам. Дані про вміст елементів розбивають на 4÷5 інтервалів. Перший інтервал відповідає фоновим значенням і своїм верхнім інтервалом відповідає нижньоаномальному значенню, а наступні – три- або десятикратному збільшенню концентрацій. Градації концентрацій підкреслюються певним тоном (відповідного для елементів) кольору:

менше 3 геофонів – не зафарбовуються;

від 3 до 10 фарбують дуже слабо;

від 10 до 30 – слабо;

від 30 до 100 середньо;

від 100 і більше – густо.

Пропонується наступна стандартна шкала кольорів:

червоний для *Pb, Bi, La, Rb, Hg*;

коричневий – *Mn, Sb, Zr, Be, Y*;

жовтий – *Mo, Au, B, V*;

зелений – *Cu, As, F, Cr, Ta*;

блакитний – *Zn, Nb, Sn, Co*;

фіолетовий – *Ni, Ag, W, U, Li*.

Оконтурені і вивчені різними методами ореоли розсіювання підлягають розвідці і опробуванню рудного тіла.

Оцінка даних пошукових робіт включає декілька етапів:

- 1) геологічний огляд місцевості ореола;
- 2) деталізаційні роботи;
- 3) кількісна оцінка ореола;
- 4) розкриття рудного тіла.

Розкриття рудного тіла виконується в межах інтервалу який дорівнює $0,5C_{\max}$, де $C_{\max}$ максимальна концентрація хімічного елемента (рис. 9.3). При потужності пухких порід менше 3 м розкриття виконується канавою вхрест простягання рудного тіла, причому центр канави повинен знаходитись в точці $C_{\max}$.

9.1.5.3 Пошуки потоків розсіювання

Потоками розсіювання називають ділянки з підвищеним вмістом рудних елементів, які утворюються на шляхах зносу рудної речовини родовища і його ореола розсіювання в відкладах гідромережі (постійних чи тимчасових водотоків).

Утворення потоків розсіювання в гідромережі залежить головним чином від:

- 1) кількості рудної речовини, яка поступає в гідромережу, що в свою чергу визначається від розмірів родовища і інтенсивності його вивітрювання і денудації;
- 2) стійкістю (розчинністю) рудного матеріалу;
- 3) інтенсивністю розубоженості рудного матеріалу продуктами денудації і водами;
- 4) інтенсивністю зносу продуктів звітрювання в гідромережу.

Потоки утворюються як у твердій, так і рідкій фазі. Потоки які утворюються в рідкій фазі називаються водними потоками розсіювання, у твердій – механічними.

Важливе значення у співвідношенні між водними і механічними потоками розсіювання має характер і швидкість звітрювання і денудації. На рівнинних ділянках провідна роль в звітрюванні порід належить хімічним і біологічним процесам, тому тут потоки розсіювання утворюються по сольовому типу при виносі речовини у розчинному стані. В зв'язку з цим проведення пошукових робіт в цих умовах повинно комплексуватись з гідрогеохімічними дослідженнями.

Важливий вплив на ефективність пошукових робіт має потужність алохтонних утворень і глибина урізу долин. Якщо потужність пухких утворень більше глибини урізу долини гідромережі, то потік розсіювання природно не утворюється і ефективність пошукових робіт низька. Тому на рівнинних територіях пошуки проводять тільки на тих ділянках, де долини прорізають алохтонний покрив на всю його потужність.

Основні форми знаходження елементів в потоках:

- 1) механічна, коли елементи знаходяться в складі уламків окислених мінералів;
- 2) розчини;
- 3) сорбційна, коли елементи знаходились в розчинному вигляді, а потім були сорбовані твердою фазою, або створили мінеральні новоутворення.

Для гірських районів характерна механічна форма, для рівнинних – розчинна, сольова або сорбційна. Переважну форму знаходження елементів у

потоці необхідно враховувати при виборі методики опробування і аналізу проб, а також аналізу даних.

У залежності від детальності досліджень, вирізняють рекогносційні і пошукові роботи. Задачею рекогносційних робіт (масштаб 1:100 000÷1:200 000) є загальна оцінка металоносності певних територій і виділення серед них перспективних ділянок, а пошукових (1:50 000) – виявлення потоків розсіювання і їх загальна оцінка. При добре розвинутій гідромережі, на перспективних ділянках, пошукові роботи проводять в масштабі 1:25 000. Звичайно проводяться дослідження невеликих річок довжиною 20÷25 км, так як в цьому випадку є можливість виявити області зносу рудного матеріалу. Опробування алювіальних відкладів звичайно проводять по двом лініям з обох боків водотоку. Починають відбір з витоків річок більш високих порядків і доводять до верхів'я дрібних річок більш високих порядків. Відбір проб можливо проводити по різним фракціям алювію – від валунів і гальки до муловато-глинистої фракції. Якщо перші, головним чином, дозволяють отримувати інформацію про мінеральний чи породний характер зруденіння, то останні – про розподіл хімічних елементів.

Звичайно починати пошукові роботи слід з опробування тонкозернистих (геохімічних) фракцій, які утворюють більш протяжні потоки, а потім, орієнтуючись на отримані результати, переходити до опробування більш грубозернистих (шліхових) фракцій і валунів більш наближених до корінних рудних тіл.

Інколи опробування цих фракцій проводять одночасно – перших у русловій частині річки, других – в місцях накопичення дрібнозернистих фракцій (місця повільної течії, заводи тощо). При цьому звертають увагу і опробують природні сорбенти хімічних елементів і сполук (мул, детрит, органічні залишки, місця збагачені залізом, марганцем і ін.).

Зображення наслідків досліджень можливо здійснювати або у вигляді поелементних, або у вигляді поліелементних карт, як правило, на розвантаженій геологічній основі. В першому випадку для кожного елемента виносять значення кларків концентрацій або геофонів (*гф*) кратні трьом або десятикратним нарощуванням концентрацій. Як і при аналізі даних для ореолів, побудова подібних карт передбачає попереднє групування хімічних елементів за їх природними парагенетичними асоціаціями і особливостям міграції (накопичення, вилугування, мігруючі, немігруючі). У результаті будують зведену карту, на якій потоки розсіювання кожного елемента чи групи елементів зображують у вигляді паралельних ліній різного кольору, який відповідає певному елементу, чи групі елементів. Довжина ліній відповідає довжині потоків розсіювання. Якщо вміст елементів коливається, лінії зображують різної товщини: тонка лінія відповідає вмісту елемента від 3 до 20 *гф*, середня – від 10 до 100 *гф*, товста більше 100 *гф*.

Виділення перспективних ділянок проводять з врахуванням особливостей будови ділянки, умов формування потоків в даній ландшафтній обстановці, відомостей про металогенію, даних інших методів (геофізичних, гідрогеологічних і ін.), типа потоку розсіювання (механічний, сольовий).

Кінцевим результатом пошукових робіт по потокам розсіювання вважається знаходження ореолів які, їх створюють, і корінного рудопроявлення. Якщо по потокам розсіювання ореоли і корінні рудопрояви не знаходяться, потрібно

з'ясувати, чи не створені вони техногенною діяльністю людей, або привніс рудного матеріалу і створення потоку зобов'язано сліпим рудним тілам і виносом на поверхню відповідних розчинів. В останньому випадку, літоgeoхімічні дослідження доповнюються гідроgeoхімічними пошуками, геофізичними роботами.

Основні переваги літоgeoхімічного методу пошуків потоків розсіювання полягають в:

- 1) підвищеній глибинності;
- 2) значній об'єктивності і інформативності, в зв'язку з тим, що результати пошуків відображають наявність всіх рудопроявів в басейні водотоку;
- 3) простота, економічна ефективність порівняно з іншими методами.

Недоліком методу слід вважати:

- залежність ефективності методу від розвитку гідромережі;
- обмеженість застосування методу у районах, де сучасний твердий сток охоплює тільки значну частину території, яка досліджується і формування потоку відбувається за рахунок непродуктивних порід або у районах із неясним стоком.

9.2 Гідроgeoхімічний метод пошуків

Сутністю гідроgeoхімічного методу пошуків корисних копалин є вивчення розподілу хімічних елементів у підземних і поверхневих водах шляхом їх систематичного опробування і на цій основі встановлення водних ореолів і потоків розсіювання цих родовищ. Утворюються ці ореоли і потоки розсіювання внаслідок різних процесів, які залежать від зовнішніх і внутрішніх факторів міграції цих елементів. Основними джерелами хімічних елементів у водах є гірські породи, які при розчиненні, вилуговуванні, механічних зрушеннях мігрують у водах і можуть накопичуватися. Важливу роль у цьому відіграють киснево-лужні параметри середовища – концентрація водневих іонів (pH) і фактор Eh , який характеризує здатність з'єднань до окислення і відновлення. За величиною pH підземні води поділяються на сильнокислі у яких $pH < 3$; кислі з $pH - 3 - 5$, слабокислі – $5 - 6,5$; нейтральні – $6,5 - 7,5$; слаболужні – $7,5 - 9$; лужні > 9 . Цей параметр значною мірою визначає розчинність з'єднань. Більшість з них розчинні в кислих середовищах і менше – в нейтральних. Добре розчинні в слабокислих водах мідь, цинк, кадмій, нікель, кобальт, свинець. В той же час вольфрам, молібден, ванадій, миш'як, ніобій, хром - рухливі і накопичуються в лужних водах, а літій, рубідій, цезій, срібло, барій, стронцій, йод, бром – інтенсивно мігрують як в кислих, так і лужних водах. Провідним окислювачем є вільний кисень, до окислювачів також відносять і ніші елементи здатні приймати електрони – Fe^{3+} , Mn^{4+} , S^{6+} , Cr^{6+} , а до відновлювачів – елементи здатні віддавати електрони – Fe^{2+} , Mn^{2+} і ін.

Пошуки родовищ корисних копалин за допомогою гідроgeoхімічного методу заснований на виявленні аномалій у розподілі хімічних елементів в природних водах по відношенню до фону. За фон приймається середня концентрація елементів в природних водах даної структурно-металогенічної зони або провінції. Цей показник називається *регіональний кларк гідросфери (РКГ)*.

Серед фонових вод відрізняють:

- природні води, які отримали хімічні елементи за рахунок порід з кларковим вмістом цих елементів. Ці води називаються *водами регіонального геохімічного фону*;

- природні води, які отримали хімічні елементи за рахунок порід, в межах яких розміщуються первинні або вторинні ореоли розсіювання. Вони називаються *геохімічними аномаліями рудних родовищ*.

Певною мірою міграційна здатність елементів у водах може бути охарактеризована коефіцієнтом водної міграції

$$K_M = PK\Gamma \frac{n}{N} V\%,$$

де n - концентрація елементів в мінеральному залишку води, %;

N – середній вміст елементу у породі, %;

$V = \kappa J$ – швидкість фільтрації вод (κ – коефіцієнт фільтрації, J – нахил дзеркала підземних вод).

Виділяють групу прямих і групу побічних пошукових ознак рудних родовищ. До прямих відносять аномальні вмісти у водах рудоутворюючих елементів, до побічних – елементи сольового складу вод і вміщуючих порід, вміст сульфат-іону, величину pH , мінералізація вод.

Перевагою гідрогеохімічного методу є його відносно велика глибинність. Особливо він ефективний у гірських районах при наявності глибоких врізів ущелин, де на денну поверхню виходять глибинні підземні води. Важливим є також велика протяжність водних ореолів і потоків розсіювання, яка може досягати декількох кілометрів. Це дозволяє знаходити водні ореоли відносно невеликою кількістю проб.

Пошукові гідрогеохімічні роботи у залежності від масштабу і цілей можуть бути рекогносційними, пошуковими і детальними.

Рекогносційні роботи проводять в районах, геологічна вивченість яких відповідає масштабу 1: 1000 000÷1: 200 000. Їх задача – загальна оцінка перспективності району і виявлення перспективних площ. Дослідження виконують шляхом вибіркового опробування існуючих водопровів, які характеризують найбільш важливі комплекси і структури регіону. Роботи проводять за профілями з напрямком, який перетинає ці структури. Точки відбору проб розміщують близько до гирла водотоків другого порядку, або джерел приблизно через 500 м. Крім того, опробують джерела і криниці по бортам водотоку першого порядку. Необхідно, щоб були охарактеризовані не менш ніж двома пунктами, всі основні відміни порід, які розташовані у напрямку стоку вод до долини основної річки даного басейну.

Пошукові роботи у масштабі 1: 50 000 проводять у межах рудних районів чи на площах, де була попередньо встановлена підвищена перспективність. Задачею цих робіт є встановлення ореолів чи потоків розсіювання рудопровів, локальних ділянок для постановки детальних робіт. Необхідна кількість пунктів опробування на 1 км² при простій геологічній будові – 0,7, при середній складності – 1,0, при складній – 1,5. У сітку опробування включають водопункти (криниці, джерела) приурочені до понижень рельєфу, які дренують досить значні площі з таким розрахунком, щоб всі підземні потоки живлення даної місцевості були опробовуванні в 2÷3 точках по простяганню водоносних

порід і в 3÷4 точках по напрямку стоку підземних вод до регіонального базису ерозії.

Детальні роботи проводять в масштабі 1:10 000 і більш крупному на ділянках, які мають рудопрояви. В задачу робіт входить оконтурення рудних полів окремих рудних тіл. Опробування виконується по всім водотокам, криницям, свердловинам розташованим більш-менш рівномірно по площі.

На всіх водопунктах проводять певний комплекс спостережень (геологічних, гідрогеологічних, геоморфологічних тощо). Крім проб води, відбирають проби донних відкладів. Відбір проб води здійснюється у склянну або пластикову тару об'ємом 0,5÷1 л. Для спектрального аналізу (1÷3,5 л) проби підкисляються 1:1 *HCl*.

Польова обробка даних включає аналіз гідрогеологічних, геоморфологічних, геохімічних та інших матеріалів. Заповнюються картки водопунктів. Будується карта фактичного матеріалу, на якій відмічається ступінь мінералізації вод, переважні аніони і катіони, величину *pH*, літологію водовміщуючих порід. Зліва і справа від знаку водопункту виносяться вміст (в мг/л) у воді і концентрацію (в %) в породах провідних гідрогеохімічних показників: для поліметалічної групи родовищ – сума вмістів хімічних елементів (мідь, свинець, цинк), а для рідкіснометалевих – молібдену, для мідних - міді і ін.

Задачею інтерпретації даних гідрогеохімічних досліджень є з'ясування загальних металогенічних особливостей району, оцінка його перспективності, виділення перспективних ділянок. Для цього складаються карти загального хімічного складу вод, а також гідрогеохімічну карту мікроелементного складу і виділяють гідрогеохімічні аномалії. На основі вивчення їх хімічного складу, умов живлення і циркуляції, а також розподілу елементів рудної мінералізації складають прогностичну гідрогеохімічну карту. В основу її створення покладений принцип співставлення вмісту хімічних елементів в природних водах з їх фоновим вмістом у водах і середнім вмістом в породах.

Для цього розраховують середню концентрацію кожного елементу в природних водах кожного геолого-структурного регіону або зони і регіональний середній вміст для певної мінералізації вод (РКГ).

Співставлення РКГ кожного елементу з кларком земної кори дозволяє виділити елементи надлишкові або недостатні у водах даного регіону. При цьому треба мати на увазі наступне:

- природні води, збагачені хімічними елементами за рахунок порід, які вміщують рудну мінералізацію виділяються як дійсні гідрогеохімічні аномалії рудних родовищ. Вміст елементів в таких водах вище місцевого фону при даному сольовому складу і *pH*, а концентрація завжди вище РКГ;
- якщо вміст елементів у водах вище місцевого фону (для даної мінералізації вод і нижче РКГ), то це несправжня гідрогеохімічна аномалія;
- у тому випадку, коли у водах мають місце побічні ознаки аномалії (*pH*, *SO₄* тощо), але вміст рудних елементів незначний - це пригнічена аномалія;
- якщо побічні ознаки аномалії відсутні, а вміст елементів рівний або нижче РКГ - то ми маємо справу із водами гідрогеохімічного фону.

Водні ореоли, які мають дуже витягнуту форму у напрямку стоку і протяжність, що у декілька разів перевищує ширину, утворюють потік розсіювання.

Гідрогеохімічні аномалії можуть бути простими, якщо рудні елементи розподілені рівномірно і складними, якщо ореоли і аномалії чергуються з фоновими значеннями.

Прогнозні карти будують на літофаціальній основі. На таку карту штрихом наносять дані про загальний хімічний склад вод різних водоносних горизонтів. Виділяють зону прісних вод з мінералізацією до 1 г/л, зону солоних вод з мінералізацією 35 г/л і зону розсолів із мінералізацією більше 35 г/л.

Крім того, відрізняють води за характером мінералізації: гідрокарбонатні, сульфатні, хлоридні, кальцієві, магнієві – якщо один із наведених аніонів або катіонів складає більше 50 % суми аніонів і катіонів.

На карті виділяються або вказуються області живлення підземних вод, площі розповсюдження фонових вод, водних ореолів і гідрогеохімічних аномалій. Стрілками вказують напрямки руху підземних і поверхневих вод. Якщо на певній площі за напрямком стоку відмічається послідовна зміна фонових вод, ореолу розсіювання рудного родовища, то слід очікувати наявність родовища вверх по схилу.

9.3 Біогеохімічні методи пошуків

Біогеохімічні методи пошуків корисних копалин засновані на вивченні розподілу хімічних елементів у рослинах, шляхом їх систематичного опробування і виявлення геохімічних аномалій.

У залежності від об'єктів опробування, біогеохімічні методи розділяються на власне біогеохімічні, які вивчають розподіл хімічних елементів у рослинах і біологічні, які вивчають біологічні зміни рослин під впливом хімічних елементів. Серед перших іноді виділяють *фітогеохімічні методи*, засновані на вивченні розподілу хімічних елементів у рослинах, *торфогоехімічні*, *грунтогеохімічні* а серед других – *геоботанічні* і *мікробіологічні методи*.

Ці методи слід вважати одними із найдавніших пошукових методів, особливо це стосується біологічних методів.

В основу біогеохімічного чи фітогеохімічного методу покладена встановлена ще А.Гумбольтом у 1793 р. відповідність хімічного складу організмів і середовища їх існування. В.І.Вернадський і О.Л.Виноградов сформулювали положення про біосферу як невід'ємну частину земної кори і розробили теоретичні засади нової області знання – *біогеохімії*, як науки про розподіл хімічних елементів в організмах у зв'язку з їх розподілом у природних середовищах - гірських породах, ґрунтах, водах.

Вміст хімічних елементів у рослинах залежить від багатьох факторів, зокрема від біологічної активності, видових особливостей, розподілу хімічних елементів по органам рослин, їх віку і вегетаційних змін, клімату, типу і хімічного складу ґрунтів і ґрунтоутворюючих порід. Найбільш високу біологічну активність мають сильні катіони – калій, натрій, барій, фосфор, літій, рубідій, цезій, кальцій, стронцій. Їх середні концентрації у попелі рослин перевищують кларки гірських порід. Дещо поступають їм слабкі катіони – олово, кобальт, нікель, залізо, селен, ртуть тощо. Підвищений вміст цих елементів залежить від тієї ролі, які вони відіграють в життєдіяльності рослин. Цілий ряд елементів мають підвищену токсичність (уран, хром, миш'як, сурма тощо) і тому у рослинах існують у кількостях менших кларку гірських порід. Елементи, які є

складовими рослин, утримуються в кількостях вищих кларкових – вуглець, калій, натрій, сірка, хлор тощо. У відповідності з розповсюдженістю хімічних елементів у золі рослин по відношенню до гірських порід розрізняють три групи елементів:

- надлишкові;
- нормально розповсюдженні;
- недостатні.

До надлишкових відносяться елементи, вміст яких у попелі вищий максимального кларку у породах: калій, натрій, свинець, золото, срібло, рубідій, літій, цинк, мідь, молібден, марганець, фосфор, сірка, бор, йод, хлор, бром.

Лантан, олово, берилій, хром, алюміній, селен, талій відносяться до нормально розподілених. Їх вміст у попелі перевищує мінімальний кларк порід, але менший максимального.

До недостатніх, вміст яких, як правило, менший кларкового відносяться нікель, ітрій, сурма, кобальт, кремній, залізо, ванадій, цирконій, миш'як, фтор, ртуть.

За особливостями накопичення хімічних елементів виділяються два види концентрації. Перший, коли всі рослини даної місцевості характеризуються підвищеним вмістом елементу, у зв'язку з підвищеним його вмістом у ґрунтах і породах. Це *груповий* вид концентрації. Другий, характерний лише для певного виду рослин у зв'язку з підвищенням його вмісту у ґрунтах. Це *видовий* чи *селективний* тип концентрації.

Рослини поглинають елементи вибірково, у залежності від їх біологічних особливостей, характеру кореневої системи, тощо. Існує різниця у розподілі хімічних елементів у різних частинах рослин – гілках, корі, листях, плодах, корінні. Ця різниця визначається їх фізіологічними функціями, процесами обміну. За роллю, які елементи відіграють у рослинах, відрізняють:

- елементи, які є "будівельними" для клітин – калій, натрій, літій, магній, фосфор, молібден, свинець, нікель;
- елементи – "стимулятори" різних реакцій – цезій, стронцій, бор, барій, радій, алюміній, цинк, залізо, титан, олово, уран тощо.

У великих дозах останні, як правило, небезпечні для рослин.

Найбільша кількість елементів зосереджена в надземних частинах рослин. Найбільша кількість попелу у листях, менша – у коренях, стеблах, найменша – у деревині і насінні. Численні елементи накопичуються у коріннях аж до насичення клітин. Тільки після цього відбувається передача елементів іншим частинам рослин.

Встановлена зміна хімічного складу рослин при їх розвитку. Основну роль при цьому відіграють вікові зміни рослин і властивості хімічних елементів. Найбільш енергійно поглинання елементів відбувається у молодих частинах рослин. У більш старих може відбуватися розпад білків і частина іонів може мігрувати у молоді частини рослин або навіть у ґрунт.

У рослинах з багаторічним циклом розвитку найбільша кількість хімічних елементів спостерігається восени при листопаді, для багаторічних трав – в період цвітіння і на початку плодоношення.

Важливу роль у накопиченні рослинами хімічних елементів відіграє клімат – кількість опадів, температура тощо. Так, в умовах сухого клімату водні розчини характеризуються лужним характером середовища, малою рухливістю заліза,

нікелю, кобальту, марганцю, цинку, міді - елементів, які накопичуються у ґрунті. В той же час в районах з вологим кліматом, коли ґрунтові розчини мають нейтральну або слабокислу реакцію, відбувається винос цілого ряду елементів – кальцію, міді, цинку, молібдену, урану, заліза, марганцю, кобальту, тощо.

Рослини відіграють активну роль в створенні придатного середовища для свого існування, виділяючи у ґрунт вуглекислоту, органічні кислоти, ферменти, вуглеводи і інші органічні сполуки, які здатні переводити у розчин багато хімічних елементів з мінералів гірських порід і ґрунтів. Між складом ґрунту, ґрунтоутворюючими породами існує певний зв'язок, що фіксується рослинами.

Ця відповідність концентрації хімічних елементів в системі порода - наземна рослина є передумовою використання даних по елементному складу рослин для вивчення геохімічних особливостей порід на яких вони існують. З цією метою співставляють середній хімічний склад золи рослин даного виду з їх регіональним кларком. Під *регіональним кларком рослин* (РКР) розуміється середній вміст елементу у мінеральному залишку (попелі) рослин, які ростуть у даному регіоні. Він розраховується шляхом об'єднання середніх значень із вибірок різних видів, пропорційно їх розповсюдженості у регіоні.

При біогеохімічних дослідженнях відрізняють фонові, позитивні і від'ємні концентрації хімічних елементів у рослинах.

За *фонові концентрації* (місцевий біогеохімічний фон) приймають середній вміст хімічних елементів у конкретному виді рослин, опробованих на ділянках з фоновим вмістом цих елементів у гірських породах. При перевищенні фонових значень отримаємо позитивну аномалію, меншу фону – від'ємну. Відповідність складу елементів у рослинах і гірських породах дозволяє проводити оцінку ступеню їх концентрації чи розсіювання у породах. Критеріями такої оцінки є статистичні дані вмісту хімічних елементів у рослинах по відношенню до фону (РКР) і місцеві (локальні) фонові значення їх у породах.

При низькому вмісті хімічних елементів спостерігається пряма пропорційність між їх концентрацією у гірській породі і рослинах. Далі, починаючи з певної концентрації (відмінною для різних елементів і видів рослин) збільшення концентрації елементів в породі не супроводжується збільшенням їх кількості у рослині. При подальшому збільшенні вмісту елементів у породі може бути досягнутий певний рівень, при якому знову спостерігається залежність вмісту елементів в системі порода – рослина. При таких концентраціях рослина, як правило, гине чи спотворюється.

Вміст елементів у рослинах, які ростуть на родовищах, може перевищувати фонові значення у сотні і тисячі разів. При цьому утворюються аномалії і ореоли розсіювання в рослинах. Форма і розміри таких ореолів часто співпадають з літогеохімічними ореолами. Але можуть бути іншими, особливо у випадках коли компоненти родовища утворюють водні ореоли розсіювання.

Відповідно пошукової ефективності, елементи-індикатори біогеохімічних ореолів поділяються на 4 групи:

Широко розповсюджені елементи з високим вмістом у земній корі – кремній, алюміній, натрій, залізо тощо. Пошукова вартість їх не велика.

Життєво важливі для рослин мікроелементи, які накопичуються в рослинах – калій, фосфор, кальцій, магній, азот. Їх пошукова вартість також не велика.

Мікроелементи з високою рухливістю, які можуть у невеликій кількості накопичуватися у рослинах – цинк, мідь, срібло, марганець, кадмій, йод, бор,

бром тощо. Вони можуть створювати високий фон і уявні аномалії, але при високих концентраціях можуть використовуватися як індикатори певних родовищ, перш – за все як їх індикатори-супутники.

Елементи, які накопичуються в рослинах у незначній кількості і характеризуються малою рухливістю – свинець, вольфрам, золото, тантал, ніобій тощо. Вони є найкращими індикаторами.

Біогеохімічні пошуки виконуються шляхом масового відбору проб по певній сітці. Основним принципом її організації є прямолінійні маршрути вхрест простягання порід і рудоконтролюючих структур.

Перед проведенням пошукових робіт виконуються певний обсяг підготовчих робіт, які мають за мету:

- вибір об'єкта опробування (рослинності, опаду, торфу тощо);
- вибір найбільш розповсюджених рослин;
- визначення оптимальної сітки опробування;
- вибір найкращих умов відбору проб, їх обробка і аналіз.

Сітка відбору проб розбивається таким чином, щоб кожна відміна гірських порід була охарактеризована не менш як 30 пробами. Принципово опробування можливо проводити по будь-якій рослині. Але практично при виборі об'єктів опробування треба мати на увазі наступне:

- розповсюдженість рослин;
- вік рослин;
- характер розвитку її кореневої системи.

Важливе значення при опробуванні має одноманітність відбору проб – вибирається один чи декілька близьких видів рослин одного віку, опробується конкретний орган рослин.

Як правило, вибираються рослини з великою глибиною коренів і найбільшою розповсюдженістю. Якщо має місце зміна рослинних асоціацій (ліс, степ, оранка) опробування проводиться за декількома видами рослин. Найбільш доцільним органом опробування рослин є гілки дерев дво-трирічного віку, бажано з усіх боків. Опробування бажано проводити у стислі строки у період сталої сухої погоди. Контрольне опробування складає від 3 до 5 %.

За даними польових робіт складається карта фактичного матеріалу на топографічній основі у масштабі 1:50 000. На карту виносяться пункти опробування, його типи, види рослин, склад ґрунту, ознаки мінералізації. Зміни гірських порід.

Обробка проб включає:

- 1) очищення проби (механічна і промивкою);
- 2) сушка до повітряно-сухого стану;
- 3) подрібнення;
- 4) озолення (у польових умовах) і доозолення у муфельних печах (до отримання однорідної золи).

Проби аналізуються. За отриманими даними виконується обробка, що включає:

- 1) оцінку місцевого фону вмісту хімічних елементів;
- 2) оцінку мінімально-аномальних значень;
- 3) виявлення біогеохімічних асоціацій елементів;
- 4) побудова карт геохімічних аномалій і металогенічного прогнозування.

Фонові і аномальні значення треба будувати окремо для кожного виду рослин і для кожного елементарного ландшафту. Карти будують або для

кожного елементу або для групи елементів (адитивних чи мультиплікативних) на розвантаженій геологічній обстановці. Суміщення поелементних карт кларків концентрацій хімічних елементів дозволяє побудувати прогнозну біогеохімічну карту, яка у поєднанні з картами металогенічною і геолого-структурною дозволяє намітити перспективні ділянки для детальних робіт. Біогеохімічні аномалії можуть виділятися за своєю інтенсивністю, конфігурацією і іншими показниками. Інтенсивні аномалії, у яких концентрація хімічних елементів у десятки і більше разів перевищує фонові значення можуть мати місце тоді, коли рудне тіло знаходиться на невеликій глибині (менше 25), коли корені рослин контактують або з ним, або з його ореолом розсіювання. Крім того, коли у рудах відмічаються високі концентрації металу, особливо якщо він знаходиться у розчинних формах. У той же час слабкі аномалії мають місце у таких умовах:

- коли рудне тіло залягає на великій глибині або коли воно представлене мало розчинними рудами;
- коли процеси вивітрювання проявлені дуже слабо;
- коли покриваючі рудні тіла породи дуже проникливі для водних розчинів, тому спостерігається значне зубожіння верхньої частини руд і ореолу розсіювання.

Біогеохімічний метод, як прямий метод пошуків геохімічних аномалій і родовищ корисних копалин, досить широко поширений у залісених районах (Полісся, Карпати, Скандинавія, Сибір), на територіях степів і напівпустель, де трав'яниста чи кущова рослинність має глибоку систему коріння. Метод має ряд важливих переваг:

- успішне застосування у важкодоступних умовах (ліси, болота, гірські райони);
- можливість застосовувати взимку;
- досить велика глибинність, яка може досягати 10 і більше метрів;
- економічна привабливість і відносно не складна методика реалізації.

Геоботанічний метод. Метод дозволяє знаходити підвищені концентрації і аномалії хімічних елементів у гірських породах по видам рослин. Заснований метод на факті розвитку окремих типів рослинності, на ґрунтах певного хімічного складу. Здатність поглинати різні елементи у різних рослин відмінна. Деякі з них здатні накопичувати значну кількість металу, інші при надлишку металів змінюють свій зовнішній вигляд, а при великій кількості його хворіють і гинуть. Деякі рослини при надлишку металу у певних ділянках обминають їх, утворюючи прогалини (мідь, залізо). Ряд рослин переважно ростуть тільки на певних ґрунтах збагачених певними металами і є індикаторами. Відрізняють універсальні і локальні індикатори. Під *універсальними індикаторами* розуміють такі види рослин, які зустрічаються тільки на ґрунтах з певною мінералізацією і не зустрічаються у інших умовах. До них можна віднести альпійські фіалки і ярутки, які ростуть на ґрунтах збагачених цинком. Деякі види астрагалів ростуть на селенових ґрунтах, деякі мохи – на багатих міддю субстратах тощо. Метод *локальних індикаторів* використовує звичайні, широко розповсюджені рослини, які при певних умовах можуть бути індикаторами певних властивостей ґрунтів, змінюючи свій зовнішній вигляд при збагаченні або збідненні ґрунтів певними компонентами. Цей метод знайшов певне застосування при пошуках нафти, заліза, урану, води тощо. Відомі факти

аномальної життєдіяльності рослин на ділянках диз'юнктивних порушень, тектонічних контактів.

Література

Основна:

1. Толстой М.И., Тимошин Ю.В., Сухорада А.В. и др. Основы геофизических методов разведки. Киев, Выща школа, 1985, 327 с.
2. Толстой М.И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Вища школа, К, 1976, 223 с.;
3. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. Недра, М, 1985, 293 с.;
4. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. Недра, М, 1975, 279 с.;
5. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. Недра, М, 1983, 191 с.

Додаткова:

1. Красников В.И. Рациональные поиски рудных месторождений. Госиздат, М, 1959, 199 с;
2. Перельман А.И. Геохимия ландшафтов. Высшая школа, М, 1975, 339 с;
3. Глазовская М.А. Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. М, Недра, 1964.
4. Гаврусевич Б. Основы геохимии.

Питання для самоконтроля

1. Предмет геохімічних методів пошуків корисних копалин (ГМП), їх особливості, області застосування.
2. Різноманітності методів ГМП.
3. Закон Кларка-Вернадського.
4. Поняття кларка, кларка концентрації, геохімічного фону, їх застосування.
5. Мінерали-концентратори, мінерали-носії хімічних елементів.
6. Типи розсіювання хімічних елементів.
7. Геохімічна провінція, геохімічна епоха.
8. Складові розподілу хімічних елементів в породах.
9. Основні статистичні закони розподілу хімічних елементів в породах.
10. Основні параметри статистичного розподілу хімічних елементів.
11. Первинні геохімічні ореоли розсіювання хімічних елементів (ПГО), особливості їх формування і будови.
12. Особливості відбору проб при пошуках ПГО.
13. Обробка літогеохімічних проб.
14. Контроль відбору і аналізу літогеохімічних проб.
15. Зображення даних літогеохімічних пошуків.
16. Методика пошуків ПГО.
17. Обробка і аналіз даних літогеохімічних пошуків.
18. Основні задачі ландшафтно-геохімічних досліджень (ЛГД).
19. Поняття ландшафту. Його елементарні складові (фації) за умовами міграції хімічних елементів.

20. Основні етапи ландшафтно-геохімічних досліджень.
21. Методика польових ЛГД.
22. Поняття геохімічного бар'єру, його основні типи.
23. Методика пошуків вторинних геохімічних ореолів (ВГО).
24. Поняття потоків розсіювання, їх типи і особливості формування.
25. Методика пошуків потоків розсіювання твердих корисних копалин.
26. Гідрогеохімічні методи пошуків (ГМП) корисних копалин, їх завдання, умови застосування.
27. Методика виконання ГМП.
28. Біогеохімічні методи пошуків (БМП) корисних копалин, їх сутність, умови використання.
29. Вибір і методика опробування рослин і обробки проб.
30. Методика виконання БМП.

ГЛАВА 10 КОМПЛЕКСУВАННЯ ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

10.1 Принципи комплексування геофізичних методів

Комплексування геофізичних методів при пошуках і розвідці родовищ корисних копалин – це геологічно й економічно обґрунтоване сумісне (чи з дотриманням визначеної послідовності) проведення різних видів геофізичних досліджень з метою найбільш ефективного вирішення геологічних задач. Комплексування дозволяє обмежити багатозначність розв'язку зворотної задачі геофізики.

У практиці комплексування застосовується суміщення (поєднання) геологічних, геохімічних і геофізичних методів.

Головним принципом побудови раціонального комплексу методів досліджень є визнання допоміжної ролі розвідувальної геофізики стосовно геологічної задачі (*принцип підпорядкованості*). Друге принципове положення заперечує непохитність будь-яких комплексів досліджень. Ефективність того чи іншого комплексу визначається задачами робіт, конкретною геологічною ситуацією, а також існуючими технічними можливостями (*принцип творчого підходу*).

При виборі раціонального геофізичного комплексу до уваги приймаються наступні узагальнені й найбільш вірогідні закономірності, що впливають з досвіду інтерпретації геофізичних даних:

1. Кожна геофізична аномалія має геологічне тлумачення й повинна відображатись на геологічних документах відповідного масштабу.

2. Однойменні геологічні об'єкти (інтрузії, складки, розломи тощо) не пов'язані з відповідними їм геофізичними полями однозначною залежністю.

3. Аномальний ефект проявляється більш яскравіше й контрастніше у випадку більшої різниці між фізичними властивостями аномалієутворюючого об'єкта і вміщуючих порід і у випадку більших його розмірів щодо глибини залягання.

4. Для вивчення горизонтально-шаруватих (з кутами менше 25—30°) середовищ на сучасному етапі більш ефективними є сейсморозвідувальні та електророзвідувальні методи, а для вертикально-шаруватих середовищ — гравірозда, магніторозвідка.

5. Опорні сейсмічні і електророзвідувальні границі розділу характеризують поверхні розмиву, неузгодженості чи нашарування. В останньому випадку вони зумовлені різкою зміною літологічного складу порід, тобто часто — корінною перебудовою умов осадконакопичення. Отже, опорні горизонти можуть характеризувати границі тектонічних стадій розвитку досліджуваного регіону.

6. Важливим опорним горизонтом у межах верхньої частини земної кори є поверхня кристалічного фундаменту.

7. Істотним фактором, що обумовлює роздільну здатність геофізичних методів і величину аномалій, є вертикальна потужність геологічних об'єктів. Вона визначає інтенсивність гравітаційних, магнітних і геоелектричних аномалій, роздільну здатність сейсморозвідки і, у меншій мірі, — електророзвідки.

8. Глибина залягання опорних геофізичних горизонтів найбільш точно встановлюється за матеріалами сейсморозвідки і менш однозначно – за електророзвідувальними даними. Інтегральний характер гравімагнітних полів ускладнює точну оцінку глибин залягання аномалієутворюючих джерел.

9. Форма і простягання геофізичних аномалій відображають відповідні параметри геологічних структур і тісним чином зв'язані з ними.

10. Лінійні границі аномальних ділянок геофізичних полів, як правило, слід інтерпретувати границями тектонічних блоків.

11. Одиначний ланцюжок аномалій, імовірноше всього, повинен бути витлумачений як прояв розлому. Чергування ж лінійно витягнутих екстремумів часто характеризує лінійну складчасту (блокову) систему.

12. Кореляція аномалій різної фізичної природи свідчить про їхнє спільне джерело. При цьому однозначність його вивчення геофізичними методами різко зростає.

13. Точність оцінки амплітуди складчастих дислокацій в осадовому чохлаі на глибині H складає засобами сейсморозвідки $1\text{--}2\% H$ і $10\% H$ – за допомогою електророзвідки. Зі збільшенням довжини хвилі роздільна здатність методів при рішенні цієї задачі збільшується.

14. Використовуючи комплекс фізичних параметрів, отриманих при інтерпретації геофізичних полів, можна оцінити речовинний склад аномалієутворюючих об'єктів.

15. У ряді випадків можливо оцінити відносний вік аномалієутворюючих об'єктів. Наприклад, для гравімагнітних аномалій очевидні наступні положення:

а) із двох систем аномалій, що перетинаються, чіткіше прослідковуються молодші;

б) лінійні аномалії, якщо вони перетинають ізометричну чи мозаїчну аномальну область, відображають більш молоді утворення.

Приведені закономірності характеризують лише найбільш поширені випадки і зовсім не мають сили закону. При виборі комплексу геофізичних методів для рішення конкретної задачі в конкретному районі ними варто користатися, проте необхідно твердо пам'ятати принцип творчого підходу. Довільний теоретично підібраний геофізичний комплекс повинен перевірятися на практиці і корегуватися з урахуванням експериментальних даних. Разом з тим не потрібно безпідставно переносити навіть хороший і багаторазово перевірений комплекс на новий регіон чи застосовувати його для вирішення нової геологічної задачі.

Не менш важливим базисом комплексування є інформація про фізичні параметри гірських порід досліджуваного регіону і зв'язки між ними.

Стосовно до кожного конкретного випадку для визначення раціонального комплексу геофізичних методів і взагалі для оцінки їхньої ефективності необхідно виконати певний обсяг петрофізичних досліджень.

Суттєвим принципом комплексування є дотримання послідовності робіт – відповідно зростанню щільності інформації, інакше кажучи, – від дрібно- до крупномасштабних, від методів менш інформативних до більш інформативних.

Геофізичний комплекс повинен бути раціональним і з економічної точки зору. Перед постановкою дорожчих методів варто переконатися в неефективності більш дешевих. Для вирішення поставлених задач, з урахуванням наведених основних принципів, вибір конкретного геофізичного

комплексу повинен в першу чергу виходити з головної геологічної задачі досліджень, забезпечення її ефективного розв'язку.

10.2 Локальне прогнозування і прямі пошуки родовищ корисних копалин

Під *прямими методами пошуків і розвідки* корисних копалин розуміють методи, що дозволяють одержувати безпосередню (пряму) інформацію про корисні копалини. У цих методах корисні копалини виступають не тільки метою, але й об'єктом вивчення. Безпосередньо досліджуваними величинами в прямих пошуках можуть бути склад, фізичні властивості та інші характеристики корисних копалин.

Здатністю прямо оцінювати наявність чи відсутність корисних копалин за їх фізичними характеристиками, складом чи фізичними полями володіє цілий ряд геофізичних методів. До них насамперед відносяться методи, засновані на вивченні фізичних характеристик, що прямо залежать від складу порід - радіометричні, ядерно-фізичні методи, у меншій мірі - методи магніторозвідки, а також деякі різновиди електророзвідувальних методів - метод природного поля, зарядженого тіла, еквіпотенціальних ліній, викликаной поляризації, деякі інші. Однак максимальною інформативністю у відношенні корисних копалин володіють геохімічні методи, оскільки безпосередньо досліджуваною величиною тут є компоненти речовини корисних копалин і гірських порід - хімічні елементи. Не випадково саме ці методи є необхідною складовою частиною комплексу пошукових геофізичних методів для багатьох, особливо рудних, корисних копалин.

Пряма інформація про корисні копалини може бути отримана геофізичними методами в тому випадку, коли відповідні аномальні фізичні поля створюються самими корисними копалинами. Подібна ситуація виникає, коли тіла корисних копалин володіють відповідними фізичними властивостями, більш ніж на 15 – 25 % відмінними від вміщуючи порід, і розмірами, здатними викликати в даних умовах необхідний аномальний ефект.

Однак у більшості випадків фізичні властивості руд різних корисних копалин не виділяються настільки різко на тлі фізичних властивостей вміщуючи порід. Спостережені при цьому аномалії геофізичних полів виявляються нечіткими і найчастіше співвідносяться за формою і величиною з аномаліями, викликаними іншими геологічними об'єктами (неоднорідностями порід, порожнинами, жилами та ін.). В розглянутих умовах можна говорити лише про деяку ймовірність відповідності родовища тієї чи іншої корисної копалини спостереженим аномаліям геофізичних полів. У таких випадках геологічна інтерпретація геофізичних полів носить вірогідний характер і по геофізичним даним можливо лише локальне прогнозування покладів корисних копалин.

Для оцінки ймовірності виявлення родовища визначеного типу необхідно визначити розміри і величину очікуваної від нього геофізичної аномалії і розглянути можливість її виділення в спостереженому полі на тлі аномалій, зв'язаних з іншими геологічними об'єктами. Розглянуті задачі є відповідно прямими і зворотними задачами локального прогнозування. Прямі задачі

локального прогнозування в принципі можна вирішити шляхом розгляду прямих геофізичних задач для типових родовищ корисних копалин. Однак при цьому виникають труднощі, пов'язані з унеможливленням урахування впливу наносів, ореолів розсіяння корисної копалини, метасоматозу, метаморфізму та інших факторів. Більш точні результати розв'язання прямих задач локального прогнозування покладів отримують за допомогою параметричних (еталонних) геофізичних зйомок на ділянках з відомими родовищами різних корисних копалин. Проводячи параметричні дослідження на досить великих ділянках, можна не тільки визначити форму, розміри й величину покладів за аномаліями геофізичних полів, але й оцінити можливості їхнього виділення на тлі аномалій, зв'язаних з іншими геологічними об'єктами. Проводячи параметричні дослідження на багатьох відомих родовищах, можна оцінити ймовірність прояву покладів тих чи інших корисних копалин у вигляді аномалій у різних геофізичних полівах. За результатами цих робіт можна вибрати найбільш ефективні методи для прогнозування родовищ різних корисних копалин у даних геологічних умовах.

З метою прогнозування зазвичай використовується певний комплекс геофізичних методів, що дозволяє вирішувати цю задачу найбільше ефективно. Необхідність у комплексуванні виникає, насамперед, через розходження в геологічній будові різних площ. Так, наприклад, відомо, що кімберлітові трубки, а також поклади ряду корисних копалин (заліза, міді, нафти, газу та ін.) виявляються у виді аномалій магнітного поля. Однак на ділянках розвитку сильно намагнічених трапів і ефузивів застосування магніторозвідки для пошуку розглянутих родовищ неефективно.

Для ефективного рішення зворотної задачі локального прогнозування покладів тієї чи іншої корисної копалини на деякій площі необхідно, щоб усі, наявні тут у – виявлені і ще невідомі промислові поклади, проявлялися у вигляді аномалій в різних геофізичних полях. Комплекс, що задовольняє зазначеній умові, називається *оптимальним* для даного регіону. Методи, віднесені до оптимального комплексу, повинні доповнювати один одного і аномалії, виділені над відомими промисловими покладами роздільно кожним методом, частково збігаючись, у сукупності перекривають все різноманіття відомих родовищ.

У багатьох випадках з метою прискорення і здешевлення робіт при локальному прогнозуванні корисних копалин можуть послідовно застосовуватися два комплекси методів. Перший вирішує задачу пошукового локального прогнозування, а другий – детального локального прогнозування. На першому етапі (пошукового локального прогнозування) виділяються аномалії геофізичних полів, пов'язані з масивами гірських порід і структурних елементів, з якими можуть бути зв'язані родовища тих чи інших корисних копалин. На другому етапі (детального локального прогнозування) здійснюється пошук аномалій геофізичних полів, пов'язаних безпосередньо з покладами корисних копалин на перспективних ділянках, виділених в результаті пошукового локального прогнозування. Наприклад, при пошуках родовищ апатиту магматичного походження спочатку шукають за допомогою магніторозвідки зони контактів інтрузивних тіл з вміщуваними породами, а потім здійснюють пошук апатитових тіл у цих зонах за допомогою гравірозвідки (апатит має надлишкову густину у $0,2-0,3 \text{ г/см}^3$).

Для пошукового і детального прогнозування застосовуються, як правило, різні комплекси, обумовлені для кожного регіону на основі експериментальних параметричних досліджень відомих родовищ різних типів і розмірів, приурочених до тих чи інших геологічних структур. Одночасно вивчаються різні геологічні структури, що не мають покладів руд корисних копалин.

При проведенні параметричних досліджень слід визначати ефективність рішення прямої задачі кожним методом роздільно для родовищ різних класів (великих, середніх і дрібних). Виділені на деякій площі аномалії геофізичних полів (включаючи невпевнені рішення) повинні бути оцінені по надійності й значимості. При цьому повинні враховуватися такі фактори, як перевищення аномалії над рівнем фону, форма, розмір і положення аномалії, апіорна геолого-геофізична інформація, аналогії із сусідніми родовищами, розміри запасів корисної копалини тощо.

Під зворотною задачею локального прогнозування покладів тієї чи іншої корисної копалини геофізичними методами розуміється задача прогнозного висновку про наявність (відсутність) на площі досліджуваного регіону корисної копалини на основі аналізу спостережених геофізичних полів методами з залученням наявної на даній площі апіорної геолого-геофізичної інформації. При детальному локальному прогнозуванні може ставитися задача оконтурення покладів й оцінювання глибини її залягання. Очевидно, що зворотна задача локального прогнозування покладів корисних копалин вирішується неоднозначно, тому що подібні за формою, розмірами і величиною геофізичні аномалії, можуть бути обумовлені й іншими геологічними об'єктами.

Величини, що визначають ефективність окремих геофізичних методів і їхнього оптимального комплексу при прогнозуванні покладів корисних копалин, є статистичними і можуть бути визначені тільки на основі даних буріння, тобто після перевірки аномалій.

При пошуках і розвідці корисних копалин, які суттєво не впливають на геофізичні поля, геофізичні дослідження використовують для виявлення структурних елементів, сприятливих утворенню родовищ корисних копалин. Подальша розвідка здійснюється із застосуванням геохімічних методів і гірських виробок (свердловин та ін.).

10.3 Комплексування геофізичних методів при регіональних і геолого-зйомочних роботах

Головною задачею, що вирішується при регіональних геофізичних дослідженнях, є з'ясування глибинної будови території для потреб геотектонічних побудов і металогенічного районування. Рішення цієї задачі вимагає досить детального вивчення земної кори і її ділянок.

В якості головного компонента геофізичного комплексу при регіональних дослідженнях застосовують метод глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ). При цьому досліджуваний регіон перетинається по певних напрямкам трасами ГСЗ (геотраверсами). Уздовж геотраверсу виконується детальний комплекс геофізичних досліджень. У першу чергу, це гравімагнітні зйомки, електророзвідка методами телуричних струмів (МТТ), геотермічні дослідження. Простір між геотраверсами покривається рідкою мережею пунктів

сейсмологічних спостережень і (у випадку відсутності відповідних матеріалів) площадною гравімагнітною зйомкою. ГСЗ дозволяє оцінити значення швидкостей сейсмічних хвиль у шарах земної кори і тим самим провести її розчленування. Крім цього, по даним ГСЗ здійснюється вивчення поверхні Мохоровичича (М) – одної із основних пружних границь розділу планети. Для вивчення поверхні М часто використовують емпіричні кореляційні залежності між характером гравітаційного поля і потужністю земної кори.

Для інтерпретації гравітаційного поля і побудови пошарового петрогустинного розрізу використовують найбільш вірогідні залежності, які відображають зв'язок швидкостей сейсмічних хвиль і густини гірських порід в умовах високих тисків і температур.

В останні роки для рішення задач глибинної геології почали застосовуватися геотермічні дослідження. Вони дозволяють виділяти зони тектонічної активності за величиною аномально-високого теплового потоку і тим самим сприяють поглибленню уявлень про будову і динаміку тектоносфери.

Регіональні геофізичні і геологічні дослідження тісно примикають до дрібно - і середньомасштабного геологічного картування (масштаб 1:1 000 000—1:200 000) із застосуванням геофізичних методів. Геологозйомочні роботи середнього масштабу тісно пов'язані з глибинним геологічним картуванням (ГГК). Вони ставлять перед супроводжуваними їх геофізичними і геохімічними роботами наступні задачі:

- 1) тектонічне районування досліджуваної території і вивчення її глибинної будови;
- 2) структурне і літологічне картування кристалічного фундаменту і похованих під покриви складчастих структур, а також осадового чохла; виділення на цій основі перспективних структур, продуктивних товщ порід;
- 3) вивчення елементів розломної тектоніки; виділення рудоконтролюючих зон;
- 4) всебічне дослідження інтрузій, виділення рудоносних масивів, площ, ділянок, їх металоносності.

Основу геофізичних досліджень при середньомасштабному картуванні складає *гравімагнітний комплекс*. Під цим терміном ми розуміється сполучені в просторі і часі гравімагнітні зйомки. Цей комплекс для робіт цього масштабу випереджає власне геолого-зйомочні дослідження, тим самим забезпечуючи останні фактичним геофізичним матеріалом і схемами геологічної будови території, що складається по геофізичним даним. Гравімагнітний комплекс, що випереджає геолого-зйомочні роботи масштабу дрібніше 1:200 000, складається із аеромагнітної і гравіметричної зйомки цього ж масштабу. Випереджуючий гравімагнітний комплекс середньомасштабного ГГК, як правило, спирається на більш детальні зйомки. Використовуючи диференціацію порід регіону по густині і магнітним властивостям, здійснюють тектонічне районування території, трасування розломів, виділення тектонічних блоків, інтрузій та ін.

Гравімагнітний комплекс поєднують з електророзвідувальними роботами методами ВЕЗ, ДЕЗ, МТП, ДЗСП. Дані електророзвідки використовуються в ГГК для складання карт ізогіпс похованого фундаменту, опорних горизонтів

осадового чохла, виявлення і простеження зон розломів, з'ясування інших структурно-тектонічних особливостей розрізу.

При дрібномасштабному геологічному картуванні геофізичні методи використовуються для вирішення різних задач в залежності від тектонічної природи досліджуваної території.

На платформах геофізичні методи застосовують для вивчення потужності земної кори і головних її шарів, рельєфу внутрішньої структури фундаменту, оконтурювання областей розвитку плутонічного і вулканічного магматизму, виявлення типів і взаємного розташування тектонічних елементів і різних структурних поверхх. Рациональний геофізичний комплекс при цьому включає:

- 1) площадні аеромагнітні і гравіметричні зйомки;
- 2) виконання опорних ГСЗ;
- 3) електророзвідувальні дослідження методами ДЕЗ, ЗСП, МТЗ, виконані в площадному і профільному варіантах;
- 4) сейсмічні дослідження КМЗХ і МВХ по мережі профілів.

У складчастих областях вивчається будова земної кори з метою виділення картуванням території великих блоків і обмежуючих їх розломів, а також структур більш високого порядку і встановлення їх вікових співвідношень.

У нафтоперспективних районах гравімагнітний комплекс доповнюють сейсморозвідкою (МОВ, КМПВ), а також МТЗ і МТП. А в рудоперспективних районах гравімагнітний комплекс суміщують з маршрутною літогеохімічною зйомкою.

У відкритих районах гравіметрична зйомка разом з магнітною є інструментом об'ємного геологічного картування. При цьому можливо картування інтрузій, які не виходять на поверхню фундаменту, і отримання інформації про склад порід, умови їх залягання, а також про зони розломів.

В умовах, коли кристалічний фундамент занурений під осадовий чохол, на основі гравімагнітного комплексу можливо вивчити рельєф його поверхні й основні закономірності будови, а також оцінити петрофізичні властивості порід, що його складають. При великій потужності наносів ці методи дозволяють вивчати будову окремих западин і синекліз.

Електророзвідувальні і сейсморозвідувальні методи також використовуються для вивчення поверхні фундаменту та інших горизонтів. При цьому в нафтоперспективних районах сейсмічні методи, як більш точні й інформативні, є обов'язковим елементом геофізичного комплексу.

При великомасштабному геологічному картуванні (1:50 000—1:25 000) і більш детальних геолого-зйомочних роботах, геофізичні методи вирішують ті ж задачі, що і при більш дрібномасштабних дослідженнях. Вони спрямовані, найчастіше, на пошук родовищ, тобто на пошуки рудоконтролюючих, нафто- і вугільноперспективних структур, продуктивних комплексів і окремих горизонтів, зон вторинної зміни, ореолів розсіювання і інших ознак можливого зруденіння. Іноді вдається використовувати геофізичні дослідження і як прямий пошуковий метод (магнетитові руди, хроміти тощо). Важливим доповненням є геохімічні дослідження.

При великомасштабному картуванні геофізичні зйомки виконуються в два етапи. На першому (випереджальному) етапі ведуться площадні роботи. Випереджувальна геофізична зйомка дозволяє підготувати геолого-геофізичну основу для геологічної зйомки.

В процесі геологічної зйомки виконують деталізаційно-оціночні геофізичні та геохімічні роботи для уточнення раніше виявлених аномалій, при вирішенні конкретних геологічних задач і попередньої оцінки рудоперспективних об'єктів.

Вони відносяться до другого етапу робіт геофізичного комплексу. Їх провідним методом геофізичного комплексу є магнітна зйомка – основний інструмент літологічного картування, виділення і трасування зон розломів, виявлення зон вторинних змін. Магнітометричні дослідження реалізуються за допомогою аеро- і пішохідної магнітної зйомки, а також масової капаметрії. Остання застосовується усе ще недостатньо, хоча її роль у добре відслонених районах важко переоцінити.

У складі єдиного технологічного комплексу разом з аеромагнітною зйомкою виконуються аерорадіометричні спостереження. Крім пошуків радіоактивної сировини ці роботи можуть бути використані для розчленування порід фундаменту, простежування тектонічних порушень, картування зон калієвого метасоматозу і ділянок навколорудних змін.

Електророзвідувальні роботи в комплексі використовуються вибірково для визначення потужності пухкого покриву, при картуванні похованих долин, а головним чином для вивчення рельєфу фундаменту. Ці задачі успішно вирішуються класичними методами електророзвідки (ВЕЗ, ДЕЗ). В останні роки при великомасштабному геологічному картуванні всі частіше використовується метод ВП, що фіксує рудні тіла й ореоли розсіювання сульфідної мінералізації. У випадку, коли район перспективний на добре провідні масивні сульфідні руди, у комплекс доцільно включати метод перехідних процесів.

Суттєвим компонентом геолого-геофізичного комплексу, використовованого для потреб великомасштабного геологічного картування, є геохімічна зйомка. В залежності від умов виконання геолого-зйомочних робіт застосовують літо-геохімічну, гідрогеохімічну зйомку, метод донних осадків та інші варіанти геохімічних досліджень, які дозволяють істотно підвищити однозначність інтерпретації методів рудної геофізики і надати роботам більшу пошукову спрямованість.

Означений геофізичний комплекс може застосовуватися при різних умовах геологічної зйомки. Однак він більш ефективний при картуванні в умовах з неглибоким заляганням нижнього структурного поверху. При великій потужності наносів збільшується питома вага електророзвідувальних і сейсморозвідувальних робіт. Досить універсальним методом вважається високоточна площадна гравірозвідка. При цьому вдається вирішувати задачі, які виникають як у рудо-, так і в нафтоперспективних регіонах – вивчення структурних умов району, складчастих і розривних дислокацій, морфології рудо- і нафтоперспективних структур; пошуки і простежування рудних зон і рудних тіл, рішення задач об'ємного картування.

За умови чіткого знання геофізиками геологічної будови території і творчого підходу до вибору раціонального комплексу геофізичних методів на етапі великомасштабного картування можна вирішити цілий ряд геологічних задач:

1. Визначити потужність і склад осадової товщі, що перекидає кристалічний фундамент.
2. Картувати відслонений чи перекритий наносами кристалічний фундамент і, зокрема:

- 2.1. вивчити рельєф фундаменту;
- 2.2. провести його розчленування за літологічним складом і простежити контакти між окремими різновидами;
- 2.3. визначити форму і склад магматичних комплексів, розкритих чи ще не розкритих ерозією (сліпих інтрузій);
- 2.4. виділити і простежити зони прояву накладених процесів, зони закарстування, а також інші геологічні об'єкти, перспективні на корисні копалини;
- 2.5. виділити і просліджувати ділянки з рудною мінералізацією, у тому числі рудні тіла і родовища, провести попередню їхню оцінку й одержати дані, необхідні для постановки пошуково-розвідувальних робіт;
- 2.6. виконувати пошуки обводнених зон, виділити області поширення прісних і мінералізованих вод.
3. Виділити найважливіші структурні елементи району в плані і розрізі.
4. Виділити локальні структури, перспективні для пошуків нафти і газу (антиклінальні підняття, куполи, тектонічні і стратиграфічні пастки, зони вклинювання тощо).

Вирішення перерахованих питань є складною задачею, вимагає додаткової розробки методичних прийомів проведення польових робіт, обробки й інтерпретації отриманих матеріалів. Особливо велике значення для геологічного тлумачення геофізичної інформації при геологічному картуванні мають критерії ідентифікації зазначених геологічних об'єктів. Приведемо для прикладу лише два типи геологічних об'єктів, виділення яких обов'язкове при геологічному картуванні—розломи і інтрузії.

Критерії виділення розломів по геофізичним даним:

1. Матеріали гравіметрії і магнітометрії: а) аномально високі горизонтальні градієнти сили тяжіння, відомі під назвою «гравітаційні ступені»; б) різке обмеження аномалій, торцеве їхнє зчленування при різному орієнтуванні; в) перетинання по-різному орієнтованими аномаліями одна одну; г) наявність ланцюгових аномалій з чітким лінійним простяганням; д) наявність систематичних деформацій ізоаномал, що витягаються уздовж однієї лінії; е) зони (особливо лінійні) різкої зміни морфології, інтенсивності поля, а також істотної зміни глибин залягання верхніх країв збурюючих мас.

2. Сейсморозвідувальні матеріали: а) розрив і зміщення неперервно корельованих горизонтів; б) упевнено просліджуються зони аномального зменшення інтенсивності хвиль і зони різкого зниження граничних швидкостей; в) поява точок дифракції, що утворюють на розрізі ланцюгову структуру; г) ділянки флексур.

3. Електророзвідувальні матеріали: а) зони розходження гілок дипольного електричного зондування; б) значні перепади значень на розрізах позірних опорів;

в) різкі зміни глибин залягання опорних горизонтів;

г) ділянки (особливо витягнуті) підвищених градієнтів на картах геоелектричних параметрів і зміни типів кривих;

д) аномалії магнітотелуричного поля типу провідної смуги.

Виділення розломів виконується з використанням усієї наявної геолого-геофізичної інформації. При цьому довжина розлому звичайно оцінюється по гравімагнітним матеріалам. Детальне вивчення природозломної зони

здійснюється на основі високоточної гравіметрії, сейсморозвідки й в окремих випадках – із залученням електророзвідки і магніторозвідки.

Одержувана в такий спосіб інформація дозволяє всебічно охарактеризувати виділений розлом. При цьому вдається оцінити напрямок падіння розлому, а в ряді випадків його вік і характер рухів. Напрямок падіння розлому звичайно оцінюють по сейсморозвідувальним і гравімагнітним даним. Вірогідно визначається азимут падіння і менш надійно кут. Вік розломів і характер рухів блоків встановлюються за результатами геофізичних досліджень менш надійно. Найбільш простим об'єктом для вивчення геофізметодами є розломи з великим зміщенням блоку по вертикалі, наявністю зон розтягування, інтенсивним проявом накладених процесів і укоріненню магматичних тіл. На основі вивчення останніх, а також по зміні потужностей перекриваючих осаdkів, і по відкладах прирозломних грабенів в сприятливих умовах можна оцінити ймовірний вік розломів. Характерні приклади виділення цих важливих геологічних елементів ілюструються (рис. 10.1).

Виділення і вивчення інтрузій геофізичними методами являє собою складну задачу. Відображення їх у фізичних полях визначається багатьма факторами, що зводяться до співвідношення фізичних властивостей інтрузій і вміщуючих порід, які є специфічними для кожного конкретного району. Тому не можна привести універсального рецепта вирішення цієї задачі. Типові ж ознаки інтрузій різного складу приводяться у табл. 10.1

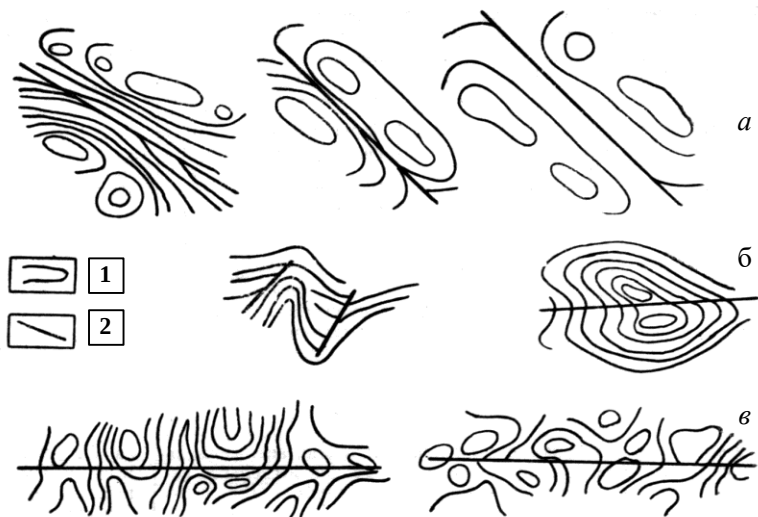


Рисунок 10.1. Характерні приклади виділення розломів за даними гравірозвідки

а - гравітаційні ступені; б - систематичні, витягнуті вздовж прямих ліній, деформації ізоанамал; в - торцеві з'єднання аномалій одного простягання з аномаліями другого простягання; 1 - ізоаномалії; 2 – розломи.

Таблиця 10.1 Геофізичні критерії виділення інтрузій різного складу

Склад інтрузій	Вираження в магнітному полі	Вираження в гравітаційному полі	Величина граничних швидкостей (км/с)
Граніти	Слабоінтенсивне поле зі збуреннями	Округлі від'ємні аномалії значної інтенсивності	4,9—5,6 підвищена рефракція
Гранодіорити	Збурені поля, овальні аномалії	Незначні від'ємні аномалії або їх відсутність	5,3—6,0
Габроїди	Збурені аномалії різної інтенсивності	Інтенсивні від'ємні аномалії, часто відповідають максимальним магнітним аномаліям	5,5—6,2
Ультрабазити	Вузькі, як правило, інтенсивні, від'ємні аномалії, що належать до одного ланцюжка	Зони градієнтів сили тяжіння, іноді ускладнені максимумами	6,0-7,0
Лужні породи	Інтенсивні аномалії (часто з приконтатковими збуреннями)	Аномалії не виразні або дещо занижені	на 0,2—0,5 вище, ніж у нормальних аналогів

10.4 Комплексування геофізичних методів при пошуках і розвідці рудних родовищ

Особливості використання геофізичних методів при пошуках і розвідці металевих корисних копалин залежать, в значній мірі, від типу руд.

Залізо. Родовища, зв'язані з кременисто-залізистими формаціями, є джерелом 60 % щорічного видобутку цього металу. Вони виявляються за допомогою гравімагнітного комплексу, оскільки головним компонентом руд є магнетит і продукти його окислення. На всіх стадіях пошуково-розвідувальних робіт – від виявлення родовища до контролю якості руд – широко застосовуються магнітні методи досліджень (магніторозвідка різних масштабів, магнітний каротаж, визначення концентрації магнетиту магнітними методами). Високі значення магнітних і густинних властивостей залізних руд цього типу обумовлюють інтенсивні геофізичні аномалії і дозволяють ефективно використовувати геофізичні методи для їхнього пошуку і розвідки (подібні родовища називають контрастними).

Те ж відноситься і до інших типів магнетитових і титаномagnetитових руд. Пошук геофізичними методами залізорудних родовищ, корисними компонентами яких є сидерит і гематит, набагато складніший. Висока густина

цих руд іноді дозволяє виявляти їх за допомогою гравірозвідки. Однак в основному геофізичні методи використовуються тут у якості непрямих (для рішення структурних і картувальних задач).

Марганець. Руди його несуттєво відрізняються по фізичних властивостях від вміщуючих порід, і тому, не створюють інтенсивних геофізичних аномалій. Такі руди надалі називають неконтрастними. Геофізичні методи використовуються при пошуках і розвідці таких родовищ для вирішення, головним чином, структурно- картувальних задач. Використовуються і ЕП і ВП, оскільки руди цього металу володіють яскраво вираженою електрохімічною активністю. Вони створюють також широкі ореоли розсіювання. Це дозволяє широко застосовувати в комплексі з геофізичними геохімічні методи.

Хром утворює контрастні родовища за рахунок високої густини руди. Це дозволяє широко використовувати гравімагнітні методи на всіх етапах геолого-розвідувальних робіт. Детальні гравіметричні і варіометричні зйомки є практично прямим методом пошуку родовищ хрому. При розвідці широко застосовуються також свердловинні методи, зокрема ядерно-фізичні.

Титан. У залежності від генетичного типу родовищ використовуються різні методи розвідувальної геофізики. Головним пошуковим методом титаномангнетитових, ільменіт-магнетитових родовищ є магніторозвідка. Родовища ільменіту, пов'язані з основними породами, виявляються за допомогою гравімагнітного комплексу. Для пошуків метаморфогенних родовищ (рутильвміщуючі високоглиноземисті сланці) використовуються методи електророзвідки (ВЕЗ, профілювання), тому що об'єкти пошуку мають більш низькі питомі опори порівняно з вміщуючими породами. При розвідці ендегенних родовищ ільменіту за допомогою електророзвідки методами ВЕЗ, ЕП просліджують захоронені долини. Для оконтурювання джерел зносу (масиви основних порід) і виявлення елювіальних родовищ застосовують магніторозвідку в комплексі з геохімічними методами (шліхо-геохімічні дослідження, метод донних проб).

Ванадій. Загальною характерною ознакою ванадієвміщуючих руд є підвищена радіоактивність. У зв'язку з цим при їхніх пошуках варто широко використовувати радіометрію, яку доцільно комплексувати з геохімічними методами (літогеохімія).

Нікель. Мідно-нікелеві сульфідні руди, пов'язані з диференційованими інтрузіями, утворюють контрастні родовища. При їхніх пошуках ефективно використовувати гравімагнітні і електророзвідувальні (ВП, ЕП) методи. Родовища силікатного нікелю, зв'язані з корою вивітрювання масивів ультрабазитів, ефективно виявляються за допомогою магніторозвідки, доповненої електророзвідкою (ВЕЗ, СЕП) і методами літогеохімії.

Вольфрам. Вольфрамвміщуючі рудні вузли приурочені до районів розвитку кислих гранітоїдів на ділянках земної кори з "гранітним" шаром збільшеної потужності. Вони відзначаються мінімумами гравітаційного поля і регіональними зниженнями магнітного поля. Установлюється також приуроченість родовищ вольфраму до інтрузій немагнітних гранітів, які зазнали впливу процесів накладеного метасоматозу. Ці закономірності дозволяють використовувати геофізичні методи для прогнозу вольфрамових родовищ. Так за даними середньомасштабної аеромагнітної і гравітаційної зйомок вдається виділяти великі структурні зони глибинних розломів і зв'язані з ними інтрузії гранітоїдів, яким найчастіше відповідають негативні локальні

гравітаційні і магнітні аномалії. Нерідко останні супроводжуються кільцевими позитивними аномаліями по контуру масиву. Контури інтрузії можуть бути приблизно встановлені по точках перегину внутрішніх магнітних аномалій над рогами. Особливо цікавими є зони контактних змін, перспективних для пошуків зруденіння. Локальні зниження гравітаційного поля в межах розвитку гранітоїдних масивів відповідають апікальним частинам інтрузій, у яких часто локалізуються кварцово-жильно-грейзенове чи кварцово-жильно-вольфрамове зруденіння.

Досвід пошуків вольфрамових родовищ свідчить, що глибоко еродовані гранітні масиви, як правило, безперспективні. У зв'язку з цим важливо оцінити по геофізичним чи геохімічним даним ступінь ерозії досліджуваних гранітних інтрузій. Якщо масив слабо еродований, то над ним зберігається ореол ороговикування порід, що, у свою чергу, відзначається загальним підвищенням магнітного поля. Значна ерозія знищує зону ороговикування, а отже, приводить до вирівнювання магнітного поля над гранітами. Середній ступінь ерозії діагностується підвищенням магнітного поля лише в зоні контакту масиву.

Для виділення вольфрамоносних масивів останнім часом використовують матеріали гамма-аероспектрометричних зйомок. При цьому враховуються закономірне збільшення загальної радіоактивності від древніх малоперспективних гранітів до більш молодих - металоносних. Останні також можна картувати по аномальним K, Th, Ra, а по картах ізвідношень

$$\frac{Ra + Th}{K} \quad \frac{Th}{Ra + (U)}$$

виділити в межах перспективних масивів рудоносні

зони; тим самим вирішуються задачі великомасштабних зйомок, що полягають у картуванні структур, сприятливих для локалізації рудних родовищ. Зокрема, це розривні строкаті порушення, контакти інтрузивів, їхні апікальні частини, складчасті структури вищих порядків, рудоконтролюючі літологічні комплекси та ін. При цьому використовують гравімагнітний комплекс, сейсморозвідку, методи становлення електричного поля, телуричних струмів, ВЕЗ На етапі пошукових робіт у комплекс геофізичних методів включають як методи, що реєструють ефекти від рудних тіл (електророзвідка методами ЕП, ВП), так і навіколорудних змін (високоточна гравірозвідка і магніторозвідка, радіометрія). Важливу роль відіграють геохімічні методи (металометрія, літогеохімічна зйомка). Вивчення зональних ореолів дозволяє оцінити наявність рідкіснометально-вольфрамової мінералізації на глибині. При цьому користуються емпірично встановленими закономірностями. Так, для рідкіснометальних ореолів у Казахстані зареєстрована зональність від центра до периферії – Mo-Cu-Pb-Zn.

Геохімічні методи є провідними при пошуках і розвідці ендегенних родовищ різного типу. Роль різних геофізичних методів змінюється в залежності від типу зруденіння і його конкретних петрофізичних характеристик. Так, при пошуках родовищ, пов'язаних з безсульфідними кварц-касситерит-вольфрамовими і кварц-вольфрамовими жилами (найбільш багатими) провідним методом є електророзвідка методом профілювання. При цьому кварцові жили відзначаються підвищеними значеннями позірної опору.

Сульфідні родовища найбільш сприятливі для застосування методів електророзвідки (ЕП, ВП, МПП, радіокіп). Однак значна зміна фізичних

властивостей рудних тіл, обумовлена їхньою зональністю і переходами від одного парагенезису до іншого, вимагає від геофізики великої мобільності і творчого підходу при пошуках і розвідці ендегенних вольфрамових і інших корінних родовищ кольорових, легких, рідкісних і благородних металів.

При пошуках розсипних родовищ вольфраму для вивчення палеодолин використовують вертикальні електричні зондування в комплексі зі шліховими і літогеохімічними (потокі розсіювання) пошуками.

Молибден. Переважна більшість родовищ цього металу, як і вольфраму, пов'язані з гідротермальними дериватами гранітоїдної магми. Вони розташовуються в апікальних частинах і покрівлі посткладчатих гранітних інтрузивів, що виявляються за допомогою гравімагнітного комплексу. При цьому перспективним виявляється поєднання негативних аномалій сили тяжіння, зв'язаних із гранітами, і підвищених значень магнітного поля. Останнє часто свідчить про наявність зон скарнування і надінтрузивного ороговикування. Ефективність геофізичних методів при роботах на молибден зростає при включенні в пошуковий комплекс геохімічних, електророзвідувальних і ядерно-геофізичних методів.

Кольорові, легкі і благородні метали.

Мідь. При пошуках родовищ мідних пісковиків геофізичні методи використовуються для рішення зокрема задач структурного і літолого-фаціального картування. Слабка контрастність цих руд визначає порівняно низьку ефективність і необхідність широкого комплексування геофізичних методів – гравімагнітних, електро- і сейсморозвідувальних, а також геохімічних. На стадії детальних пошуків зростає питома вага робіт методом ВП і глибинної літогеохімічної зйомки. Використовуються також каротаж, підземна гравірозда і ядерно-фізичні методи випробування гірських вироблень, комплекс геохімічних методів.

Мідно-колчеданні родовища є сприятливими об'єктами для застосування геофізичних методів, тому що відзначаються великою контрастністю фізичних властивостей рудовміщуючих порід і руд. Руди, що складаються з піриту, халькопіриту і піротину, відзначаються значною надлишковою густиною ($1,5\text{—}2,0\text{ г/см}^3$) і створюють досить інтенсивні локальні гравітаційні аномалії. Наявність магнітного піротину і магнетиту в складі руд визначає їхню підвищену магнітну сприйнятливість (до $20\cdot 10^{-2}$ од.СІ). Колчеданні руди відрізняються також високою провідністю.

На етапі регіонального вивчення міднорудних районів використовується гравімагнітний комплекс, що дозволяє виявляти райони розвитку зеленокам'яних товщ, до яких приурочені колчеданні родовища, а при детальних пошукових геофізичних дослідженнях виконують магніторозвідку, гравірозда, електророзвідку і літогеохімічну зйомку. Магніторозвідка використовується для картування зеленокам'яних порід і в ряді випадків допомагає виявити зони гідротермальної зміни порід. Далі, після магнітної зйомки, виконується літогеохімічна зйомка і електророзвідка методом ЕП. На перспективних ділянках проводять дослідження методом ВП. Цей метод найбільш ефективний при пошуках горизонтально залягаючих рудних тіл. У цих випадках контури аномалій ВП і контури рудних тіл часто збігаються. Для деталізації найбільш цікавих аномалій виконують електророзвідувальні роботи методом перехідних процесів у комплексі з літогеохімічними пошуками.

Завдяки високій провідності колчеданні руди чітко окреслюються аномаліями перехідних процесів.

Досвід пошукових робіт на міднопорфірові руди і родовища міді скарнового типу дозволяє вважати раціональним комплекс геофізичних методів, що включає магніторозвідку, електророзвідку і літогеохімічну зйомку.

Свинець і цинк. Родовища цих металів мають в основному гідротермальне походження. Руди складаються з галеніту, халькопірита, сфалериту і мають надлишкову густину, високу поляризацію і низький питомий опір. По магнітним властивостям руди не виділяються. Комплекс методів, що використовуються при великомасштабних пошуках поліметалевих руд, включає металометрію, електророзвідку методами ВП і ЕП, а також гравірозувдку. Останнім часом для вивчення структур рудних полів використовують сейсморозвідку MBX і електророзвідку методом ВЕЗ. Прямим пошуковим методом є геохімічні дослідження.

Олово. Головними регіональними ознаками наявності родовищ олова є розломи, з якими зв'язані масиви гранітоїдів. Задачами геофізичних методів, крім встановлення існування регіональних ознак олов'яних родовищ, є також пошуки рудопроїв і рудоконтролюючих структурних елементів – зон дроблення, сульфідизації, окварцювання, ороговикування. Важливе пошукове значення мають контакти магматичних і осадових порід, пояси дайок. У раціональний комплекс методів, що дозволяють встановити ознаки зруденіння, входять магніторозвідка, електророзвідка методами ЕП, ВП. Провідну роль має літогеохімічна зйомка, яка безпосереднім чином виявляє рудну мінералізацію. Велику цінність може мати і магніторозвідка для родовищ, де каситерит тісно пов'язаний з піритиновою мінералізацією. При цьому рудні тіла проявляються в аномальному магнітному полі.

Родовища ртуті дуже контрастні, у зв'язку з чим дослідження геофізичними методами зводяться до рішення картувальних задач – виділення, простеження і вивчення рудоконтролюючих факторів і зон, навколорудних змін. При цьому використовують високоточну магніторозвідку, електророзвідку (особливо ВП). Провідне значення мають геохімічні методи (в першу чергу, ртутна зйомка).

Алюміній. Найбільш сприятливими для виявлення геофізичними методами є родовища бокситів платформного типу. Вони приурочені до підвищень рельєфу кристалічного фундаменту і розташовуються найчастіше в районі контактів алюмосилікатних і карбонатних порід. Боксити характеризуються дещо підвищеними магнітними властивостями. Для виявлення родовищ бокситів на всіх етапах геологорозвідувальних робіт використовують електророзвідку методом ВЕЗ, гравірозувдку, сейсморозвідку КМПВ і магніторозвідку. Цей комплекс дозволяє знайти найбільш перспективну для розміщення родовищ бокситів геологічну обстановку. Високоточна магніторозвідка при сприятливих умовах (вміщуючи породи немагнітні) може відігравати роль прямого пошукового методу.

Золото. Геофізичні методи використовуються для геотектонічних побудов і рішення картувальних задач. У процесі розвідувальних робіт провідним методом є електророзвідка в комплексі з геохімічними методами. Вирішальне значення для вибору конкретних методик має співіснування кварцу й сульфідів. При низьких вмістах сульфідів використовується

електропрофілювання на постійному струмі, метод п'єзоефекту. При пошуках істотно сульфідних руд використовуються методи ВП, ЕП, заряду, радіопросвічування.

Уран. Основою геофізичного комплексу всіх етапів геологорозвідувальних робіт на радіоактивну сировину є радіометричні методи, причому їхня роль з укрупненням масштабів робіт збільшується. Поряд з радіометричними методами на всіх етапах пошуків застосовують гравімагнітний комплекс, літогеохімію, електророзвідку і сейсморозвідку. Сполучення радіометрії з цими методами дозволяє виявляти ділянки найбільш сприятливі для локалізації родовищ урану. До таких умов відносяться: підвищення вмісту радіоактивних елементів в інтрузіях; приуроченість до зон розломів, поясів дайок; навоколорудні зміни порід. Останні часто викликають різке зменшення магнітної сприйнятливості, зниження опору і густини гірських порід, збільшення їх поляризованості і пористості.

Рідкісні метали і рідкісноземельні елементи. Пошуки родовищ танталу, ніобію, берилію, ітрію, лантану, цезію за допомогою геофізичних методів проводяться в залежності від їхнього генетичного типу.

У більшості випадків роль геофізичних методів зводиться до виявлення умов, сприятливих для утворення і локалізації полів рідкіснометалевих пегматитів, пневматоліто-гідротермальних утворень, пов'язаних із гранітами; рідкіснометалевих карбонатів, а також альбітитів. Прийоми виявлення цих об'єктів істотно відрізняються. Так, методика пошуків пневматоліто-гідротермальних родовищ близька до описаного вище для руд вольфраму й олова. Комплекс у цьому випадку доповнюється фотонейтронним методом вивчення берилієвих руд, а також відповідними методами геохімічних досліджень.

При пошуках ультраосновних лужних порід, з якими пов'язані рідкіснометалеві карбонати, найбільш перспективними є аерогеофізичні методи, оскільки вони виділяються суміщенням магнітних і радіометричних аномалій у сполученні з літогеохімічними дослідженнями.

10.5 Комплексування геофізичних методів при пошуках і розвідці нерудних корисних копалин

Алмази. Геофізичні методи застосовують, головним чином, для безпосереднього виявлення кімберлітових трубок. З цією метою використовується гравімагнітний комплекс. Основним методом є магніторозвідка. Для виділення магнітних аномалій над пластовими інтрузіями трапів від кімберлітових трубок (тіла практично нескінченного поширення на глибину) виконують погоризонтні магнітні зйомки. При цьому аномальне поле над магнітними кімберлітами згасає значно повільніше, ніж над трапами. Для вивчення природи магнітних аномалій і виділення серед них збурених кімберлітами, у комплексі з наземною магніторозвідкою застосовується електророзвідка. Кімберліти в цьому випадку виділяються на тлі симетричних ізометричних магнітних аномалій так званого "трубкового" типу, глибокими мінімумами позірної опору. Ефективно іноді ці роботи комплексувати з металометрією і капаметрією.

П'єзокварц. П'єзокварцові родовища, особливо пов'язані з камерними пегматитами, дуже неконтрастні. Геофізичні методи використовуються для виявлення оптимальної для локалізації родовищ обстановки, а в сприятливих умовах також для їх прямих пошуків. Крім класичних геофізичних методів (гравімагнітний комплекс, електропрофілювання), широко використовується п'єзоелектричний метод, безпосередньо фіксує наявність п'єзооптичної сировини.

Графіт. Завдяки високій провідності, легко виявляється за допомогою методів електророзвідки (природне поле, ВП, метод заряду).

Слюда. Найчастіше зв'язана з пегматитовими полями, для виявлення яких, крім гравімагнітного комплексу, широко застосовують електророзвідку. Роль останньої зі збільшенням детальності робіт зростає. Використовуються методи ВП, ЕП, електропрофілювання, п'єзоєфекту.

Корунд. Родовища цієї сировини часто приурочені до масивів вторинних кварцитів, картування яких ефективно за допомогою магніторозвідки і електророзвідки методом опору. З огляду на високу густину корунду ($3,9—4,1 \text{ г/см}^3$) при пошуках його родовищ ефективна високоточна гравірозвідка.

Азбест і тальк. Промислові родовища азбесту і тальку приурочені до серпентизованих ультрабазитів. Високі густинні і магнітні властивості останніх дозволяють ефективно картувати їх за допомогою гравімагнітного комплексу спільно з електророзвідкою, а також геохімічними методами.

Агрономічна сировина (апатити і фосфорити). Найбільший практичний інтерес серед апатитових родовищ представляють собою об'єкти магматичного походження. Класичним представником є лужні апатитоносні утворення типу Хібінського масиву. З огляду на підвищену густину апатит-нефелінових порід, для їх пошуків ефективно використовується гравімагнітний комплекс за допомогою детальних і високоточних методів. Аналогічний підхід застосовується і при пошуках апатиту, пов'язаного з інтрузіями основного складу, а також карбонатитами.

Родовища фосфоритів приурочені до осадових товщ. При їхніх пошуках ефективними в ряді випадків виявляються радіометричні методи (з огляду на високу концентрацію урану в фосфоритах). Для деяких родовищ корисне використання гравімагнітного комплексу. Визначення структурного плану родовищ часто виконується методами електророзвідки. На стадії детальних пошуків і розвідки дуже корисне застосування ядерно-фізичних методів.

Калійні солі. При загальному вивченні соленосних басейнів широко використовуються гравірозвідка і електророзвідка, застосування яких обумовлено зниженою густиною і високим опором солей. На стадії детальних робіт використовують радіометрію.

Гіпс, ангідрид, сірка. Гіпс і ангідрид утворюють пластові поклади в складі осадових товщ. Ведучим методом при їхніх пошуках є електророзвідка в модифікаціях ВЕЗ, симетричного і комбінованого електропрофілювання. Цей комплекс ґрунтується на високому питомому опорі гіпсу. У значній мірі це стосується родовищ сірки, часто зв'язаних з гіпсово-ангідридними утвореннями.

Будівельні матеріали. Провідним методом при пошуках родовищ пісків, глин, вапняків є електророзвідка в різних модифікаціях (ВЕЗ, СЕП, ДЕП). Це викликано відмінністю названих утворень від вміщуючих осадів за величиною опору.

10.6 Комплексування геофізичних методів при пошуках і розвідці твердих горючих корисних копалин

Головними твердими горючими копалинами є кам'яне вугілля й горючі сланці. Геофізичні методи є невід'ємною складовою частиною всіх стадій геологорозвідувальних робіт на ці корисні копалини.

На пошуковій стадії виявляють вугленосні структури. В платформних умовах ця задача полягає в пошуку депресій фундаменту, а в геосинклінальних зводиться до виявлення складок вугленосної товщі. Для картування рельєфу фундаменту використовують гравімагнітний комплекс спільно з електророзвідкою, а при необхідності й сейсморозвідкою. Надалі виконують оконтурювання вугленосних відкладень. Вугілля істотно відрізняється від вміщуючих осадових товщ за значеннями електричного опору. Тому провідним методом при вирішенні цієї задачі є електророзвідка методом профілювання, каротаж.

На розвідувальному етапі геофізичні методи використовуються для детального вивчення умов залягання вугільних шарів і виявлення тектонічних порушень у вугленосній товщі. Особливе значення при цьому набуває виявлення тектонічних порушень невеликої амплітуди. Іноді тектонічні порушення фіксуються геофізичними методами по наявності зон дроблення, які виражаються в зменшенні опору, розущільненості гірських порід. У такому випадку для їхнього виявлення використовується високоточна гравірозвідка, електророзвідка, що доповнюється сейсморозвідувальними роботами по окремих профілях. Однак найчастіше малоамплітудні порушення визначають безпосередньо по зміні положення однойменних шарів, крутому заляганні площини змішувача, помітній амплітуді зсуву границь тощо. Основним методом у таких випадках є сейсморозвідка МОВ з реєстрацією поздовжніх і поперечних хвиль. Вона дозволяє знайти порушення з амплітудою 30 м. Для виявлення малоамплітудних порушень застосовується метод просвічування відбитими від глибоко залягаючи границь хвилями.

Для багатьох родовищ геофізичними методами виконують простежування виходів вугільних шарів і визначення глибини їхнього залягання. З цією метою використовують електропрофілювання, метод заряду й інші електророзвідувальні методи, а також гравірозвідку. Шари вугілля виявляються завдяки їхній підвищеній провідності і відмінності в густині від вміщуючи порід.

Магніторозвідка успішно картує зони вигорання вугілля завдяки утворенню під час підземних пожеж великих кількостей феромагнітних мінералів.

Велике значення для підвищення ефективності розвідки вугільних родовищ має широке використання комплексу промислово-геофізичних методів. При вивченні вугільних свердловин геофізичними методами дуже точно (± 5 см) виділяються вугільні шари і прошарки, виконується їхня кореляція між свердловинами, визначаються фізико-механічні властивості гірських порід, а також особливості вугілля (зольність, вихід летючих речовин тощо). У вугільній геофізиці використовують більшість видів каротажу. Визначення параметрів речовинного складу фізико-механічних властивостей гірських порід вугілля

виконують, користуючись кореляційними залежностями між цими величинами і результатами петрофізичних і промислово-геофізичних досліджень.

10.7 Комплексування геофізичних методів при пошуках і розвідці нафтових і газових родовищ

Розвідувальна геофізика в даний час є основним методом пошуків пасток для нафти і газу, без якого їхнє виявлення для більшості регіонів було б неможливим. При пошуках *пасток антиклінального типу* на невеликих глибинах використовується комплекс гравіроздавкн і сейсморозвідакн. При цьому площадними гравітаційними зйомками виявляються локальні аномалії, зумовлені антиклінальними підняттями. Надалі ці аномальні ділянки детально вивчаються сейсмічними методами. При розвідці на великих глибинах і в умовах складної будови провідна роль належить сейсморозвідці. З огляду на складні умови проведення цих робіт (великі глибини, малі амплітуди нафтогазоносних структур, несприятливі геологічні особливості), використовуються найсучасніші модифікації сейсмічної розвідки. Наприклад, метод СГТ із реєстрацією коливань цифровими станціями з 12-24-кратним перекриттям. Завжди сейсморозвідка комплексується з глибоким бурінням.

Висока вартість сейсморозвідувальних робіт змушує геофізиків комплексувати її, коли це можливо, з іншими методами. Поряд із гравіроздавкою іноді перед сейсморозвідувальними роботами проводять також магніто- і електророзвідувальні роботи. При цьому використовують глибинні методи - ДЕЗ, ТТ, МТП, ЗСП.

Більш широким комплексуванням різних геофізичних методів характеризуються пошуково-розвідувальні роботи в районах розвитку нафтогазових *пасток неантиклінального типу*. До них відносяться зони вклинювання, рифи, соляно-купольні структури. Роль їх у нафтовидобувній промисловості все зростає. Високоточна гравіроздавка при цих роботах дозволяє доповнити сейсморозвідувальні дані. Особливо велике значення вона має при пошуках нафти і газу в солянокупольних районах. Куполи завдяки низькій густині солі чітко проявляються в гравітаційному полі досить інтенсивними негативними аномаліями. Часто вони є єдиним показником на існування солянокупольних структур. Це зумовлено тим, що завдяки різному закону зміни пружних властивостей солі і вміщуючих порід з ростом тиску на глибині 2-4 км швидкості поширення сейсмічних хвиль в них можуть зблизитися. При цьому границі купола сейсморозвідавкою впевнено не виділяються. Поряд з цим куполи можуть мати шорсткуваті поверхні і занадто круті схили (понад 45°), від яких дуже важко одержати відбиття.

Вирішальне значення застосування комплексу геофізичних методів має при *прямих пошуках* родовищ нафти і газу. Вони засновані на виявленні фізичних ефектів, що створюють вуглеводні. Для цього можуть використовуватися сейсмічні, гравіметричні, геоелектричні (ВЕЗ, ВП), радіогеохімічні дослідження, вивчення магнітних властивостей гірських порід, а також ґрунтів.

10.8 Локальне прогнозування покладів нафти і газу геофізичними методами

Фізичною основою локального прогнозування покладів нафти і газу методами розвідувальної геофізики є зміна фізичних властивостей шару-колектора за рахунок заповнення частини його порового простору вуглеводнями, а також хімічного і мінералогічного складу порід у колекторі і покриваючої товщі. При цьому густина колектора в області існування покладу зменшується (на 2-8 %), електричний опір збільшується (на 30-50 і більш відсотків), змінюються коефіцієнти відбиття сейсмічних хвиль від покрівлі шару-колектора до 20 % і знижується на 5-20 % швидкість їхнього поширення, збільшується в 2-3 рази поглинання хвиль, у розрізі з'являються нові відбиваючі границі, створені водонафтовими, водогазовими і газонафтовими контактами. Поряд з цим вуглеводні створюють відновне середовище як в області самого покладу, так і над нею в зоні ореола розсіювання вуглеводнів. У результаті геохімічних окисно-відновних реакцій між мінералами (головним чином глинистими), що складають гірські породи, і вуглеводнями в породах з'являються нові мінерали з відмінними від первинних мінералів густиною, намагніченістю, електричним опором, пружними параметрами й іншими фізичними властивостями. Деякі із новоутворених мінералів виявляються розчинними і можуть бути винесені потоками підземних пластових вод за межі родовища. Це призводить до зміни не тільки мінералогічного, але і хімічного складу порід як у зоні самого покладу, так і в досить широкій області над покладом. У результаті цього в підшві покладу в області водонафтового контакту часто утворюються зцементовані шари з підвищеними густиною і пружними параметрами. Відзначаються також інші зміни в шарі-колекторі (зокрема, зміни пористості, мінерального складу і міцності цементу тощо).

Аналогічні зміни відбуваються у вищезалягаючих шарах в області ореолу розсіювання вуглеводнів. При цьому фізичні властивості порід шару-колектору і вищезалягаючих шарів змінюються, але не настільки однозначно, як при заміщенні води в порах колектора нафтою чи газом. У більшості випадків змінюються магнітні властивості порід, зростає електричний опір глинистих різновидів і зменшується опір вапняків, зменшуються (збільшуються) швидкості поширення в них сейсмічних (акустичних) коливань та ін.

Область зі зміненими фізичними властивостями порід, що розташована над покладом, називають слідом дифузійного потоку вуглеводнів. Цей термін підкреслює той факт, що масив змінених порід над покладом утворився поступово протягом багатьох мільйонів років існування покладу за рахунок дифузії і просочування вуглеводнів по розломах і мікротріщинами вгору по розрізу. Інтенсивність дифузійного потоку вуглеводнів, контрольованого, наприклад, за допомогою газового каротажу, звичайно невелика, через що їхня присутність у розрізі над покладом безпосередньо на фізичні властивості порід практично не впливає. У той же час розмір сліду дифузійного потоку по вертикалі, що залежить від літології і щільності, ступеня тріщинуватості, мінералогічного і хімічного складу порід, величини пластового тиску, тектонічних рухів, температури і режиму пластових вод і ряду інших факторів, може досягати сотень і навіть тисяч метрів вгору по розрізу, відраховуючи від водонафтового (водогазового) контакту.

У практиці відомі випадки розвитку сліду дифузійного потоку над покладом в умовах аномально високих пластових тисків до двох-трьох тисяч метрів. Найчастіше потужність сліду дифузійного потоку коливається в межах від 200 до 1000 метрів. Слід зазначити, що слід дифузійного потоку не завжди

розташовується вертикально над покладом. При наявності тектонічних порушень потік вуглеводнів звичайно концентрується уздовж них. Ступінь зміни фізичних властивостей порід в області сліду дифузійного потоку нерівномірна як у плані, так і по глибині. Звичайно вона зменшується в міру віддалення від покладу.

Область розвитку дифузійного потоку над кожним родовищем може бути виявлена й оконтурена по зразках (керну) і даним різних видів каротажу в свердловинах, пробурених всередині контуру і поза контуром покладу.

Модель покладу вуглеводнів, використана при розв'язку задач локального прогнозування родовищ нафти і газу геофізичними методами включає як сам поклад у шарі-колекторі, так і область сліду дифузійного потоку над ним. Помітний аномальний ефект від самого покладу може спостерігатися на поверхні в магнітному, гравітаційному й електричному полях, а також у швидкостях поширення сейсмічних хвиль тільки у випадку його великого шару потужністю порядку 200 м і більш, при заляганні на відносно невеликій глибині (до 2—2,5 км). Однак при врахуванні сліду дифузійного потоку вуглеводнів картина різко змінюється, тому що його вертикальна потужність перевищує потужність самого покладу найчастіше в 10-100 разів. В результаті цього навіть малий поклад нафти чи газу в сукупності з відповідним йому слідом дифузійного потоку утворює у середовищі неоднорідність великих розмірів, що виявляється в геофізичних полях набагато сильніше, ніж сам поклад. За рахунок цього в деяких районах (наприклад, у Дніпровсько-Донецькій западині) вдалося упевнено виділити аномалії деяких сейсмічних параметрів від газового покладу потужністю 24 м, що залягає на глибині 4,4 км у щільних породах палеозою.

10.9 Використання геофізичних методів поза межами геології

Геофізичні методи дослідження інтенсивно використовуються в різних сферах суспільної та господарської діяльності – від археології до військової справи. В першому випадку застосування геофізичної апаратури ґрунтується на тому, що діяльність людини в загальному випадку може розглядатись як фактор додаткової диференціації верхніх шарів літосфери. Археологи вже давно користуються методами магнітометрії, зокрема при плануванні розкопок своїх об'єктів. Військові ж у своїх цілях (балістичні задачі, контроль за ядерними вибухами) широко використовують магніторозвідку, сейсмометрію тощо.

Починаючи з кінця XX ст. геофізичні методи все частіше використовуються для рішення природоохоронних задач, зокрема ефективно виявляючи забруднені території, використовуючи ефект підвищення радіоактивності, намагніченості, зміни електричних параметрів, що мають техногенне походження (викиди атомних об'єктів, промислових підприємств, нештатні ситуації в зберігання нафтопродуктів). Диференціація ґрунтових покривів Землі по фізичним властивостям (перш за все магнітним, електричним) дозволяє розглядати педосферу як об'єкт застосування геофізичних технологій.

Прикладна галузь геофізики, що має за мету використання геофізичних технологій в сільському господарстві, отримала назву "агрогеофізика". В її

основі – використання закономірних змін фізичних властивостей ґрунтів по вертикалі і латералі (педофізична диференціація ґрунтових покривів землі). Подібні закономірності мають фундаментальний характер, характеризуючи земну оболонку, що складається з ґрунтів і має назву “педосфера”. Вони є предметом дослідження розділу геофізики в природоохоронній і аграрній галузях, є прикладним аспектом геофізики педосфери. Сукупність прикладних методів геофізики, що використовуються поза межами геології разом з розвідувальною геофізикою становить предмет прикладної геофізики.

Література

1. Толстой М.И., Тимошин Ю.В., Сухорада А.В. и др. Основы геофизических методов разведки. Киев, Выща школа, 1985, 327 с.
2. Комплексирование геофизических методов при решении геологических задач. Под.ред. В.Е.Никитского и В.В.Бродового. М. Недра, 1976. 495 с.
3. Комплексирование методов разведочной геофизики: Справочник геофизика. Под.ред. В.В.Бродового, А.А.Никитна. – М.: Недра. 1984. – 384 с.
4. Тархов А.Г., Бондаренко В.М., Никитин А.А. Комплексирование геофизических методов. Учебник для вузов. М., Недра, 1982, 295 с.

Питання для самопідготовки

1. Сформулюйте головні принципи комплексування геофізичних методів.
2. Графічно зобразіть відображення розломів у найважливіших геофізичних полях.
3. Виділіть принципи відмінності використання геофізичних методів при регіональних роботах і крупномасштабній геологічній зйомці.
4. Охарактеризуйте особливості комплексування геофізичних методів при пошуках контрастних родовищ металів чорної металургії.
5. Зазначте, як відображається в аномальних геофізичних полях родовища алмазів і золота.
6. Поясніть, яким чином використовуються геофізичні методи при пошуках нафти і газу.
7. З'ясуйте роль розвідувальної геофізики при пошуках підземних вод.
8. Охарактеризуйте значення прикладної геофізики при геоекологічних та агрогеофізичних дослідженнях.