МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

І. М. БЕЗРОДНА
А. П. ГОЖИК

ПЕТРОФІЗИКА

Навчальний посібник

КИЇВСЬКИЙ УНІВЕРСИТЕТ 2018

УДК 550.83 (0,75.8)
П00

Рецензенти:
д-р. геол. наук, проф. С. А. Вижва,
д-р геол. наук М. І. Орлюк

Рекомендовано до друку вченою радою ННІ "Інститут геології"
(протокол № 4 від 26 жовтня 2016 року)

Ухвалено науково-методичною радою
Київського національного університету імені Тараса Шевченка
(протокол № 2-16/17 н. р. від 25 листопада 2016 року)

Безродна І. М., Гожик А. П.

П00 Петрофізика : посібник / І. М. Безродна, А. П. Гожик. – К. : ВПЦ "Київський університет", 2018. – 259 с.

ISBN

Розглядаються методологія визначення фізичних параметрів геологічних порід у лабораторних умовах, методики обробки результатів комплексних петрофізичних досліджень і можливості використання їх для геологічної інтерпретації геофізичних даних.

Описуються петрофізичні параметри та властивості гірських порід і мінералів, пов'язані з мінеральним складом, структурою пустотного простору, геологічними, фізичними і хімічними процесами в геологічному середовищі.

Для студентів та аспірантів геологічних і геофізичної спеціальності геологічних факультетів університетів, а також фахівців і викладачів.

УДК 550.83 (0,75.8)

ISBN

© Безродна І. М., Гожик А. П.,2018
© Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ВПЦ "Київський університет", 2018

ЗМІСТ

ВСТУП .....

1. ПЕТРОЩІЛЬНІСНІ МЕТОДИ .....
1.1. Основні петрощільнісні параметри .....
1.2. Визначення щільнісних властивостей зразків .....
1.3. Густина хімічних елементів і мінералів .....
1.4. Густина газів.....
1.5. Густина рідин .....
1.6. Густина гірських порід .....
1.6.1. Густина магматичних порід .....
1.6.2. Густина метаморфічних та ультраметаморфічних порід.....
1.6.3. Густина осадових порід.....
Питання для самоконтролю: .....
Завдання: .....

2. ФІЛЬТРАЦІЙНО-ЄМНІСНІ ВЛАСТИВОСТі.....
2.1. Основні фільтраційно-ємнісні параметри гірських порід .....
2.2. Типи пустот і пустотного простору.....
2.3. Вода в гірських породах .....
2.4. Типи та коефіцієнти пористості і вологоємності.....
2.5. Проникність та її типи .....
2.6. Вплив тиску і температури на проникністьі пористість порід.....
2.7. Визначення фільтраційно-ємнісних параметрів зразків.....
2.7.1. Визначення коефіцієнтів пористості .....
2.7.2. Визначення коефіцієнтів водо- і нафтонасиченості зразків породи .....
2.7.3. Визначення коефіцієнта залишкового водонасичення .....
2.7.4. Визначення газопроникності зразків .....
2.7.5. Методи вивчення структури та питомої поверхні пустотного простору.....
2.8. Пористість і проникність мінералів і порід.....
2.8.1. Пористість і проникність мінералів .....
2.8.2. Пористість і проникність порід.....

Питання для самоконтролю: .....
Завдання: .....

3. ПОРОДИ-КОЛЕКТОРИ, ФЛЮЇДОУПОРИ ТА ЇХНЯ ОСНОВНА ХАРАКТЕРИСТИКА.....
3.1. Основні відомості про породи-колектори і породи-покришки (флюїдоупори).....
3.2. Фактори, що визначають пористість порід-колекторів нафти і газу.....
3.3. Нетрадиційні колектори.....

Запитання для самоконтролю: .....
Завдання: .....

4. ПРУЖНІ ПАРАМЕТРИ ГІРСЬКИХ ПОРІД ТА МЕТОДИ ЇХНЬОГО ВИЗНАЧЕННЯ .....
4.1. Пружна деформація порід.....
4.2. Основні пружні параметри гірських порід.....
4.3. Основні акустичні параметри гірських порід .....
4.4. Залежність пружних і акустичних параметрів від тиску і температури.....
4.5. Швидкість пружних хвиль і пружні модулі хімічних елементів та мінералів.....
4.6. Пружні і акустичні властивості рідин і газів .....
4.7. Пружність гірських порід .....
4.8. Визначення пружних властивостей зразків .....

Питання для самоконтролю: .....
Завдання: .....

5. ГРУПА ТЕПЛОВИХ ПАРАМЕТРІВ .....
5.1. Основні теплові параметри та їхнє визначення .....
5.2. Теплові властивості мінералів .....
5.3.Теплові властивості гірських порід.....
5.4. Засоби вивчення теплових властивостей .....
5.4.1. Методи стаціонарного теплового потоку .....
5.4.2. Методи нестаціонарного теплового потоку .....
5.4.3. Непрямі методи.....
5.4.4. Визначення коефіцієнтів температурного розширення.....
5.5. Зв'язки теплових та інших петрофізичних параметрів.....

Питання для самоконтролю: .....
Завдання: .....

6 ЕЛЕКТРИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ .....
6.1. Основні електричні параметри та їхня характеристика.....
6.2. Методи вивчення електричних властивостей порід і мінералів.....
6.3. Електричні властивості хімічних елементів і мінералів .....
6.4. Питомий електричний опір гірських порід і вплив на нього фізико-хімічних факторів.....
6.4.1. Питомий електричний опір гірських порід .....
6.4.2. Електропровідність і питомий електричний опір рідин та їхній вплив на електричні властивості гірських порід .....
6.4.3. Вплив на питомий опір гірських порід фізичних факторів .....
6.4.4. Електрична анізотропія питомого опору.....
6.5. Діелектрична проникність .....
6.6. Діелектричні втрати та поляризація .....

Питання для самоконтролю: .....
Завдання: .....

7. ПЕТРОМАГНІТНІ МЕТОДИ.....
7.1. Основні петромагнітні параметри .....
7.2. Визначення магнітних властивостей зразків .....
7.3. Магнітні властивості мінералів .....
7.4. Магнітні властивості гірських порід .....
7.5. Магнітна сприйнятливість нафти і газу .....
7.6. Магнітна анізотропія.....
7.7. Палеомагнітні дослідження .....

Питання для самоконтролю: .....
Завдання: .....

8. ЯДЕРНО-ФІЗИЧНІ (РАДІОАКТИВНІ) ВЛАСТИВОСТІ МІНЕРАЛІВ І ГІРСЬКИХ ПОРІД .....
8.1. Радіоактивність і типи радіоактивних розпадів .....
8.2. Основні радіоактивні параметри в петрофізиці.....
8.3. Визначення радіоактивності зразків.....

8.4. Радіоактивність мінералів.....
8.5. Радіоактивність гірських порід.....
8.5.1. Магматичні породи.....
8.5.2. Осадові породи .....
8.5.3. Метаморфічні породи.....
8.5.4. Пластові флюїди і гази .....
Питання для самоконтролю: .....
Завдання: .....

9. ОБРОБКА РЕЗУЛЬТАТІВ ПЕТРОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ТА ЇХНЄ ВИКОРИСТАННЯ ДЛЯ ІНТЕРПРЕТАЦІЇ ГЕОФІЗИЧНИХ ДАНИХ .....
9.1. Статистична обробка результатів петрофізичних досліджень .....
9.2. Взаємозв'язок петрофізичних параметрів .....
9.3. Створення математичних моделей порід та їхнє використання для інтерпретації геофізичних даних .....
9.4. Побудова петрофізичних карт і розрізів .....
Питання для самоконтролю: .....
Завдання: .....

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ .....

ВСТУП

Дослідження фізичних властивостей в геології й геофізиці, які проводяться для вивчення гірських порід і руд, є специфічними і характеризуються своїми завданнями, теорією, методиками. Ця галузь знань виділена у свою науку – петрофізику.

Поняття "петрофізика" було введено німецьким геофізиком Ф. Фрьоліхом у 1953 р. як прикладний розділ наук про Землю. Розвиток петрофізики пов'язаний з такими вченими, як: Г. Авчян, С. Акімото, К. Александров, Є. Баюк, Ф. Берч, Ф. Берне, М. Біо, В. Вакьє, Г. Вахромєєва, М. Віллі, В. Вінзауер, Б. Вендельштейн, С. Вижва, М. Воларович, Ф. Гасман, В. Дахнов, Х. Джефрис, В. Добринін, Н. Дортман, В. Зінченко, В. Кобранова, Д. Кожевников, К. Лебедєв, Л. Марморштейн, Т. Нагата, М. Озерська, Г. Петкевич, Г. Продайвода, М. Толстой, В. Хмелевськой тощо.

Петрофізика є стиковою галуззю знань, пов'язаною тісно з такими науками, як фізика речовини, геологія (петрологія, літологія, гідрогеологія, інженерна геологія та ін.) та геофізика (глибинна, регіональна, розвідувальна тощо).

Петрофізика є сферою досліджень фізичних властивостей гірських порід і руд, мета яких – 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 завдань.

Петрофізика вивчає:

- фізичні й фізико-хімічні процеси, під час яких виявляються фізичні властивості гірських порід (пористість, густина, електропровідність, пружність тощо);
- петрофізичні величини, які характеризують участь гірських порід у геологічних і фізико-хімічних процесах (коефіцієнти пористості, проникності, питомий електричний опір, швидкості поширення пружних хвиль тощо);

• класифікацію петрофізичних величин за їхніми значеннями, а також гірських порід за петрофізичними та іншими величинами;

• зв'язки петрофізичних величин між собою і з іншими величинами, їхню класифікацію;

• локальні й регіональні зміни петрофізичних величин, пов'язані з особливостями складу і будови геологічних тіл і регіонів, геологічними і фізико-хімічними процесами.

Безпосереднє використання петрофізичних методів при геологічній зйомці середніх і великих масштабів дозволяє об'єктивніше розділяти інтрузивні породи на комплекси і фації, метаморфічні й осадові породи – на серії та світи; 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 і геодинамічних досліджень.

Основними завданнями петрофізики є:

– вивчення і систематизація фізичних властивостей порід і мінералів, вивчення зв'язків між фізичними властивостями, складом і структурно-текстурними особливостями порід;

– оцінка впливу на фізичні властивості різноманітних геологічних, фізико-хімічних і термодинамічних чинників;

– використання даних щодо фізичних властивостей порід та їхніх зв'язків зі складом і структурними особливостями для інтерпретації геофізичних даних;

– використання результатів петрофізичних досліджень для побудови математичних і речовинно-фізичних моделей геологічних об'єктів і процесів при геомоделюванні;

– використання петрофізичних даних поряд з петрографічними, механічними та фізико-хімічними для вирішення завдань буріння та розробки родовищ.

Такий широкий перелік вирішуваних завдань визначається залежністю фізичних властивостей від атомної будови речовин (будова і маса ядер, будова електронних оболонок), типу хіміч-

ного 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.

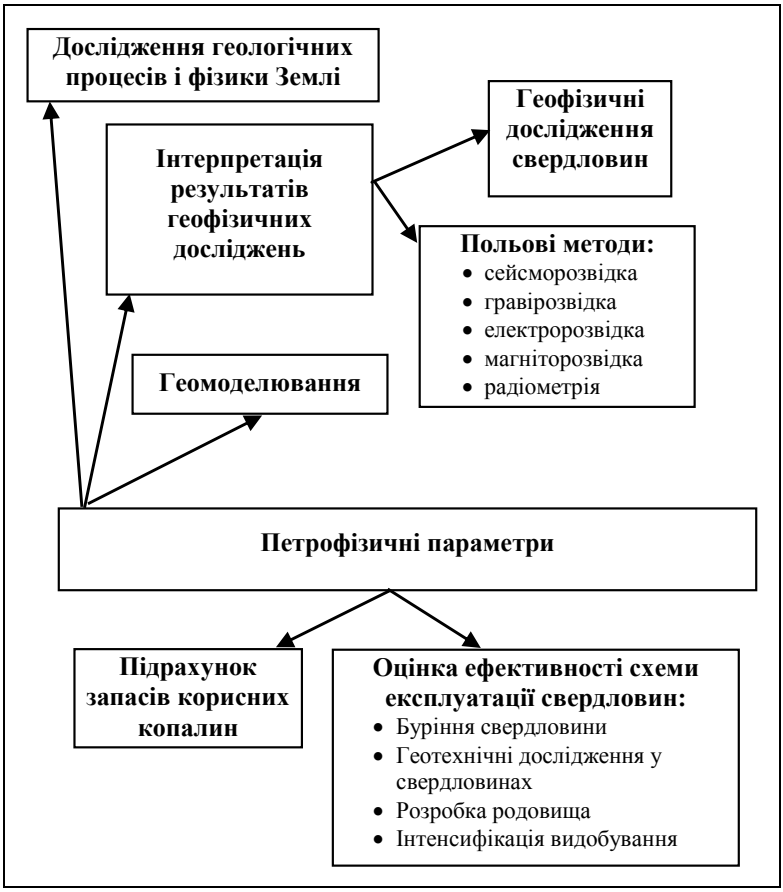


Схема. Завдання, які вирішує петрофізика

Оскільки ж властиві даній породі (мінералу) величини фізичних параметрів формуються під час її утворення і можуть змінюватись у майбутньому, при зміні характеристик середовища, у багатьох випадках є можливим за фізичною характеристикою

геологічних формацій відновити термодинамічний режим їхнього утворення. Водночас, фізичні властивості гірських порід значною мірою визначають хід геологічних процесів – магматичних, метаморфічних, рудоутворення тощо.

Комплекс досліджень, які проводяться при вивченні петрофізичних характеристик, включає в себе залежно від завдань, що ставляться, зазвичай такі види робіт:

1. Відбір колекції зразків гірських порід (свердловинні та польові матеріали).
2. Вивчення результатів петрографічних і мінералогічних досліджень зразків.
3. Підготовка зразків до вимірювань залежно від поставлених завдань досліджень:
   - виготовлення зразків певної форми (циліндри, куби, пластини, стрижні, куборомбододекаедри тощо);
   - екстрагування (певними видами розчинників залежно від поставлених завдань);
   - висушування;
   - насичення моделями пластових вод або води.
4. Лабораторні дослідження фізичних властивостей в атмосферних умовах.
5. Лабораторні дослідження фізичних властивостей в умовах високого тиску і температури (за необхідності).
6. Статистична обробка результатів досліджень.
7. Аналіз петрофізичних параметрів на основі апріорної геологічної інформації.
8. Побудова петрофізичних залежностей.
9. Побудова петрофізичних карт, розрізів на основі петрофізичної класифікації.

Досліджувані фізичні властивості гірських порід і мінералів (загалом нині вивчається майже 200 петрофізичних параметрів) можуть бути розділені на такі основні групи:

1) група щільнісних властивостей об'єднує більше десяти параметрів, найуживанішими з яких є мінеральна густина (δ), об'ємна густина (σ_o), густина твердої фази ($\sigma_т$), густина газо-

і водонасичених порід ($\sigma_{гн}$ і $\sigma_{вн}$), структурна рихлість (ω) і кристалохімічна щільність (η);

2) група фільтраційно-ємнісних властивостей, до якої включаються понад 30 параметрів, серед яких: коефіцієнти загальної ($K_{пз}$), відкритої ($K_{пв}$), ефективної ($K_{еф}$) і динамічної ($K_{д}$) пористості, коефіцієнти водо-, нафто- і газонасичення ($K_{вн}$, $K_{нн}$, $K_{гн}$), коефіцієнт залишкового водонасичення (KЗВ), коефіцієнт проникності ($K_{пр}$), параметри, що характеризують структуру пустотного простору тощо;

3) група теплофізичних властивостей, у складі якої вивчають: масову (C_m) та об'ємну теплоємність (C_v), температуропровідність (а) і теплопровідність (λ) тощо;

4) група пружних властивостей, найуживанішими з яких є: швидкості поширення поздовжніх (V_p) і поперечних (V_s) хвиль, коефіцієнт поглинання енергії пружних коливань (α_e), модуль Юнга (E), модуль зсуву (G), коефіцієнт Пуассона (ν), модуль об'ємного розширення (K), тензори пружних постійних порід тощо;

5) група електричних властивостей, з яких найбільше значення мають: питомий електричний опір (ρ) та електрична провідність (γ), діелектрична проникність (ε), тангенс кута діелектричних втрат (tgδ), природна ($\Delta U_{пс}$) і викликана поляризація (ΔUВП), поляризовність (η), коефіцієнти електрохімічної активності (α) та поглинання електромагнітної енергії ($K_{пог}$) тощо;

6) група магнітних властивостей. Із параметрів, що до неї належать, найчастіше використовуються: магнітна проникність (μ) і магнітна сприйнятливість (æ), намагніченість – об'ємна (J), індуктивна (J_i), насичення (J_s), природна залишкова (J_n), термозалишкова (J_{rt}), орієнтаційна залишкова (J_{ro}), в'язка залишкова (J_{rv}), хімічна залишкова (J_{rc}), динамічна залишкова (Jrd п'єзозалишкова (J_{rp}), залишкова насичення (J_{rs}); тензори магнітних параметрів, температура Кюрі (T_c), напруженість магнітного поля насичення (H_s), коерцитивна сила (H_c), коефіцієнт розмагнічування (N) і фактор Кенігсбергера (Q);

7) група радіоактивних властивостей включає в першу чергу: потужність дози інтегрального γ-випромінювання (J_γ або ЗР), інтенсивність α-, β- та γ-випромінювання, вміст радіоактивних

елементів U(Ra), Th та K^{40}, а також їхній частковий внесок до величини сумарного γ-фону.

Петрофізика гірських порід, що виходять на сучасну поверхню земної кори, є основою для інтерпретації геофізичних даних при пошуках і розвідці рудних і нерудних корисних копалин, глибинних дослідженнях, вивченні геологічної історії Землі. Істотну роль в останньому випадку відіграє вивчення фізичних властивостей мінералів і гірських порід при високих тисках і температурах, що є причиною реконструктивних або деструктурних петрофізичних змін.

Важливе місце в комплексній інтерпретації петрофізичних даних посідає фізико-геологічна модель – узагальнене уявлення про основні геологічні й фізичні характеристики досліджуваного геологічного об'єкта.

1. ПЕТРОЩІЛЬНІСНІ МЕТОДИ

1.1. ОСНОВНІ ПЕТРОЩІЛЬНІСНІ ПАРАМЕТРИ

Щільнісні характеристики, найуживанішою з яких є густина, належать до найважливіших екстенсивних параметрів, які характеризують стан природних систем – адже саме густина визначає мольний об'єм речовини, і її знання необхідні при розрахунках об'ємів 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 температури, а також, безумовно, на концентрацію пустот. Основні щільнісні параметри наведено в табл. 1.1.

Таблиця 1.1. **Основні щільнісні параметри гірських порід**

Параметр, індекс	**Визначення**	**Одиниця виміру (СІ)**
Об'ємна густина, σ	Відношення маси гірської породи (мінералу) до об'єму породи (мінералу), тобто відношення маси твердої, рідкої й газової фаз до його об'єму	кг/м^3
Густина мінеральна, $\delta_м$	Відношення маси твердої фази гірської породи до чистого об'єму твердої фази (позбавленого пустот розміром понад 10^{-4} мм)	кг/м^3
Густина твердої фази, $\sigma_т$	Відношення маси твердої фази гірської породи до об'єму твердої фази за винятком відкритої пористості	кг/м^3
Густина газонасичених порід, $\sigma_{гн}$	Відношення маси твердої фази гірської породи до об'єму породи, позбавленої пустотної вологи	кг/м^3
Густина газоводонасичених порід, $\sigma_{гвн}$	Відношення маси гірської породи з лабораторною вологістю до об'єму породи	кг/м^3
Густина водонасичених порід, $\sigma_{вн}$	Відношення маси гірської породи з максимальною вологістю до об'єму породи	кг/м^3
Питома вага, $\delta_п$	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	$м^3$

1.2. ВИЗНАЧЕННЯ ЩІЛЬНІСНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ЗРАЗКІВ

Найточніше щільнісні характеристики зразків визначаються лабораторними методами.

Відомо, що густина речовини може бути розрахована за формулою

$$\sigma = \frac{m}{V}, \tag{1.1}$$

де m – маса речовини, а V – її об'єм.

При петрофізичних дослідженнях одним із методів лабораторного дослідження об'ємної густини є **метод** розрахованого об'єму, де об'єм зразка породи може бути розрахований за його геометричними розмірами.

У цьому методі досліджують зразки правильної геометричної форми, а маса зразка визначається за допомогою аналітичних терезів.

Найбільш точним методом визначення об'ємної густини вважається метод гідростатичного зважування.

Для визначення густини породи (σ_0), яку вона мала в природному заляганні, зважуванню піддають свіжозапарафінований зразок.

При зважуванні послідовно одержують:

- масу зразка без парафінової оболонки, m_1;
- масу зразка після парафування, m_2;
- масу парафінованого зразка, зануреного в рідину, m_3.

Густину зразка обчислюють за формулою

$$\sigma_0 = \frac{m_1}{(m_1 - m_3)/\sigma_р - (m_2 - m_1)/\sigma_{пар}}, \tag{1.2}$$

де $\sigma_р$ – густина рідини, $\sigma_{пар}$ – густина парафіну.

Похибка визначення густини залежить від:

- маси зразка;
- густини зразка;

- густини робочої рідини і парафіну;
- а також від точності зважування.

При дослідженні порід похибка, як правило, не повинна перевищувати 1 кг/м^3.

Якщо порода є практично непроникною для води, то обходяться без парафування. Формула розрахунку об'ємної густини в цьому випадку матиме такий вигляд:

$$\sigma_0 = \frac{m_1}{(m_1 - m_3)/\sigma_p}. \qquad (1.3)$$

У випадку вимірювань без парафінування при присутності у складі породи добре розчинних мінералів як 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.

Для одержання густини водонасиченого та нафтонасиченого зразка ($\sigma_{вн}$, $\sigma_{нн}$) його попередньо насичують моделлю пластової води (вода певної мінералізації) або нафти (гасом). При зважуванні зразка в рідині, яка має таку саму густину, як рідина, якою насичений зразок, розрахунок густини породи проводиться за формулою 1.3, а парафінування необхідно тільки при відмінностях у властивостях рідини.

Критерієм водо- або нафтонасиченості зразка (як і видалення вологи із зразка) є стабілізація його маси при насиченні. В усьому іншому техніка вимірювання параметрів $\sigma_{вн}$, $\sigma_{нн}$ нічим не відрізняється від визначення σ_0.

Для одержання густини водонасиченого зразка $\sigma_в$ можна використовувати метод гідростатичного зважування без парафінування за умови занурення зразка в такий розчин, яким був насичений зразок (з такою ж мінералізацією).

Густину сипучої неущільненої породи (піску, ґрунту і т. п.) одержують пікнометричним методом, тобто зважуванням визначеного об'єму зразка:

$$\sigma = \frac{m - m_і}{V}, \qquad (1.4)$$

де m – маса пікнометра з породою, $m_п$ – власна маса пікнометра, V – об'єм породи.

Для визначення мінеральної густини в лабораторних умовах породу дроблять до часток, що проходять через сито з отвором 0,25 мм^2. Об'єм скелета 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. У результаті мінеральна густина розраховується за формулою

$$\sigma_m = \frac{(m_1 - m_0)\sigma_р}{m_3 - m_0 - m_2 + m_1}, \qquad (1.5)$$

де m_0 – маса пікнометра, m_1 – маса пікнометра з пробою, m_2 – маса пікнометра з пробою, доповненого рідиною, m_3 – маса пікнометра, наповненого рідиною.

Похибка визначення мінеральної густини не повинна перевищувати 10 кг/м^3,
або мінеральну густину розраховують за формулою

$$\delta_м = \sum_{i=1}^{n} \sigma_{mi} \frac{V_{mi}}{V_{тв}}, \qquad (1.6)$$

де σ_{mi}, V_{mi} – густина та об'єм і-го мінералу, $V_{тв}$ – об'єм твердої фази породи.

Густину природних вод і нафт у лабораторних умовах звичайно вимірюють пікнометричним методом або із застосуванням ареометрів.

Пікнометричний метод заснований на визначенні відносної густини рідини, яка визначається як відношення маси досліджуваної рідини до маси води, узятої в тому ж об'ємі й за тієї самої температури. При таких дослідженнях використовуються лабораторні пікнометри (рис. 1.1). Пікнометр – це скляна колба з високим вузьким горлом, на якій є межа, що вказує об'єм пікнометра.

Густину нафтопродуктів з використанням цього методу визначають з точністю до четвертого знака після коми при вико-

ристанні електронних ваг. Непрямі методи визначення густини рідин є трудомісткими і менш точними, ніж прямі.

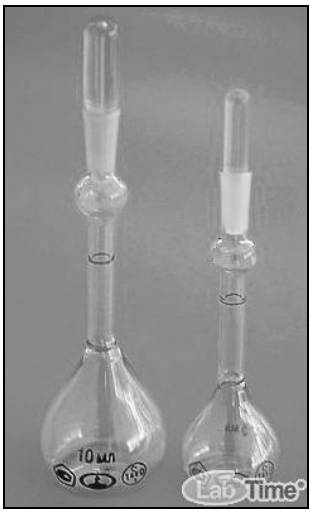


Рис. 1.1. Типи пікнометрів

Густина рідин може вимірюватися і спеціальними приладами – ареометрами. Використовуються ареометри постійної маси (денсиметри) та постійного об'єму, які можна застосовувати для вимірювання густини рідин і гірських порід.

Денсиметр – це ареометр сталої ваги, проградуйований в одиницях густини, або ареометр для вимірювання концентрації розчинів у відсотках, наприклад нафтомір тощо (рис. 1.2).

Ареометричний метод заснований на використанні ареометра (нафтоденсиметра), дія якого ґрунтується на законі Архімеда. Згідно із законом на тіло, що занурено в рідину, діє виштовхувальна сила, направлена вертикально вверх і яка дорівнює вазі витісненої рідини в об'ємі зануреної частини ареометра.

Виготовляють денсиметри із скляної трубки, у нижню частину якої кладуть баласт (ртуть, свинцевий дріб) для надання стійкого вертикального положення. Такий ареометр занурюється тим глибше, чим менша густина рідини. На трубці ареометра

нанесено шкалу, проградуйовану за певної температури в г/см^3. Застосовують ареометри, шкала яких проградуйована в г/см^3, при температурі +20 або +4 °С. У разі відхилення температури досліджуваної рідини від нормальної до показів аерометра застосовують температурну поправку.

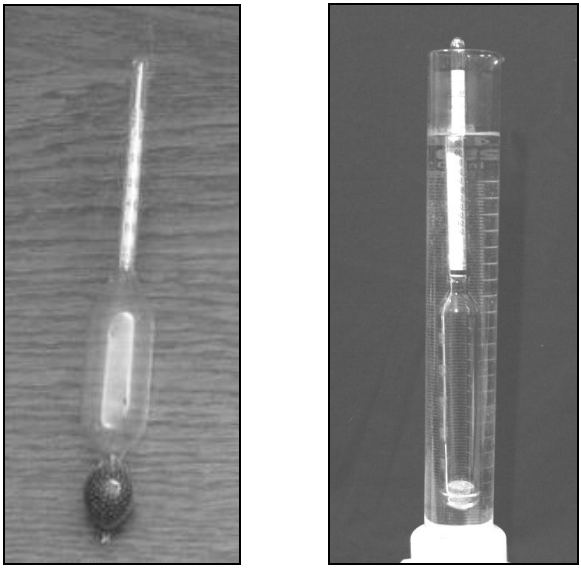


Рис. 1.2. Типи ареометрів

Для вимірювання густини рідини ареометром постійної маси сухий і чистий ареометр поміщають у посудину з цією рідиною так, щоб він вільно плавав у ній. Значення густини зчитують за шкалою ареометра по нижньому краю меніска. Для вимірювання ареометром постійного об'єму змінюють його масу, досягаючи його занурення до певної мітки. Густина визначається за масою вантажу (напр., гирок) та об'ємом витісненої рідини.

Крім того, дуже популярними є такі засоби вимірювання, як густиномір (рис. 1.3), в яких уже реалізовано прямі й непрямі методи вимірювання густини рідини. Застосування даних приладів не вимагає попереднього визначення маси та об'єму ріди-

ни і подальшого їхнього перерахунку в густину. Наприклад, густиномір ультразвуковий використовує залежність поширення швидкості звуку в рідині від її густини. Частота коливань вихідного сигналу такого густиноміру зазвичай становить близько 3 МГц. З цієї причини густиномір ультразвуковий можна віднести до класу високочастотних густиномірів.

Представниками гідростатичного зважування є гідростатичні густиноміри. Гідростатичні густиноміри вимірюють тиск рідини за допомогою датчика тиску, після чого перераховують їх у густину. До даного методу можна також віднести густиномір ваговий (рис. 1.3), де на тензометричній балці вимірюють тверде тіло в повітрі, а потім у рідині, для якої необхідно знайти густину. Визначивши масу твердого тіла в різних середовищах, густиномір ваговий за допомогою алгоритму визначає об'ємну густину рідини.

Рис. 1.3. Електронний лабораторний густиномір (цифровий ареометр для нафти)

Існують більш складні прилади, які дають можливість визначати об’ємну густину автоматично. Наприклад для вимірювання густини рідин методом вимірювання частоти осциляції U-подіб-

ної скляної трубки використовують прецизійний настільний прилад (рис. 1.4).

Рис. 1.4. Автоматичний цифровий вимірювач густини і питомої ваги DA-640

Кристалохімічна щільність і структурна рихлість порід розраховуються за мінеральним складом за формулами:

$$\eta = \sum(C_j \cdot \eta_j), \qquad (1.7)$$
$$\omega = \sum(C_j \cdot \omega_j),$$

де $\eta_j = A^*(\sigma_j \cdot O_j)/M_j$; $\omega_j = v_j/(n_j \cdot z_j)$; C_j – частковий вміст j-го мінералу породи ($\sum(C_j) = 1$); η_j – кристалохімічна щільність j-го мінералу породи; ω_j – структурна рихлість j-го мінералу породи; σ_j – об'ємна густина j-го мінералу породи, а M_j, O_j, n_j – молекулярна маса, кількість атомів кисню і кількість структурних одиниць у формулі j-го мінералу породи; z_j і v_j – кратність і об'єм комірки мінералу; А – число Авогадро.

1.3. ГУСТИНА ХІМІЧНИХ ЕЛЕМЕНТІВ І МІНЕРАЛІВ

Густина хімічно чистих простих твердих речовин характеризується постійним, чітко визначеним значенням і змінюється в межах 500 кг/м^3 (літій) – 22500 кг/м^3 (осмій та іридій). Більша

частина маси атомів (99,95 – 99,97 %) зосереджена в ядрах (маси протонів і нейтронів дорівнюють $1{,}672 \cdot 10^{-27}$ кг і $1{,}675 \cdot 10^{-27}$ кг при масі електронів $9{,}109 \cdot 10^{-31}$ кг. Радіуси атомів елементів становлять 10^{-10} м; радіуси ядер значно менші – $10^{-15} \ldots 10^{-14}$ м. Тому густина ядра атома є дуже значною і приблизно дорівнює $1{,}16^{*}10^{17}$ кг/м^3 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 (напр., O^{2-}, S^{2-}, C^{l-}) багатьох мінералів утворюють надщільні упаковки, катіони меншого радіуса 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. У загальному випадку густина мінералів з іонною або ковалентною формами кристалічного зв'язку нижча, ніж мінералів з ковалентно-металевою та іонно-металевою формами зв'язку.

Середня атомна маса більшості породотвірних мінералів (польового шпату, кварцу і плагіоклазу) залишається постійною або дещо підвищується в піроксені й форстериті. У зв'язку з цим зміни густини мінералів обумовлюються головним чином варіаціями щільності упаковки атомів у кристалічній решітці. Так, у 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 є складовими гірських порід, спостерігаються досить значні коливання густини мінералів, що

становлять у загальному випадку сотні кілограмів на кубічний метр (див табл. 1.2). Вони обумовлені явищами ізоморфізму (зміна маси та радіуса 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 загалом.

Таблиця 1.2. **Об'ємна густина (σ_0 в кг/м^3), кристалохімічна щільність (η в 10^{28} атомів О/м^3) та структурна рихлість (ω в у/о) деяких породотвірних і рудних мінералів**

Мінерал	σ_0	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		
Апатит	3180–3210	4,661	7,588	Піроксени:			
Барит	4500	3,644	11,02	– авгіт	3280	5,014	7,221
Беміт	3010			– бронзит	3300	5,588	6,466

Закінчення табл. 1.2

Мінерал	σ_0	η	ω	Мінерал	σ	η	ω
Галіт	2168			– гіперстен	3340	5,340	6,767
Галеніт	7100–7500			– діопсид	3270	5,457	6,622
Гібсит	2430			– егірин	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
– гросуляр	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			– біговніт	2730	4,783	7,749
Дистен	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
–кліноцоїзит	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						

1.4. ГУСТИНА ГАЗІВ

Густина повітря (за температури 20 °С і тиску 0,1 МПа) дорівнює 1,2928 кг/м^3, а густина вуглеводневих газів (табл. 1.3) змінюється в межах від 0,7168 кг/м^3 (метан) до 3,17 кг/м^3 (пентан) і в середньому близька до густини повітря.

Використовується параметр *d*, який називається відносною густиною газу по повітрю. При нормальних *PT*-умовах

$d = \sigma_{газ} / \sigma_{пов}$: для метану d = 0,7/1,2 = 0,58, для пентану d = 3,17/1,2 = 2,64.

Величина густини газової фази є суттєво залежною від тиску і температури. Наприклад, при p = 70 МПа та T = 400 густина метану – 300 кг/м^3.

1.5. ГУСТИНА РІДИН

Рідка фаза гірських порід може бути представлена нафтою, природною пустотною водою і сумішами цієї води з нафтою.

Густина природних вод за температури 20°С змінюється залежно від мінералізації від 1010 кг/м^3(прісна вода) до 1240 кг/м^3 (гранично міцна ропа).

Основними факторами, які впливають на густини рідин, є їхня мінералізація і температура. Наприклад, збільшення загальної мінералізації води на кожні 40 г/л призводить до збільшення густини води на 25 г/м^3 (В. С. Зинченко, 2005). Залежність густини води від температури особливо виявляється при замерзанні води, густина при цьому зменшується на певну величину (до 10 % густини рідини) залежно від мінералізації.

Густина нафт залежно від їхнього хімічного складу та кількості розчинених в них газів змінюється від 500 до 1000 кг/м^3, рідко коли буває більшою, а частіше за все значення варіюють у межах 820–920 кг/м^3.

Густина нафти залежить від:

- вмісту в ній легких бензинових і лігроїнових фракцій;
- вмісту асфальтово-смолистих компонентів, які мають густину близько 1000 кг/м^3;
- хімічної природи вуглеводнів, які становлять основну масу нафти.

Таблиця 1.3. **Густина газів і рідин**

Речовина та її формула	Густина, кг/м^3
Азот (N_2)	1,2505
Аміак (NH_3)	0,7714
Вода (H_2O)	1010
Водень (H_2)	0,08987

Гелій (He)	0,1785
Двоокис вуглецю (CO_2)	1,9768
Закис азоту (N_2O)	1,978
Кисень (O_2)	1,42895
Метан (CH_4)	0,7168
Нафта	880
Озон (O_3)	2,22
Оксид азоту (NO)	1,3402
Оксид вуглецю (CO)	1,25
Пентан (C_5H_{12})	3,17
Повітря (сухе)	1,2928
Пропан (C_3H_8)	2,0037
Сірчистий газ (SO_2)	2,9263
Сірководень (H_2S)	1,5392
Фтор (F_2)	1,695
Хлор (Cl_2)	3,22
Хлористий водень (HCl)	1,6391
Хлороформ ($CHCl_3$)	5,283

Відомо, що метанові нафти (ряд алканів C_nH_{2n+2}) легше ніж нафтенові (ряд циклоалканів C_nH_{2n-p}, p = 6, 12, ..., 36).

Проведені дослідження (В. М. Березкин та ін., 1978) дають можливість стверджувати, що величина ефективної густини нафтогазового покладу може бути розрахована за формулою

$$\sigma_{\text{пнг}} = (\sigma_{\text{в}} - \sigma_{\text{н.г.}}) K_{\text{п}} K_{\text{н.г}},$$

$\sigma_{\text{пнг}}$ – густина нафтогазового покладу, $\sigma_{в}$ – густина пластової води, $\sigma_{\text{н.г.}}$ – густина нафти і газу в природних умовах, $K_{\text{п}}$ – коефіцієнт пористості, $K_{\text{н.г}}$ – коефіцієнт нафтогазонасичення.

Цей та інші способи розрахунку густини рідин використовують залежно від щільнісних характеристик за кількістю адитивних параметрів, що дозволяє властивості системи розрахувати за властивостями її складових.

1.6. ГУСТИНА ГІРСЬКИХ ПОРІД

1.6.1. Густина магматичних порід

У загальному випадку щільнісні властивості магматичних порід визначаються як їхнім складом, так і структурно-текстурними особливостями.

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 (Н. Б. Дортман [49]):

$$\sum\left(FeO,MgO,CaO,TiO_2\right) = -108,24 + 0,042 \cdot \delta_м \pm 0,5,$$

а для середніх:

$$\sum\left(FeO,MgO,CaO,TiO_2\right) = -97,991 + 0,0395 \cdot \delta_м \pm 1,1.$$

Водночас, оскільки пористість невивітрених відмін інтрузивних порід, як правило, не перевищує перших відсотків, то головним чинником, що визначає величину їхньої густини, слід вважати особливості хімічного та мінерального складу. Вплив структурно-текстурних особливостей в більшості випадків призводить до зміни величини об'ємної густини не більше як на 50–70 кг/м^3, що зіставно із змінами, обумовленими епігенетичними процесами (зменшення густини при вивітрюванні без порушення суцільності порід досягає 40-100 кг/м^3), чи зростанням вмісту акцесорних мінералів. Вплив структури порід на їхню густину достатньо чітко простежується лише у випадку подібності складу порід. Так, густина слабкопорфіроподібних гранітів Новолазарівського масиву УЩ на 7–10 кг/м^3 нижча густини рівномірно-зернистих відмін, виникнення порфіробластів та овоїдів супроводжується зниженням σо на 5–15 кг/м^3.

У безрудних відмінах магматичних порід (табл. 1.4) лужноземельного ряду середнє значення об'ємної густини зростає в ряду граніт – олівініт (від 2550–2650 кг/м^3 до 3200–3500 кг/м^3), що на загал узгоджується зі зменшенням вмісту кремнезему і зростанням вмісту фемічних оксидів.

Таблиця 1.4. **Об'ємна густина (в кг/м^3) магматичних порід (за Н. Б. Дортман [49], В. М. Добриніним [23])**

Порода	$\sigma_{Осер}$	σ_{Omin} – σ_{Omax}	Порода	$\sigma_{Осер}$	σ_{Omin} – σ_{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			

$\sigma_{Осер}$ – середнє значення об'ємної густини; σ_{Omin} – σ_{Omax} – межі змін густини найбільш поширених відмін.

Густина порід лужного ряду за однакового вмісту кремнезему з породами нормального ряду є дещо нижчою, що обумовлено високими концентраціями лужних елементів з 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 та умов утворення й 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. 1.4). У найбільш лейкократових їхніх відмінах, за незначного вмісту акцесорних мінералів, величина густини фактично визначається співвідношенням вмісту калі-

євих польових шпатів і кварцу. Для більшості ж гранітів найсуттєвіші 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 розтягнення 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 у порфіроподібних відмінах до 7 кг/м^3.

Густина середніх і основних порід суттєвим чином залежить від вмісту та складу фемічних мінералів (перш за все амфіболів і піроксенів). Це добре видно при порівнянні густини габро та анортозиту, а також нормального і лейкократового габро. Процеси амфіболітизації основних порід, як правило, призводять до зниження їхньої 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 та олівінів. Відмінність густини суто залізистих і суто магнезіальних відмін олівініту може сягати більше 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 3000–3200 кг/м^3, а при інтенсивній – до 2600–2700 кг/м^3.

Залежність величини густини ефузивних порід від їхнього складу є подібною до інтрузивних порід. Тож у загальному випадку за величиною σ_O можна з певною похибкою прогнозувати їхній середній хімічний склад: у 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. При подібному

хімічному складі (ліпарит – кварцовий порфір, андезит – порфірит, базальт – діабаз) густина палеотипних порід, як правило, дещо вища від густини їхніх 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). Безсумнівним 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. У межах одного лавового потоку можуть спостерігатися різноманітні структури і текстури порід, що спричиняє значну неоднорідність за густиною. Відмінності сингенетичних структур і текстур відображаються у величинах пористості та густини головним чином у кайнотипних ефузивах, пористість же палеотипних ефузивних порід змінюється в порівняно невеликих межах.

1.6.2. Густина метаморфічних та ультраметаморфічних порід

Головними факторами метаморфізму гірських порід є:

- температура;
- тиск усебічний, гідростатичний та направлений;
- хімічно активні флюїди та гази,
- привнесення мінеральної речовини тощо.

Підвищення температури може бути пов'язано із зануренням порід на більші глибини, тепловим впливом магми, місцевим підвищенням теплового потоку, припливом глибинних флюїдів та іншими процесами.

Тиск призводить до деформації мінералів і до зміни структури пустотного простору, викликає просторову орієнтацію їх у гірських породах. Завдяки деформації виникають нові тріщини,

що збільшує інтенсивність переміщення флюїдів та їхніх хімічних взаємодій із скелетом породи.

Усі фактори можуть приводити до перекристалізації мінералів і гірських порід залежно від форми метаморфізму.

За будь-яких метаморфічних перетворень гірських порід, які пристосовуються до нових термодинамічних умов, відбуваються зміни у фізичних властивостях порід, а в першу чергу у значеннях густини.

Густинні 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. 1.5) – часто характерною є безперервна зміна густини від вихідної до повністю зміненої породи. Коефіцієнти кореляції густини із вмістом породотвірних 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 густинних властивостей.

Густина змінюється в гірських породах за рахунок структурних перебудов при ізохімічних процесах. Ізохімічним метаморфізмом називають метаморфізм, який відбувається без привнесення і виносу хімічно активних речовин, склад гірських порід практично не змінюється (напр., перетворення вапняку в мармур).

У тому випадку, коли метаморфічні перетворення супроводжуються значним привнесенням або виносом речовини, відбувається заміщення одних мінералів іншими, тобто відбувається метасоматоз. Такі зміни хімічного складу, відповідно, призводять до змін у густині порід.

Регіональний метаморфізм проникає на великі глибини і охоплює великі площі. Факторами такого метаморфізму є високі температура, тиск, вплив флюїдів. Залежно від їхнього співвідношення змінюється і ступінь метаморфізму.

У регіонально метаморфізованих товщах (за умови ізохімічності по макрокомпонентах) спостерігається зростання густини при збільшенні ступеня метаморфічних змін порід. Найбільш різке збільшення густини (на 8–12 %), спостерігається на початкових етапах перетворення осадових та 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 у 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.

Регресивний метаморфізм (діафторез) пов'язаний зі змінами термодинамічних умов убік зменшення температури і тиску. При регресивному метаморфізмі внаслідок зростання пористості й утворення низькобаричних мінералів густина порід зменшується. Якщо разом із цими процесами відбувається мілонітизація (роздроблення та перетирання гірських порід), то кристалічні сланці, які утворюються, відрізняються сильно пониженою густиною завдяки збільшенню мікротріщинуватості. Таким чином, низькотемпературні породи характеризуються більш низькою густиною порівняно з високотемпературними.

Ультраметаморфізм – крайня стадія регіонального метаморфізму. Процеси його викликають найбільші зміни гірських порід, за яких відбувається перекристалізація, метасоматоз, селективний або повний розплав. Усі ці перетворення супроводжуються розущільненням порід. Частково або повністю розплавлені породи проникають у вмісні породи і утворюються змішані породи, які називають мігматитами, а різновидами мігматитів є чарнокіти. Вважається, що чарнокітизація та гранітизація – найбільші прояви ультраметаморфізму – призводять до суттєвих змін у фізичних характеристиках порід. Таким чином, відбувається пониження основності й густини порід.

Густина новоутвореної породи при неповному заміщенні мінералів залежить від ступеня гранітизації й від густини вихідної породи. При повній зміні порід і утворенні гранітів їхня густина фактично не залежить від мінерального складу вихідної породи.

Динамометаморфізм, або катакластичний метаморфізм, відбувається у верхніх шарах земної кори, головним чином під тиском сильного однонаправленого тиску – стресу. Він пов'язаний з тектонічними рухами, які викликають розриви в земній корі та переміщення окремих блоків. У процесі переміщення порід по розломах за порівняно низької температури відбувається їхнє дроблення та порушення, змінюються текстурно-структурні особливості порід, але мінеральний склад практично не змінюється. Усе це призводить до пониження густини за рахунок текстурно-структурних змін. При більшому стресі в більш глибоких зонах, де температура підвищується, механічне порушення порід змінюється пластичними деформаціями, відбувається одночасна перекристалізація порід, що часто супроводжується привнесенням речовини, у результаті чого густина може збільшитися.

Автометаморфізм відбувається в період застигання інтрузивної магми в самому інтрузивному тілі. Широко розвинуті процеси амфіболітизації (заміщення піроксену амфіболом), альбітизації основних плагіоклазів, серпентинізації ультраосновних порід.

У процесі серпентинізації відбувається розпад мінералів з високою густиною (піроксенів, олівіну) й утворення малощільного серпентину при невеликому вмісті магнетиту та інших акцесорних мінералів. Процес відбувається поступово і характеризується також поступовим зменшенням густини порід. Найменшу густину мають серпентиніти. Їхні подальші зміни – карбонатизація – приводить до нового збільшення густини.

Таблиця 1.5. **Об'ємна густина (кг/м^3) метаморфічних порід**

Порода	$\sigma_{Осер}$	$\sigma_{Omin} – \sigma_{Omax}$	Порода	$\sigma_{Осер}$	$\sigma_{Omin} – \sigma_{Omax}$
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 слюдистий	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
Гнейс амфіболовий	2850	2750–2900	Дуніт серпентинізований	–	2600–3100

Процес амфіболітизації найбільш характерний для габро і габро-норитів, але спостерігається також і в гіпербазитах. При амфіболітизації відбувається розпад піроксену з утворенням амфіболу і плагіоклазів з кристалізацією хлориту, серициту і епідоту, тобто мінералів з меншою густиною. Відповідно, вихідна порода також характеризується пониженою густиною.

Контактовий метаморфізм пов'язаний з проникненням магми в земну кору, він спостерігається на контактах інтрузій та вмісних порід. Тут присутні процеси метасоматозу й утворення метасоматитів. Процеси контактового метаморфізму можуть відбуватися без значних змін хімічного складу вихідної породи, однак у більшості випадків вони супроводжуються підвищенням густини. Наприклад, при утворенні з осадових порід роговиків ступінь збільшення густини визначається їхнім мінеральним складом. Кристалічні сланці, які виникають у результаті проявів метасоматозу глинистих і вапняково-глинистих осадових порід,

відрізняються різко підвищеною густиною порівняно з вихідними породами, що обумовлено появою мінералів з високою густиною і різким зменшенням пористості порід.

1.6.3. Густина осадових порід

Мінеральна густина осадових порід змінюється в достатньо широких межах (табл. 1.6). 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 параметра (близько 10–15 %) навіть у межах однорідного геологічного тіла, що за умови низької пористості може суттєвим чином впливати на величину σ_o. При зростанні пористості вплив $\delta_м$ на об'ємну густину зменшується.

У загальному випадку найвищою є густина твердої фази карбонатних порід ($\sigma_т$ вапняків змінюється переважно від 2710 до 2740 кг/м^3, а доломітів – від 2800 до 2900 кг/м^3). Дещо нижчою є густина твердої фази піщаних, алевритових і глинистих порід, значення якої можуть знижуватись до 2200 кг/м^3. Водночас, наявність домішок мінералів з високою густиною (гранат, циркон, рутил, ільменіт, каситерит, магнетит, слюди, пірит, сидерит, шамозит тощо) може привести до значного зростання густини твердої фази порід, яка в окремих випадках може навіть перевищувати 3500 кг/м^3. Зниження σт у карбонатних та уламкових породах зазвичай пов'язано з присутністю опалу, каолініту, алофану та інших мінералів з малою густиною. Густина твердої фази кременистих порід змінюється від 2000 кг/м^3 (діатоміт) до більш ніж 2650 кг/м^3 (яшми і кремені). Ще нижчою (у разі відсутності значних кількостей ангідриту) може бути густина твердої фази евапоритів: у мірабіліту вона дорівнює приблизно 1500 кг/м^3, у кам'яної солі – 2100–2200 кг/м^3, у гіпсів – близько 2300 кг/м^3. Найнижчі значення густини твердої фази встановлені для графіту і вугілля ($\sigma_т$ = 1250-2270 кг/м^3), при цьому низькі значення цього параметра відповідають чистому вугіллю з мінімальною кількістю домішок.

Об'ємна густина осадових порід визначається в першу чергу пористістю (рис. 1.5), яка обумовлена структурою і діагенезом порід, а меншою мірою мінеральним складом.

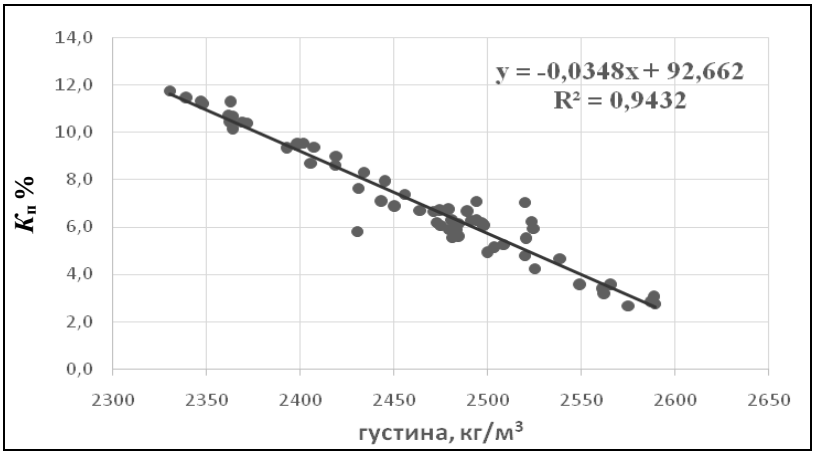


Рис. 1.5. Графік залежності об'ємної густини газонасичених зразків теригенних порід Шебелинської площі Дніпровсько-Донецької западини від коефіцієнта відкритої пористості

Об'ємна густина осадових порід змінюється в діапазоні 1200–3000 кг/м^3 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 пустотного заповнювача на величину густини контролюється величиною відкритої пористості.

Діагенетичні й катагенетичні перетворення осадових порід відбуваються під дією зростаючого геостатичного тиску, результатом чого є незворотне компресійне ущільнення. Отже, 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.

У молодих глинистих осадках пористість становить 80 %. Якщо пористість зменшується на 35–40 %, то густина збільшується до 1800–2080 кг/м^3. При значних навантаженнях і потужності перекриваючої товщі до 3000 м густина аргілітів може становити 2400–2500 кг/м^3, подальше ущільнення можливе тільки при перекристалізації часток, які спостерігаються в глинистих сланцях.

Найбільші можливості до ущільнення мають глини. Піски та пісковики, на відміну від глин, більш різко реагують на літологічне ущільнення. Добре відсортований пісок на дні водойми може мати пористість 40 %, яка на глибинах 1–1,5 км під дією навантаження порід, які залягають вище, зменшується до 6–10 %, і, відповідно, густина збільшується до 2400–2600 кг/м^3, на більших глибинах ущільнення і збільшення густини відбувається повільніше.

Середня об'ємна густина порід нерідко зменшується ближче до склепіння локальних позитивних структур, де зазвичай зменшується глинистість і збільшується відсортованість і пористість порід.

Перетворення карбонатних осадків у породу та їхнє ущільнення відбуваються також при порівняно невеликих статичних тисках, на глибинах до 1 км густина вапняків і доломітів становить 2500–5600 кг/м^3. Густина карбонатних порід позитивних структур тісно пов'язана з їхнім положенням у самій структурі. Зазвичай у склепінні структури розвинуті переважно вапняки, а в напрямку до крил зростає вміст доломітів, що й веде до збільшення густини. Зменшення густини при заляганні порід біля склепіння також пов'язано зі збільшенням їхньої тріщинуватості (В. Н. Кобранова, 1986).

Зростанню густини сприяють також утворення гематитового, сидеритового, піритового цементу, процеси дегідратації водовмісних мінералів.

Для гідрохімічних осадків діагенез не має сильного впливу, оскільки ці породи вже на стадії осадконакопичення характеризуються мінімальною пористістю, при діагенезі порід з

глибиною відмічається підвищення густини зі збільшенням віку порід.

Загальна закономірність зміни густини водонасичених ($\sigma_{вн}$) однотипних і одновікових порід із глибиною може бути виражена емпіричним рівнянням (М. Л. Озерська):

$$\sigma_{вн} = \delta_м + (1 - \delta_м)\cdot K_{Пmax}\cdot e^{-0{,}45H}),$$

де H – глибина залягання порід, $K_{Пmax}$ – граничне значення коефіцієнта пористості при $H = 0$, $\delta_м$ – мінеральна густина.

При інтерпретації петрогустинних даних слід ураховувати також залежність густини від умов утворення та існування порід, вплив яких, як правило, найчіткіше виявляється за рахунок зміни густини мінералів і пористості порід.

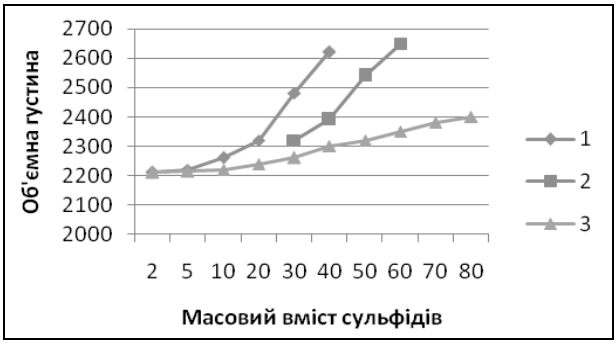


Рис. 1.6. Залежність об'ємної густини від масового вмісту сульфідів у рудах(за Н. Б. Дортман):
1 – сульфідно-каситеритових; 2 – хромітових; 3 – мідних

Вплив мінерального складу на об'ємну густину осадових порід, як уже зазначалось, не є основним. Але наявність акцесорних мінералів (сидериту, піриту тощо) підвищує густину на 100–200 кг/м^3. Особливо це характерно для осадових утворень складчастих регіонів і ділянок сповзання в платформному чохлі. Великий вплив на густину має тип цементу. Заміна глинистого цементу в пісковиках і конгломератах на карбонатний збільшує їхню густину на 200 кг/м^3. Водночас наявність глинистого цементу в карбонатних породах знижує їхню густину.

Таким чином, в осадових породах межі зміни густини в групах навіть одного літологічного різновиду можуть бути доволі широкі (табл.1.6). Наприклад, група вапняків може містити 4–5 різновидів від вапняку пухкого з густиною 1800–2250 кг/м^3 до вапняку кристалічного з густиною 2700–2900 кг/м^3, а збагачення породи рудними мінералами приведе до ще одного збільшення густини, навіть до 3500 кг/м^3.

Таблиця 1.6. **Мінеральна та об'ємна густина поширених осадових порід (у кг/м^3)**

Порода	$\delta_{Mсер}$	$\delta_{M\ min}$ – $\delta_{M\ max}$	σ_{Omin} – σ_{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	
Кремінь	2590	2450–2750	2300–2600	
Вугілля		1200–1900	1100–1800	

У результаті дуже вірогідним є близькі за значеннями величини щільнісних параметрів в істотно відмінних (за складом, генезисом, структурою) породних відозмінах геологічних об'єктів. З іншого боку, частими є ситуації, коли дуже близькі за складом і генезисом породи через другорядні відмінності (у тому числі викликані епігенетичними процесами) можуть істотно відрізнятися за величиною густини.

Знання щільнісних властивостей є необхідним для побудови петрогустинних моделей земної кори, мантії та Землі загалом, моделювання геологічних процесів, підрахунку запасів корисних копалин, для планування та інтерпретації геофізичних досліджень тощо.

Запитання для самоконтролю

1. Визначення терміна "петрофізика".
2. Мета і завдання петрофізичних досліджень.
3. Основні густинні параметри, одиниці їхнього виміру.
4. Які є методи для визначення щільнісних властивостей зразків?
5. Як проводиться для петрофізичних досліджень відбір зразків гірських порід і руд у польових умовах?
6. Густина хімічних елементів і мінералів.
7. Густина магматичних порід.
8. Густина метаморфічних порід.
9. Густина осадових порід.
10. Вплив природних процесів на зміну густини метаморфічних, магматичних і осадових порід.

Завдання

Підготувати розгорнутий реферат на тему: "Густина гірських порід і методи її визначення", обравши певні типи гірських порід.

2. ФІЛЬТРАЦІЙНО-ЄМНІСНІ ВЛАСТИВОСТІ

Як уже зазначалося, гірські породи і мінерали не є суцільними тілами: тверда фаза заповнює лише частину об'єму гірської породи, а в незаповненому нею просторі містяться інші (звичайно рідинна та газова, інколи лід і гідрат газу) компоненти порід.

2.1. ОСНОВНІ ФІЛЬТРАЦІЙНО-ЄМНІСНІ ПАРАМЕТРИ ГІРСЬКИХ ПОРІД

У петрофізиці велику увагу приділяють фільтраційно-ємнісним параметрам (табл. 2.1).

Таблиця 2.1. Фільтраційно-ємнісні параметри, їхня розмірність

Параметр, індекс, одиниця виміру	**Визначення**
Пористість	Властивість порід вміщувати різні незаповнені твердою фазою об'єми ($V_{пор}$) у визначеному їхньому сухому об'ємі (V_c)
Коефіцієнт загальної пористості, $K_{пз}$, б/р	Відношення об'єму всіх пустот до об'єму породи (мінералу)
Коефіцієнт відкритої пористості, $K_{пв}$, б/р	Відношення об'єму з'єднаних між собою і з атмосферою пустот до об'єму зразка
Коефіцієнт ефективної пористості, $K_{еф}$, б/р	Характеризує корисну ємність породи і представляє об'єм відкритих пустот за винятком об'єму, що заповнений фізично зв'язаною та капілярно-утримуваною водою
Коефіцієнт динамічної пористості, $K_д$ (Δ_p), б/р	Відношення об'єму пустотного простору, який може бути заповнений рідиною, що фільтрується, під певним градієнтом тиску Δ_p до об'єму зразка
Вологоємність, W_Σ, %	Об'ємний вміст води в зразку, пустотний простір якого повністю насичений водою

Коефіцієнти водо-, нафто- і газонасичення $K_{вн}$ ($K_{нн}$, $K_{гн}$), б/р	Частка об'єму породи, зайнятого розчинами (водою, нафтою, газом)

Закінчення табл. 2.1.

Параметр, індекс, одиниця виміру	**Визначенн**
Коефіцієнт залишкового водонасичення, $K_{вз}$, б/р	Частка об'єму пустот породи, що зайнята фізично зв'язаною та капілярно-утримуваною водою
Коефіцієнт проникності, $K_{пр}$, м^2	Проникність пористого середовища, в якому при фільтрації через куб об'ємом 1 м^3 за перепаду тиску 1 Па витрати рідини в'язкістю 1 Па·становитимуть 1 м^3
Структура пустотного простору	Кількісно характеризує пустотний простір за параметрами: тип, діаметр, формат і звивистість пустот, орієнтація їх у породі та взаємозв'язок тощо

2.2. ТИПИ ПУСТОТ І ПУСТОТНОГО ПРОСТОРУ

За походженням серед пустот виділяють первинні та вторинні.

Первинні пустоти виникають при утворенні породи і змінюються за величиною та формою при її ущільненні, цементації, метаморфізації тощо.

Первинними є:

- міжкристалічні пори щільних магматичних, метаморфічних, осадових порід, пори вапнякових, кременистих туфів, пустоти між площинами спайності кристалів тощо.
- структурні пори між зернами (гранулами) уламкових (піщаних, алевритових, глинистих, вапняково-магнезіальних) порід;
- пустоти, що пов'язані з нашаруванням: на площинах нашарування і паралельно ним концентруються пустоти різних типів;
- пустоти, що утворилися в результаті накопичення фрагментів скелетів живих організмів;
- пори, що утворилися при упаковці оолітів тощо.

Вторинні (нові) пустоти (каверни, тріщини, канали в тілі порід) утворюються при розчиненні, вивітрюванні, кристалізації, перекристалізації порід, доломітизації вапняків, тектонічних і біохімічних процесах. За формою пори можуть бути близькими до ромбоедричних чи тетраедричних (в уламкових породах), щілиноподібними (у глинах), тріщиноподібними (у кристалічних породах), каверноподібними (у карбонатних породах), пузирчастими (у магматичних породах), каналоподібними (у лесах), вузликовими (у туфах) тощо.

Вторинні пустоти можна поділити на групи, виходячи з геологічних процесів, що відіграють переважну роль:

1. Пустоти вилуговування:

- канали, що утворилися завдяки розчиненню мінералів породи циркулюючими розчинами;
- пустоти, що утворилися за допомогою процесів вивітрювання, наприклад за рахунок збільшення розміру тріщин і швів процесами вилуговування;
- пустоти, що утворені організмами і згодом розширені агресивними розчинами.

2. Пустоти, що пов'язані з процесами доломітизації.

3. Тріщини: пустоти, які утворилися внаслідок порушення структури порід під дією напруги розтягування, що була викликана тектонічними процесами, зокрема розривною тектонікою або складкоутворенням.

4. Пустоти розтріскування на перегинах крутих вузьких антиклінальних складок.

5. Субгоризонтальні пустоти, що утворилися при порушенні суцільності пластів у результаті зсувів.

6. Пустоти, що пов'язані з підводними зсувними брекчіями і конгломератами, які утворюються в результаті гравітаційного сповзання частково літифікованих мас осадків по схилу морського дна.

Розмір пустот характеризують ефективним (середнім) діаметром або поперечним перетином, які в різних типах порід можуть суттєво відрізнятися. В основу класифікації пустот за роз-

мірами покладено дані про характер зв'язку пустотної рідини із твердою компонентою та її пересуванням у породах. За ефективним діаметром $d_{еф}$ виділяють:

1) Великі надкапілярні пустоти з діаметром більше 10^{-1} мм властиві слабозцементованим уламковим породам (галечники, піски тощо), у вилужених карбонатних породах вони досягають велетенських розмірів і називаються мегапустотами (карстові печери).

2) Капілярні пустоти з ефективними діаметрами в межах 10^{-4} - 10^{-1} мм характерні для менш сортованих і більш зцементованих порід (дрібнозернисті піски, піщаники). Надкапілярні та капілярні пустоти нерідко об'єднуються під назвою макропор.

3) Тонкі субкапілярні (мезопустоти, або перехідні пустоти), малі за розмірами пустоти, $d_{еф}$ 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 міцнозв'язаною водою, яка фактично не здатна до переміщення під дією сил тяжіння та поверхневого натягу.

4) Мікропори (тонкі пори) з $d_{еф} < 2 \cdot 10^{-6}$ мм; вони встановлені в деяких природних цеолітах. У мікропорах, діаметр яких відповідає розмірам молекул, є тільки один шар міцнозв'язаної води.

Взаємозв'язані пустоти (їх багато в добре відсортованих, слабозцементованих уламкових породах) називають відкритими, а незв'язані (часто зустрічаються в карбонатних, магматичних породах з каверноподібними та пузирчастими пустотами) – закритими. Сума об'ємів $V_{в.пор}$ і $V_{з.пор}$, відповідно відкритих і закритих пустот (відкритої й закритої пористості) є об'ємом $V_{пор}$ усіх пустот породи або її загальної пористістю: $V_{пор.} = V_{в.пор} + V_{з.пор.}$ Пустотний простір породи має достатньо складну форму і складається з поєднання пустот різного розміру.

Однією з найважливіших структурних характеристик порід, яка значною мірою визначає багато інших петрофізичних характеристик (коефіцієнти газо- і водопроникності, питому електропровідність, електрохімічну і γ-активність тощо), є пустотний склад. Пустотний склад (розподіл пустот за розмірами) визначає сукупність концентрацій різноманітних за ефективним діаметром пустот у

пустотному об'ємі породи. Пустотний склад незцементованих порід в основному залежить від гранулометричного складу, а зцементованих – від вмісту цементу, зростання кількості якого призводить до зменшення частки великих пустот.

У різних типів (піски, піщаники, алевроліти, вапняки, граніти, габро тощо) і груп порід (піщані, алевролітові, глинисті, кислі, середні, основні, ультраосновні тощо) різні пустоти (за походженням, формою, розмірами, внутрішнім зв'язком) містяться в неоднакових співвідношеннях в пустотному просторі, вони неоднаково розподіляються і в об'ємі породи.

Характер розподілу пустот різного генезису (і форми) за розмірами звичайно називають *структурою пустотного простору* породи.

Структура реального геологічного середовища визначається сукупністю різноманітних структурних елементів. Такими структурними елементами на структурному рівні текстур гірських порід є зерна мінералів, мікротріщин і пустоти (сухі й флюїдонасичені), а на рівні геоформації – мікро- і макротріщинуватість, лінзи, шари, пачки шарів і т. ін.

Для математичного визначення структури пустотного простору в породах можна описати сфероїдами обертання (Г. Т. Продайвода та ін., 2011), величини формату α (відношення осей сфероїда) яких змінюються від 10^{-5} до 10^{3}.

При цьому міжзерновим ізометричним (сферичним і близьким до сферичних) порам відповідають пустоти з форматом 10^{0}-10^{-1}, перехідним пустотам і мікротріщинам – 10^{-1}–10^{-2}, мікротріщинам – 10^{-2}–10^{-5}, кавернам – 10^{0}–10^{3}.

Генетично ізометричні пустоти в основному представлені міжзерновими порами, а перехідні – тріщинами між окремими кристалами і тріщинами в цементі; мікротріщинам відповідають міжкристалічні тріщини і внутрішньокристалічні тріщини; голкоподібні пустоти ($\alpha > 1$) відповідають стилолітам і кавернам вилуговування.

2.3. ВОДА В ГІРСЬКИХ ПОРОДАХ

Вода в гірських породах існує в складній взаємодії з їхнім мінеральним каркасом. Розрізняють чотири категорії води в породах, усі ці категорії присутні в породах разом, межі й

співвідношення між ними умовні й постійно змінюються: 1) у формі пари; 2) хімічно зв'язана вода; 3) фізично зв'язана вода – плівкова (міцнозв'язана, рихлозв'язана), капілярно-зв'язана; 4) вільна вода.

У пустотах гірських порід міститься мізерна кількість пари. Однак її значення для процесів утворення різних форм вологи надзвичайно велике. Фазові перетворення водяної пари, результатом яких є термічна або молекулярна конденсація (яка відбувається в результаті молекулярної взаємодії часток ґрунту і пар), викликають утворення на поверхні часток міцнозв'язаної води.

Хімічно зв'язана вода поділяється на:

- кристалізаційну воду, яка присутня в мінералах гірських порід у вигляді молекул H_2O, що входять до кристалів;
- конституційну у вигляді іонів кристалічної ґратки мінералів алюмосилікатного складу, у першу чергу глинистих мінералів.

Кристалізаційна вода втрачається мінералами при прожарюванні до 200–600 °С, конституційна – при прожарюванні до 400–1000 °С.

До фізично зв'язаної води відносять ту частину води в пустотному просторі породи, яка залишається в ньому завдяки взаємодії молекул води з поверхнею мінерального скелета породи, а також у результаті впливу капілярних сил. Фізично зв'язану воду можна видалити повністю шляхом висушування та екстрагування зразка, частково – центрифугування, капілярним витісненням або капілярним всмоктуванням. Фізично зв'язану воду поділяють на плівкову і капілярно-утримувану.

Плівкова вода представлена великою кількістю шарів орієнтованих молекул води, розташованих уздовж поверхні твердої фази часток мінерального скелета породи. Фізичні властивості плівкової води відмінні від властивостей вільної води – густина і в'язкість плівкової води вища, ніж вільної, температура замерзання і розчинність солей нижча, питома електропровідність плівкової та вільної води теж різні. В основі плівкової води на поверхні твердої фази міститься моношар адсорбованих молекул води і обмінних катіонів.

Молекули моношару строго орієнтовані та малорухливі. Наступний шар утворений також орієнтованими молекулами води, однак строгість їхньої орієнтації та енергія зв'язку з поверхнею менші, ніж молекул першого моношару. Вважають, що з віддаленням від межі поділу тверда фаза – рідина властивості плівкової води плавно змінюються, наближуючись до властивостей вільної води. Однак доведено, що при переході від перших двохтрьох шарів до наступних властивості води змінюються різко, що дозволяє виділити шар міцнозв'язаної води (2–3 моношари) з найбільш аномальними відносно вільної води властивостями.

До міцнозв'язаної води відносять гідратні оболонки катіонів і молекули води, що поглинаються міжшаровим простором кристалів монтморилоніту та інших змішаношаруватих глинистих мінералів. Міцнозв'язана вода має густину 1300–1500 кг/м^3, характеризується температурою замерзання –74 °С, практично не розчиняє солі. Видалення міцнозв'язаної води, у тому числі й міжшарової, відбувається за температури від 105 до 160 °С.

Рихлозв'язана вода має густину не більше 1100–1200 кг/м^3. Температура її замерзання становить –4 °С, вона має здатність розчиняти солі, але нижчу, ніж вільна вода. При висушуванні рихлозв'язана вода видаляється за температури 105 °С.

В об'ємі, який займає плівкова вода, розташований подвійний електричний шар (ПЕШ) (рис. 2.1), який виникає біля межі твердої та рідкої фаз завдяки тому, що поверхня твердої фази має електричний заряд, зазвичай від'ємний.

Подвійний шар на межі фаз складається із внутрішньої та зовнішньої оболонок. Внутрішня від'ємна оболонка утворена в основному аніонами кристалічної ґратки мінералів, частіше іонами ОН-. Зовнішня оболонка складається з катіонів, які компенсують від'ємний заряд поверхні твердої фази.

Більша частина катіонів (більше 90–95 %) зосереджена в адсорбційному моношарі (так званий шар Штерна), решта розподілена в розчині й утворює дифузну частину (шар Гуї) зовнішньої оболонки подвійного шару. Подвійний шар загалом електрично нейтральний. Сумарний додатний заряд зовнішньої оболонки компенсує від'ємний заряд поверхні. Потенціал

U зовнішньої оболонки в напрямку по нормалі до межі поділу фаз змінюється спочатку лінійно в межах моношару (повний стрибок), потім пропорційно до 1/x (де x – відстань від межі), досягаючи нуля у вільному розчині.

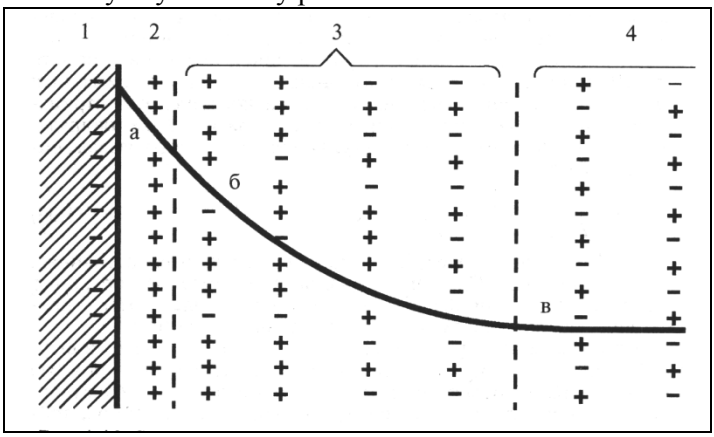


Рис. 2.1. Схема подвійного електричного шару:
1 – поверхня глинистої частинки з від'ємними зарядами;
2 - катіони адсорбційного шару; 3 – дифузійний шар Гуї;
4 – вільний розчин: а-в - падіння електричного потенціалу

Плівкова вода практично повністю заповнює об'єм капілярів з радіусом $r < 20–30$ нм, причому капіляри з радіусом $r < 1,5–2,0$ нм заповнені в основному міцнозв'язаною водою.

Капілярно-утримувана вода характерна для пустот, радіус яких становить 30–500 нм, а також для пустот, що займають місце в стиках між зернами породи, які утворюють скелет породи, і глухих пустот. Капілярно-утримувана вода за своїми властивостями не відрізняється від вільної. У пустотах зазначеного розміру – субкапілярах її утримує капілярний тиск.

Вільною або гравітаційною водою називають воду, яка заповнює різні великі пустоти в гірських породах і пересувається в них під дією сили тяжіння чи різниці напорів. Порова вільна вода володіє властивостями, характерними для поверхневих вод.

Сумарний вміст у породі плівкової та частини капілярно-утримуваної води визначають як залишкову воду, характеризу-

ючи її вміст в об'ємі пор породи коефіцієнтом залишкового водонасичення:

$$K_{в.з} = V_{в.з}/V_п,$$

де $V_{в.з}$, $V_п$ – відповідно об'єми залишкової води і пор.

2.4. ТИПИ ТА КОЕФІЦІЄНТИ ПОРИСТОСТІ Й ВОЛОГОЄМНОСТІ

Властивість порід мати неоднаковий об'єм різних видів пустот чи вологи на певний об'єм сухої породи характеризується низкою величин, які називаються коефіцієнтами пористості або вологоємності. Вони являють собою коефіцієнти пропорційності у таких співвідношеннях:

$$V_{пор} = K_п V_с; \qquad V_в = \omega_п V_с;$$

$$V_{пор.в} = K_{п.в} V_с; \qquad V_{в.к} = \omega_к V_с;$$

$$V_{пор.з} = K_{п.з} V_с; \qquad V_{в.під} = \omega_{під} V_с;$$

$$V_{пор.еф} = K_{п.еф} V_с; \qquad V_{в.мг} = \omega_{мг} V_с;$$

$$V_{пор.д} = K_{п.д} V_с; \qquad V_{вг} = \omega_г V_с.$$

і відповідно називаються коефіцієнтами:

- $K_п$ – загальної пористості;
- $K_{п.в}$ – відкритої пористості;
- $K_{п.з}$ – закритої пористості;
- $K_{п.еф}$ – ефективної пористості;
- $K_{п.д}$ – динамічної пористості;
- $\omega_п$ – повної вологоємності;
- $\omega_к$ – капілярної вологоємності;
- $\omega_{під}$ – підвищеної вологоємності;
- $\omega_{мг}$ – максимальної гігроскопічної вологоємності;
- $\omega_г$ – гігроскопічної вологоємності.

Коефіцієнти показують, що хоч об'єми пустот і води при різних пористостях, а також вологоємностях зростають зі збільшенням об'єму V_c сухої породи, але в неоднакових породах на цей об'єм можна отримати об'єми розглянутих величин (об'ємів різних видів пустот і води).

Названі коефіцієнти є питомими об'ємними величинами на відміну від питомих масових коефіцієнтів вологоємності, які нерідко застосовують як характеристику вологоємності порід.

Питомі масові коефіцієнти вологоємності ($\omega_{n\,m}$, $\omega_{к\,m}$, $\omega_{і\,з\ddot{а}\,m}$, $\omega_{і\,\tilde{а}\,m}$, $\omega_{\tilde{а}\,m}$) – це коефіцієнти пропорційності в рівняннях, які зв'язують маси різного типу води ($m_{\hat{а}}$, $m_{\hat{а}\hat{е}}$, $m_{\hat{а}.і\,з\ddot{а}}$, $m_{\hat{а}.і\,\tilde{а}}$, $m_{\hat{а}.\tilde{а}}$) при різних видах вологоємності з масою сухої породи ($m_{\tilde{n}}$). Як характеристики пористості застосовуються наведені коефіцієнти пористості

$$K_{\text{п.прив}} = V_{\text{пустот}} / V_{\text{т}},$$

де $V_{\text{пустот}}$ – об'єм пустот у породі, а $V_{\text{т}}$ – об'єм твердої частини породи,а також відносні коефіцієнти пористості

$$K_{\text{п.відн}} = V_{\text{пустот}} / m_{\text{с}}.$$

Усі названі величини безрозмірні, крім $K_{і\,.\hat{а}^{3}\tilde{а}і}$, який вимірюється в м^3/кг. Для нафтонасичених порід коефіцієнт динамічної пористості менше за коефіцієнт ефективної пористості, який у свою чергу менше за коефіцієнт загальної пористості:

$$K_{\text{п}} > K_{\text{п. еф}} > K_{\text{п. д}}.$$

Об'єм пустот ($V_{\text{пуст}}$) складається з окремих невеликих просторів – пустот, через те його нерідко називають пустотним простором гірських порід. Вплив пустот на величини інших фізичних властивостей порід залежить від їхнього походження, форми, розмірів і взаємозв'язків.

Розглянемо повніше різні типи пористості.

Ефективна пористість характеризує той максимальний об'єм *V*пор, еф пустот водонасичених, нафто- і газонасичених порід, в яких може міститися вільна вода, нафта, газ:

$$V_{\text{пор.еф}} = V_{\text{пор.з}} - V_{\text{в.мцзв}} - \frac{1}{n} V_{\text{в.рзв}} = V_{\text{пор.з}} - V_{\text{вз}},$$

де n = 1 для водонасичених порід, і більше 1 – для нафто- і газонасичених; $V_{\text{вз}}$ – об'єм залишкової води; $V_{\text{в.мцзв}}$ – об'єм міцнозв'язаної води, $V_{\text{в.рзв}}$ – об'єм рихлозв'язаної води.

Ефективна пористість визначає геологічні запаси вуглеводнів. У цьому випадку припускається, що нафта чи газ, накопичуючись у колекторі, можуть витіснити 1/n частку рихлозв'язаної води.

Об'єм залишкової води ($V_{\text{вз}}$) для водонасичених колекторів можна, наприклад, оцінити за кривими капілярного тиску, отриманими за методом витіснення зі зразка породи води, яка її насичує:

$$V_{\text{вз}} = K_{\text{вз}} V_{\text{пор.з}},$$

де $K_{\text{вз}} = V_{\text{вз}} / V_{\text{пор.з}}$ – коефіцієнт насичення породи залишковою водою, $V_{\text{вз}}$ якої практично не зменшується в умовах досліду.

Об'єм закритих пустот оцінюється з окремих дослідів за значеннями об'єму сухої породи ($V_{\text{с}}$) і коефіцієнта відкритої пористості ($K_{\text{п.з}}$)

$$V_{\text{пор.з}} = V_{\text{с}} K_{\text{п.з}}.$$

Об'єм залишкової води можна отримати і методом центрифугування. Частка рихлозв'язаної води, яка витісняється з колекторів при утворенні гранично насичених водою, нафтою чи газом порід, визначається властивостями нафти, газу, природних вод і структурою колектора.

Коефіцієнт $K_{\text{вз}}$, а відповідно і $V_{\text{вз}}$ зростає, наприклад, зі зменшенням діаметра пустот, зі збільшенням відносної глинистості, питомої поверхні, звивистості пустот, ємності обміну зразків піщано-глинистих і карбонатних порід. Він також зростає зі зменшенням коефіцієнта пористості, однак характер зростання неоднаковий для колекторів різної структури.

Динамічна пористість характеризує об'єм таких пустот ($V_{\text{пор.д}}$), який займає в пустотному просторі зразків порід однорідна або неоднорідна рідина, що фільтрується під певним градієнтом (*grad*) тиску (P_i). Ця пористість у водонасичених порід зазвичай визначається як різниця між об'ємом відкритих пустот($V_{\text{пор.в}}$) і об'ємом залишкової води ($V_{\text{вз } grad\ p_i}$), яка присутня

в пустотах породи під час фільтрації через неї рідини під градієнтом тиску $grad\ p_i$:

$$V_{\text{ï î ð.ä}}\ grad\ p_i = V_{\text{ï î ð.â}} - V_{\text{çâ}}\ grad\ p_i =$$

$$= V_{\text{ï î ð.â}} - V_{\text{â.ì öçâ}} - \frac{1}{n} V_{\text{â.ðçâ}}\ grad\ p_i - \frac{1}{m} V_{\text{â.â³ëüí}}\ grad\ p_i,$$

де $1/n$ і $1/m$ – частки рихлозв'язаної та вільної води, які не фільтруються через пустотний простір при градієнті тиску.

При великому градієнті тиску береться $n > 1, m >> 1$, а при малому – $n = 1, m > 1$. $V_{\text{пор.д}}\ grad\ p_i$ може бути рівним $V_{\text{пор. еф}}$ і меншим за нього.

Якщо в дослідах з визначення цих величин застосовані однакові максимальні градієнти тиску, то

$$V_{\text{пор.д}} grad\ p_i = V_{\text{пор.еф}}.$$

Коли градієнти тиску, які прикладені до зразка, менші за ті, які прикладалися в дослідах, то

$$V_{\text{пор.еф}}.\ V_{\text{пор.д}} grad\ p_i < V_{\text{пор.еф}}.$$

У цьому випадку із пустотного простору породи не витісняється не лише рихлозв'язана вода (якась її частка), а й частина вільної води, причому тим більша, чим менший градієнт тиску.

У випадку нафтонасиченої породи

$$V_{\text{пор.д}}\ grad\ p_i = V_{\text{пор.в}} - V_{\text{зв}}\ grad\ p_i - V_{\text{нз}}\ grad\ p_i =$$

$$= V_{\text{пор.в}} - V_{\text{в.мцзв}} - \frac{1}{n} V_{\text{в.рзв}}\ grad\ p_i - \frac{1}{m} V_{\text{в.вільн}}\ grad\ p_i -$$

$$- \frac{1}{p} V_{\text{н.зв}}\ grad\ p_i - \frac{1}{q} V_{\text{н.вільн}}\ grad\ p_i,$$

де $V_{\text{нз}}\ grad\ p_i$ – об'єм усієї залишкової нафти при градієнті тиску p_i; $V_{\text{н.вільн}}\ grad\ p_i$ і $V_{\text{н.зв}}\ grad\ p_i$ – об'єми відповідно нафти вільної й зв'язаної при градієнті тиску p_i.

При значних градієнтах тиску в цьому рівнянні $m >> 1$, $q >> 1$, $n > 1$ і $p > 1$, воно зводиться до вигляду

$$V_{\text{пор.д}\ grad\ p_i} = V_{\text{пор.в}} - V_{\text{в. мцзв}} - \frac{1}{n} V_{\text{в.рзв}\ grad\ p_i} - \frac{1}{p} V_{\text{н.зв}\ grad\ p_i}.$$

При малих $grad\ p_i$ у розглянутому рівнянні $n = 1$, $p = 1$, а m і $q > 1$. Таким чином, для нафтонасичених порід

$$V_{\text{пор.в}} > V_{\text{пор.еф}} > V_{\text{пор.д}\ grad\ p_i}.$$

Об'єм $V_{\text{пор.д}\ grad\ p_i}$ визначає кількість нафти (чи газу), що може бути видобуто. При визначенні $V_{\text{пор.д}\ grad\ p_i}$ зазвичай перш за все оцінюється градієнт тиску, при якому фільтрується однорідна чи неоднорідна рідина.

2.5. ПРОНИКНІСТЬ ТА ЇЇ ТИПИ

Однією з найважливіших фільтраційних властивостей порід є їхня проникність, тобто властивість проводити (фільтрувати через себе) рідини, гази та їхні суміші за наявності градієнта тиску.

У міжнародній системі СІ за одиницю проникності беруть проникність в 1 м^2. Фізичний сенс проникності (площа) в тому, що проникність характеризує величину площі перерізу каналів пористого середовища, по яких відбувається фільтрація. Для оцінки фільтрації використовують також позасистемну одиницю – Дарсі (Д). За одиницю проникності в 1 Д беруть проникність такого пористого середовища, при фільтрації через зразок якого площею 1 см^2 та довжиною 1 см при перепаді тиску 1 кГ/см^2 витрата рідини або газу в'язкістю 1 спз (сантипуаз) становитиме 1 см^3/с. Ураховуючи, що

$$1\ \text{кГ/см}^2 = \sim 100\ H/\text{м}^2,$$
$$1\ \text{см}^3 = 10\text{–}6\ \text{м}^3,$$
$$1\ \text{см}^2 = 10\text{–}4\ \text{м}^2,$$
$$1\ \text{спз} = 10\text{–}3H\ \text{с/м}^2,$$

отримаємо:

$$1\ \text{Ä} = \frac{\frac{\text{ì}}{\text{ñ}}\frac{\text{Í}}{\text{ì}^2}\text{ñ}}{\text{ì}^2\frac{\text{Í}}{\text{ì}^2}} 10^{12} = 1\,\text{ì}^2 10^{12}.$$

Запишемо лінійний закон фільтрації Дарсі, в якому фігурує коефіцієнт проникності:

$$\frac{\Theta}{F} = K_{\text{пр}} \cdot \frac{1}{\mu} \cdot \frac{grad\ p_i}{\Delta L},$$

де Q – кількість сухого газу або однорідної однокомпонентної рідини; F – перетин пустот; $grad\ p_i$ – градієнт тиску; ΔL довжина фільтруючого середовища; μ – динамічна в'язкість речовини, що фільтрується.

Згідно з цим законом пустоти проводять за одиницю часу тим більшу кількість (Q) сухого газу або однорідної однокомпонентної рідини, чим більший їхній перетин (F), градієнт тиску (Δp), ΔL – довжина фільтруючого пористого середовища, μ– динамічна в'язкість речовини, що фільтрується:

Коефіцієнт проникності $K_{\text{пр}}$ визначає зміну витрат 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.

Абсолютна проникність визначається при фільтрації єдиної фази, яка фізично і хімічно інертна до породи.

Абсолютна проникність ($K_{\text{пр}}^{\text{абс}}$) залежить від будови породи (пласта) – структури пустотного простору, гранулометричного складу, питомої поверхні пустот. Під абсолютною прийнято розуміти проникність пористого середовища, яка визначена за наявності в ній лише тільки однієї фази, що повністю насичує породу, фізично і хімічно інертної до скелета породи. Абсолютна проникність не визначається зазвичай за допомогою фільтрації рідин, оскільки рідини на практиці активно взаємодіють з породою (глинисті частинки розбухають у рідині, смоли, що містяться в нафті, забивають пустоти тощо). Тому для оцінки абсолютної проникності використовують повітря або газ.

Фазові проникності ($K_{\text{пр}}^{\text{фаз}}$) визначають за наявності в породі більше однієї фази, що фільтруються (напр., нафтова проникність і газова).

Тобто фазові проникності визначаються при фільтрації через породу багатофазної системи, фізично і хімічно неінертної від-

носно скелета породи (нафта, газ, рідини). Фазові проникності залежать не тільки від властивостей породи, але й від фізико-хімічних властивостей фаз, які фільтруються, і ступеня насиченості пустот різними фазами.

Фазова проникність при неповному насиченні характеризує проникність неінертних – "активних" фаз за наявності в породі іншої фази.

Відносна фазова проникність – це відношення фазової проникності до абсолютної:

$$K_{\text{пр}}^{\text{від}} = K_{\text{пр}}^{\text{фаз}} / K_{\text{пр}}^{\text{абс}}.$$

Коефіцієнт проникності в пористому середовищі з капілярною проникністю пов'язаний з динамічною пористістю (*К*Д) рівнянням Козені – Кармана, згідно з яким

$$K_{\text{і ð}} = \frac{K_{\text{Ä}}^3}{f \cdot \text{T}_{\text{Ä}}^2 \cdot \text{S}_{\text{Õ}}^2},$$

де f – коефіцієнт форми перетину капілярів (2 – для капілярів круглого перетину і 3 – для щілин з коаксіальними стінками); $T_{\text{г}}$ – гідравлічна звивистість каналів; $S_{\text{ф}}$ – питома поверхня фільтруючих каналів.

У тріщинуватих породах проникність має дві складові – міжгранулярну (міжзернову) і тріщинну. Остання, як правило, у 100÷1000 разів вища за першу, а тому в цьому випадку достатнім буде визначення проникності, обумовленої тріщинуватістю.

2.6. ВПЛИВ ТИСКУ І ТЕМПЕРАТУРИ НА ПРОНИКНІСТЬ І ПОРИСТІСТЬ ПОРІД

Як відомо, на фізичні властивості гірських порід, у тому числі й на пористість і проникність, впливають термобаричні умови їхнього залягання (Л. М. Марморштейн, 1985; В. М. Витовтова, 1989; Г. М. Авчян, 1972), що визначаються седиментаційними та постседиментаційними перетвореннями, які у свою чергу пов'язані з історією геологічного розвитку, характером тектонічних рухів, гідрогеохімічними особливостями рідин, що насичують породи тощо.

При практичному вивченні впливу всебічного тиску на пористість і проникність зразків (А. А. Ханін [52]) характер зміни пористості й проникності залежить від структури пустотного простору, структури і текстури твердої фази порід, кристалічної ґратки мінералів (рис. 2.2).

Вплив тиску на пористість і проникність зразків має бути врахований, зокрема, при проведенні гідродинамічних розрахунків показників розробки родовищ нафти і газу. При цьому в основному використовують дані петрофізичних досліджень керна на установках високого тиску, а саме: експериментальні криві залежності коефіцієнтів пористості й проникності від ефективного тиску, що являє собою різницю між гірським (усебічним) і пластовим (внутришньопоровим) тиском. Ці залежності апроксимуються зазвичай у вигляді експоненційних рівнянь, які в подальшому включаються до гідродинамічних розрахункових схем визначення показників розробки досліджуваних об'єктів (М. Т. Абасов та ін., 1997).

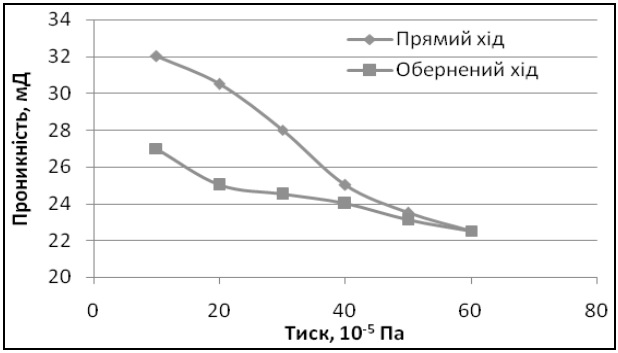


Рис. 2.2. Залежність коефіцієнта проникності зразка від прикладеного тиску (за А. А. Ханіним [52])

У літературі (Г. М. Авчян [3]; А. Т. Горбунов [19]) відомі узагальнені дані про вплив ефективного тиску на зміну пористості й проникності порід-колекторів різного речовинного складу щодо їхніх значень в атмосферних умовах. Однак застосування таких матеріалів без урахування реальних процесів неможливо, особливо для пластів нафти і газу, що глибоко заля-

гають, де відносна роль впливу пластового тиску на фізичні властивості порід-колекторів помітно зростає (рис. 2.3–2.4).

Як видно із змодельованих даних (рис. 2.2–2.3), для умов малих тисків переважну роль у зменшенні пористості й проникності відіграє зростання гірського тиску, що впливає головним чином на зменшення розмірів пустот і зміну скелета породи. Для великих тисків проникність і пористість зменшуються завдяки поровому тиску, який впливає на власне скелет породи і на мінеральну частину скелета.

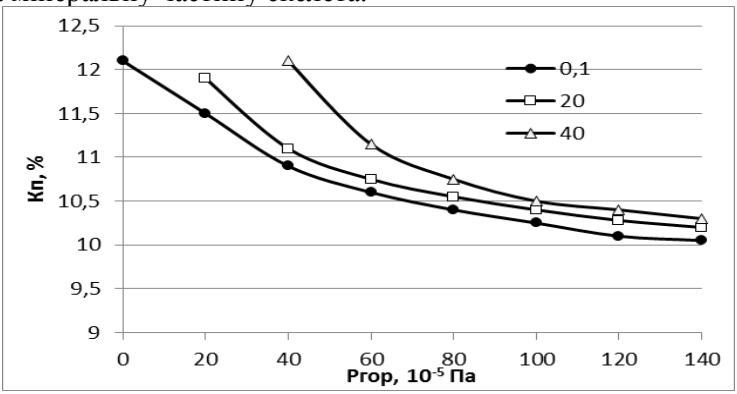


Рис. 2.3. Криві зміни коефіцієнта пористості залежно від гірського тиску при різних постійних значеннях порового тиску

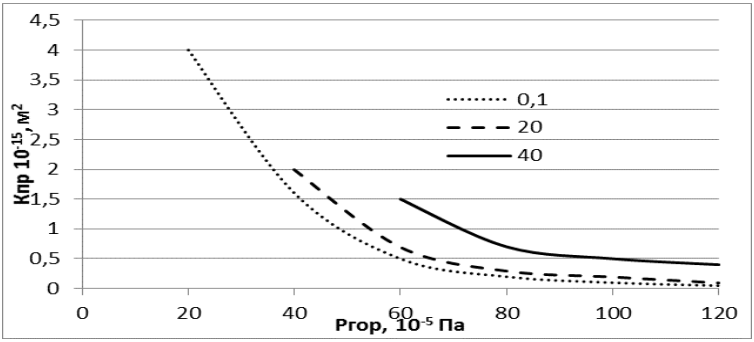


Рис. 2.4. Криві зміни коефіцієнта проникності залежно від гірського тиску при різних постійних значеннях порового тиску

За узагальненими даними результатів петрофізичних досліджень в умовах наближених до пластових установлено, що зі збільшенням усебічного тиску зменшуються коефіцієнти проникності й пористості. Причому для кількісного визначення проникності в пластових умовах беруть (В. І. Грицишин [20]) таке рівняння:

$$\frac{\hat{E}^{\delta}_{\text{ï}\,\delta}}{\hat{E}_{\text{ï}\,\delta}} = \left(\frac{\hat{E}^{\delta}_{\text{ï}}}{\hat{E}_{\text{ï}}}\right)^{2\frac{(3+\alpha)}{(2+\alpha)}},$$

де $к_{пр}$ – коефіцієнт проникності в нормальних умовах, $к^{р}_{пр}$ коефіцієнт проникності при тиску р; α – структурний показник, який характеризує структуру пустотних каналів (для зцементованих пісковиків змінюється від 1,25 до 1,8).

Найбільш суттєві зміни проникності характерні для тріщинуватих, глинистих різновидів і порід, що зазнали незворотних деформацій.

Таким чином, при оцінці фільтраційно-ємнісних параметрів необхідно враховувати всі особливості утворення, будови та типу цементу порід.

2.7. ВИЗНАЧЕННЯ ФІЛЬТРАЦІЙНО-ЄМНІСНИХ ПАРАМЕТРІВ ЗРАЗКІВ

2.7.1. Визначення коефіцієнтів пористості

Кількісно об'єм усіх видів пустот визначають коефіцієнтом загальної пористості

$$K_{\text{П}} = (V - V_{\text{ск}})/v = 1 - \sigma_{\text{с.п.}}/\sigma_{\text{ск}},$$

де V – об'єм сухої породи; $V_{\text{ск}}$ – об'єм скелета; $\sigma_{\text{с.п.}}, \sigma_{\text{ск}}$ – густина сухої породи та її скелета.

Коефіцієнт загальної пористості також розраховується за величинами мінеральної та об'ємної густини, визначеними за одним зразком відповідно пікнометричним методом і методом гідростатичного зважування

$$K_{\text{пз}} = (\sigma_{\text{м}} - \sigma_{\text{о}})/\sigma_{\text{м}}.$$

Коефіцієнт відкритої пористості зразків може визначатися методом гідростатичного зважування насиченого (при вакуумуванні) робочою рідиною зразка

$$K_{\text{ПВ}} = \frac{m_{\text{вод}} - m_{\text{сух}}}{m_{\text{вод}} - m_{\text{вод}}^{\text{гідр}}}$$

де $m_{\text{сух}}$ – маса сухого зразка; $m_{\text{вод}}$ – маса зразка, насиченого робочою рідиною; $m_{\text{вод}}^{\text{гідр}}$ – маса зразка насиченого робочою рідиною (гас, вода), зануреного в рідину.

Коефіцієнт відкритої пористості зразків може визначатися газоволюметричним методом.

Об'єм пустотного простору породи визначається за допомогою спеціалізованої установки (напр., рис. 2.5 – установка, що розроблена в Київському національному університеті імені Тараса Шевченка).

Установка для визначення відкритої пористості має такі складові: циліндричний кернотримач з обтискачем, балон з газом (азот), манометр і вентилі для замикання/відкривання лінії.

Для використання методики застосовують плексигласові еталони. Вимірюють висоту та діаметр двадцяти еталонних плексигласових зразків циліндричної форми різного розміру, знаходять об'єм кожного.

У замкненій лінії кожен раз створюють певний тиск. Розташовують еталони (по черзі) в камері та для кожного еталона вимірюють падіння тиску в лінії при її розімкненні (відкриття вентиля).

Рис. 2.5. Установка для визначення відкритої пористості газоволюметричним методом

Розраховують об'єм пустоти ($V_{пп}$) в камері для кожного еталона:

$$V_{i\ ет\ пп} = V_{20\ ет} - V_{i\ ет}, \qquad (2.1)$$

де $V_{20\ ет}$ – об'єм 20-го еталона, який відповідає об'єму камери та заповнює її повністю; $V_{i\ ет}$ – об'єм і-го еталона.

Падіння тиску в лінії вважаємо пропорційним об'єму пустотного простору в камері.

Будується графік залежності $V_{i\ ет\ пп}$ (рис. 2.6) від падіння тиску P_i для еталонів, точки апроксимуються лінійною залежністю.

Проводиться вимірювання падіння тиску (P) для досліджуваних зразків.

Знаходять значення $V_{зр\ пп}$ за отриманим на попередньому етапі рівнянням залежності $V_{ет\ ПП} = f(P)$ при відомому P_i.

Знаходять коефіцієнт відкритої пористості за даними $V^{зр}_{ПП}$ та $V_{зр}$ за формулою

$$K_{\text{п}} = \frac{V_{\text{пп}}^{\text{зр}}}{V_{\text{зр}}} \cdot 100.$$

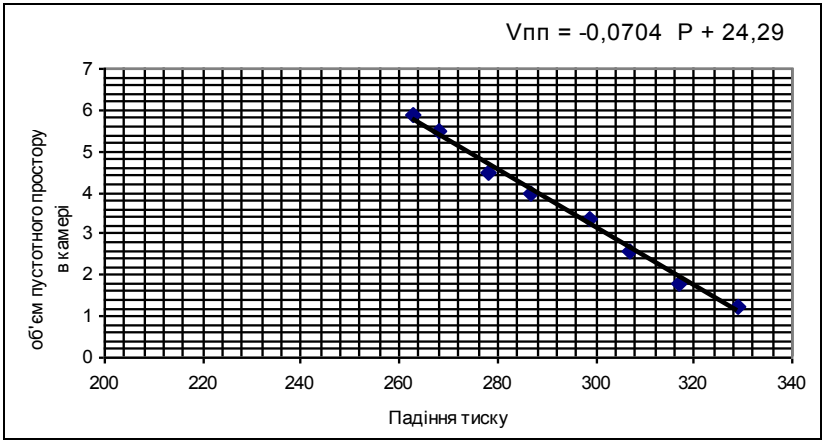


Рис. 2.6. Приклад графіка залежності об'єму пустоти в камері від падіння тиску ΔP_i для виміряних еталонів

Ефективна пористість визначається за різницею об'єму відкритої пористості ($V_{\text{пв}}$) та об'єму зайнятого залишковою водою ($V_{\text{з.в.}}$) в одиниці об'єму породи (V):

$$K_{\text{ï . åô}} = \frac{V_{\text{ï ï}} - K_{\text{ç.â.}} V_{\text{ï ï}}}{V}.$$

Об'єм, зайнятий залишковою водою, і коефіцієнт залишкового водонасичення визначаються за кривими капілярного тиску (при витисненні із зразка породи води, що його змочує) або методом центрифугування.

На сьогодні існує також апаратура, яка дає можливість вивчати відкриту пористість гірських порід за допомогою автоматизованих пристроїв. Зокрема, це аналізатор густини і пористості гірських порід АП-1 (рис. 2.7), призначенням якого є визначення відкритої пористості гірських порід за шламом і керном, об'ємної

та мінералогічної густини, вологості, маси та об'єму вологого і сухого зразка.

2.7.2. Визначення коефіцієнтів водо- і нафтонасичення зразків породи

Вміст флюїдів у породі називається насиченістю.

Кількісно вміст у породі нафти, води і газу оцінюється коефіцієнтами нафто-, водо-, газонасичення. Це частка від об'єму відкритих пустот $V_{пуст}$ у зразку, заповнених нафтою $V_н$, водою $V_в$, газом $V_г$. Таким чином, ці коефіцієнти визначаються як:

- коефіцієнт нафтонасичення: $S_н = V_н / V_{пор}$,
- коефіцієнт водонасичення: $S_в = V_в / V_{пор}$,
- коефіцієнт газонасичення: $S_г = V_г / V_{пор}$.

Визначення наведених параметрів можливе за допомогою апарата С. Л. Закса, який дозволяє одночасно проводити випарювання води із зразка та його екстрагування.

Апарат Закса (рис. 2.8) розміщується у витяжній шафі й включає в себе:

Рис. 2.7. Аналізатор густини і пористості гірських порід АП-1

1 – зворотний холодильник, нижній відвід якого підключається до водопроводу, а верхній – до каналізації; 2 – скляну пастку зі шкалою, відкаліброваною в одиницях об'єму; 3 – скляний циліндр з пористим дном (фільтром), установлений в горловині колби 4 на спеціальні виступи; 4 – колбу ємністю 500 $см^3$; 5 – керн.

У процесі нагрівання колби 4 до температури 100 ^oC і вище водяна пара, яка міститься в порах зразка, разом з парами розчинника піднімаються в холодильник 1, в якому вони конденсуються. Конденсат води і розчинника стікає в пастку 2. З проведенням досліду рівень у пастці піднімається, а потім зупиняється. Вода в результаті гравітаційного розділення збирається в нижній частині пастки, а розчинник – у верхній. Момент, коли розчинник у пастці стає абсолютно прозорим і рівень води перестає змінюватися, є ознакою того, що процес виділення води із зразка завершений.

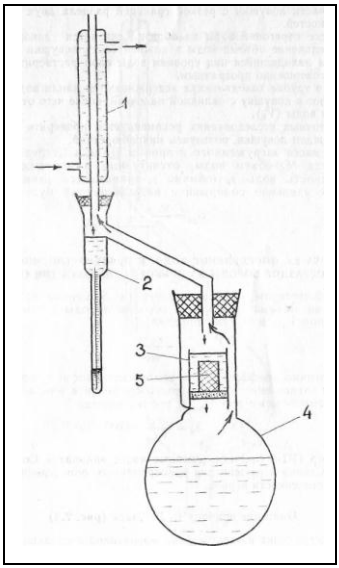


Рис. 2.8. Апарат Закса

Наявність чіткої межі поділу між водою і розчинником у пастці дозволяє визначити кількісне значення об'єму виділеної зі зразка води $V_в$. Розчинником може бути толуол C_7H_8 ($T_{кип}$ = 111 °С), бензин прямої перегонки, з якого відігнані легкі фракції, що киплять до T95 °С. У будь-якому випадку розчинник підбирається таким чином, щоб температура його кипіння була вищою за температуру кипіння води. Крім цього, розчинник і вода мають бути взаємно нерозчинними і мати чітку межу поділу в пастці.

При підігріві колби 4 пари киплячого розчинника піднімаються по трубці вгору в холодильник 1, в якому вони конденсуються. Конденсат розчинника стікає в пастку, а звідти у скляний циліндр 3 (який виконує функції екстрактора) і розчиняє нафту, яка міститься у зразку 5. Інтенсивність нагріву підбирається так, щоб зразок був весь час повністю занурений в розчинник і останній не переливався через краї циліндра. Таким чином відбувається екстрагування керна.

З проведенням екстрагування рівень сконденсованого розчинника стає достатнім, щоб покрити весь зразок, а нафта, вимита зі зразка, поступово стікає через пористе дно в колбу 4. Процес екстрагування зразка вважається завершеним, коли розчинник у скляному циліндрі стає абсолютно прозорим.

Обробка отриманих результатів проводиться за такими етапами:

1. Визначається маса рідини (нафти і води), яка міститься в керні до досліду:

$$m_р = m_1 - m_2.$$

2. Визначається маса води, яка міститься в пустотах зразка до досліду і яка зібралася у пастці після завершення досліду:

$$m_в = V_в \, \sigma_в.$$

3. Визначається маса нафти, яка містилася в керні до досліду:

$$m_н = m_р - m_в.$$

4. Визначається об'єм нафти, яка містилася в керні до досліду:

$$V_н = m_н/\sigma_н$$

5. Коефіцієнт нафтонасичення розраховується за формулою

$$K_{нн} = \frac{V_н \sigma}{m_o m_2}.$$

6. Коефіцієнт водонасичення розраховується за формулою

$$K_{вн} = \frac{V_в \sigma}{m_o m_2}.$$

7. Коефіцієнт газонасичення розраховується за такою формулою:

$$K_{гн} = K_п - K_{нн} - K_{вн}.$$

2.7.3. Визначення коефіцієнта залишкового водонасичення

Визначення коефіцієнта залишкового водонасичення ($K_{в.з}$) може здійснюватися прямим і непрямими методами.

Методика досліджень прямим методом (на апараті Закса) включає в себе такі етапи:

1) досліджувані продуктивні відклади розкриваються свердловиною, яка буриться на розчині на нафтовій основі (РНО) при суцільному відборі та виносі зразків керна в заданому інтервалі розрізу;

2) зразки після виносу на поверхню негайно консервуються, у подальшому виконуються умови для збереження у зразку пластових флюїдів;

3) кожен зразок, який підлягає дослідженню, розконсервовують і екстрагують спиртобензольною сумішшю в апараті Закса, оснащеному спеціальною паскою для води, виділеної із зразка при екстрагуванні;

4) визначають об'єм залишкової води ($V_{в.з}$), виділеної із зразка;

5) знаючи об'єм зразка і коефіцієнт пористості, знаходять об'єм пустот і розраховують $K_{в.з}$.

Прямий метод вважається еталонним при визначенні параметра $K_{в.з}$, оскільки він дає уявлення про реальні значення коефіцієнтів водо-, нафто- і газонасичення в пластових умовах для досліджуваного геологічного об'єкта. Недоліком прямого методу є неможливість його використання для отримання представницького масиву значень $K_{в.з}$, оскільки свердловини нечасто буряться з використанням РНО і повним відбором керна. Тому основний об'єм досліджень на зразках з метою визначення $K_{в.з}$ виконують непрямими методами.

Методика досліджень $K_{в.з}$ будь-яким непрямим методом складається із таких етапів:

1. зразок породи, виготовлений з керна свердловини, екстрагують в апараті Сокслета, використовуючи спиртобензольну суміш, а також додатково інші органічні розчинники – хлороформ, толуол;

2. екстрагований зразок висушують при постійній температурі, зазвичай 105 °С;

3. зразок насичують водою: залежно від варіанта непрямого методу насичують або моделлю пластової води, або дистильованою водою;

4. видаляють воду із зразка, фіксуючи в кінці експерименту вміст у зразку залишкової води.

Відомо основні непрямі методи визначення коефіцієнта залишкового водонасичення:

- метод капілярного витіснення;
- метод центрифугування;
- метод сушки.

Для визначення $K_{в.з}$ методом капілярного витіснення (капілярометрії) досліджуваний зразок, повністю насичений водою, поміщають до спеціальної комірки на напівпроникну мембрану з порами визначеного розміру. Під дією перепаду тисків, який не перевищує того, на який розрахована мембрана, або повітрям, або рідиною витісняють воду. Та вода, яка в результаті залишається у зразку, є залишковою.

Метод сушки полягає в тому, що, підвищуючи температуру до 110–150 °С, фіксують масу зразка за різної температури, після чого будують залежність маси від температури, знаходять характерну точку, за якою встановлюють межу, що відповідає початку випаровування залишкової води. Основний недолік методу – низька точність визначення $K_{в.з}$, оскільки інтерпретація отриманої кривої нерідко буває суб'єктивною.

У методі центрифугування повністю водонасичений зразок, який пройшов ту ж підготовку, що й перед іншими дослідженнями, зважують і визначають масу води, що міститься в керні до початку центрифугування

$$m_{в\,о} = m_{вн} - m_{с},$$

де $m_{вн}$, $m_{с}$ – маса водонасиченого і маса сухого зразка керна.

Коефіцієнт початкового водонасичення (перед початком центрифугування) береться рівним одиниці ($K_{в\,0} = 1$), оскільки зразок насичений повністю.

Зразок поміщають у комірку ротора центрифуги і центрифугують протягом деякого часу із заданою частотою обертання (i). Під дією відцентрової сили вода витісняється із зразка. Залишається лише та вода, об'єм якої й визначає коефіцієнт залишково-

го водонасичення. Частоту і тривалість обертання зазвичай встановлюють експериментально.

Маса води, що залишилася в керні після центрифугування, при кожному заданому числі обертів (i) визначається як

$$m_{в\,i} = m_{вн\,i} - m_c.$$

Коефіцієнт водонасичення керна після центрифугування на кожному із заданих чисел оборотів розраховується таким чином:

$$K_{в\,i} = m_{вн\,i}/m_{в\,o}.$$

Капілярний тиск, який утворюється при центрифугуванні, зазвичай розраховується за формулою

$$P_к = 4\,\pi^2 R\,n^2 l\,(\sigma_1 - \sigma_2).$$

де R – радіус обертання, який береться рівним відстані від центра осі центрифуги до середини зразка, n – кількість обертів центрифуги, l – довжина зразка, σ_1 – густина води, що насичує зразок, σ_2 – густина фази, що витісняється (зазвичай повітря).

Для визначення коефіцієнта залишкового водонасичення ($K_{в\,зал}$) будується графічна залежність "капілярний тиск – коефіцієнт водонасичення", а $K_{в\,зал}$ визначається на графіку $K_в = f(p_к)$ як мінімальне значення $K_в$, що не змінюється з часом (рис. 2.9).

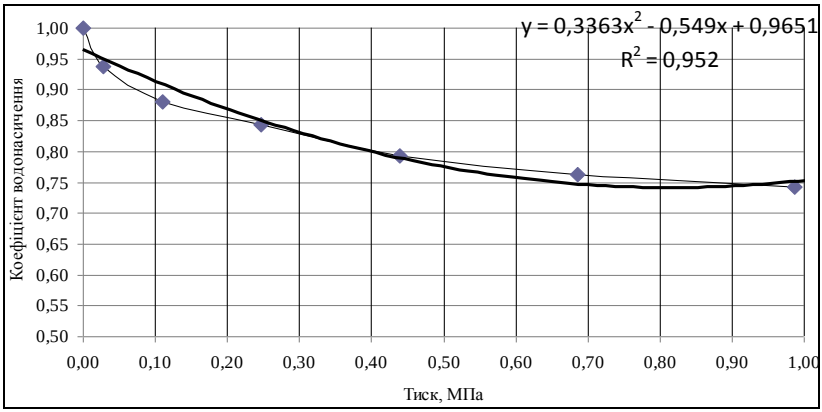


Рис. 2.9. Приклад залежності "коефіцієнт водонасичення – капілярний тиск"

Перевагу методу центрифугування порівняно з капіляриметричним можна визначити у значно меншій тривалості експерименту. Однак вважається, що у цього методу нижча точність визначення.

2.7.4. Визначення газопроникності зразків

Визначення абсолютної газопроникності може проводитись методом стаціонарної фільтрації при лінійному напрямку потоку газу.

Розрахунки коефіцієнта абсолютної газопроникності проводяться за формулою

$$K_{\text{ПР}} = \frac{10^3 Q l \mu P_{\text{Б}}}{S \Delta P \left(\frac{\Delta P}{2} + P_{\text{Б}} \right)},$$

де S – діаметр перетину каналу фільтрації – площа поперечного перерізу зразка; μ – динамічна в'язкість речовини, що фільтрується, залежить від температури в приміщенні й береться з таблиці сталих для газів (для азоту при 18 °С, μ = 0,01756); ΔP – перепад тиску на зразку між входом і виходом; l – висота зразка; $P_{\text{Б}}$ – барометричний тиск (зазвичай 0,1 МПа); $Q = \frac{V}{t}$ – загальні витрати газу, який пройшов через зразок, де V – об'єм камери, через яку пройшов газ; t – час проходження газу.

Суть процесу визначення проникності полягає у визначенні постійної (стаціонарної) швидкості фільтрації газу через зразок породи в лінійному напрямку під дією постійної різниці тисків. При цьому швидкість фільтрації визначається зафіксованим об'ємом газу (певна кількість камер), що пройшов через зразок породи за певний відрізок часу. Таким чином, необхідно визначити загальні витрати газу за певний період часу при певному прикладеному тиску.

Установка для визначення проникності гірських порід (рис. 2.10) при стаціонарній фільтрації включає: балон з газом

(азот), регулятор і вимірювач тиску на вході у зразок, вимірювач витрат газу, кернотримач із пневмообтискачем і вимірювач тиску на ньому.

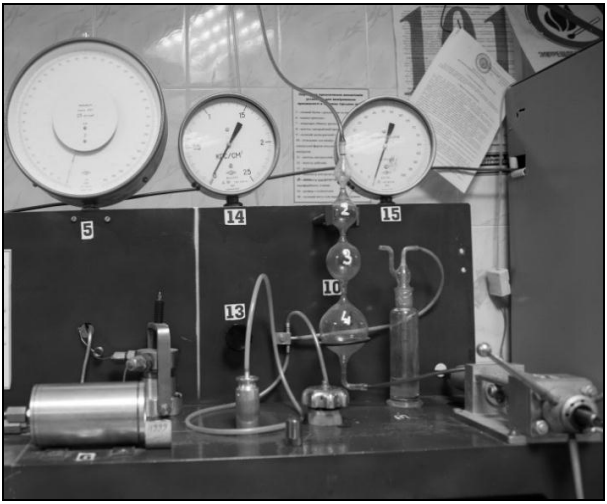


Рис. 2.10. Приклад установки для визначення проникності гірських порід при стаціонарній фільтрації

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 у просторі обумовлює необхідність здійснення багатократних вимірювань проникності на кожній парі робочих площин зразка.

2.7.5. Методи вивчення структури та питомої поверхні пустотного простору

Для вивчення структури пустотного простору порід використовують велику кількість методів, зокрема такі:

- напівпроникної мембрани;
- ртутної та водної порометрії;
- капіляриметричних досліджень з використанням центрифугування;

- адсорбції;
- з оптичними засобами та капілярним насиченням зразка люмінофором;
- електронно-мікроскопічні;
- насичення пустотного простору кольоровими смолами;
- з використанням оптичних і електронних мікроскопів.

У методі напівпроникної мембрани з водонасиченого зразка, установленого на водонасиченій штучній мембрані з розміром пустот $2 \cdot 10^{-6}$ м, азотом витісняють воду и будують залежність величини водонасиченоня зразка від величини капілярного тиску. Використовують для розрахунків рівняння Лапласа

$$P_{\text{ê}} = \frac{2\sigma \cos\theta}{r},$$

де σ – поверхневий натяг на межі змочувальної та незмочувальної фаз; r – радіус капіляра; θ – кут змочування, для гідрофільної поверхні θ – < 90°.

З наведеного рівняння розраховують ефективні діаметри пор, які відповідають кожній точці капілярного тиску $P_{\text{к}}$, а за зміною водонасичення – відносний вміст цих пустот в об'ємі породи. Будують графік розподілу пустот у зразку за їхніми розмірами. У цьому методі є свої недоліки. Розмір отворів напівпроникної мембрани обмежує нижню межу вивчення діаметрів пустот, які є в діапазоні $2 \div 100 \cdot 10^{-6}$ м. Плівку змочувальної рідини (води) на поверхні пустот породи складно взяти до уваги в розрахунках, що знижує точність визначення їхніх діаметрів.

У методі ртутної порометрії до вакуумованого зразка нагнітають ртуть. Чим менший діаметр пустот, тим більший тиск потрібно прикласти для подолання капілярних сил.

Більша частина твердих тіл не змочуються ртуттю. Для проникнення ртуті до капілярів пустотного простору породи потрібно прикласти тиск, який протидіє капілярному тиску.

На цьому заснований метод отримання функції розподілення пустот. Метод зводиться до визначення об'єму ртуті, яка проникла у відавакуумований зразок при певному тиску.

Будують залежність капілярного тиску $P_{\text{к}}$ від насиченості зразка ртуттю, потім – криву розподілу пустот. Діапазон діаметра пустот, які вивчаються при роботі з цим методом, розширю-

ється до 0,01÷100 10^{-6} м. До недоліків методу можна віднести слабку вивченість таких залежностей від вологості та літології порід і неможливість використовувати зразок для повторних чи подальших досліджень.

У методі капілярного насичування змочувальна рідина, яка люмінесціює в ультрафіолетовому світлі під впливом капілярних сил, утягується зразком. За допомогою автоматичної фотометричної установки спостерігають за зміною забарвлення верхнього торця зразка під впливом рідини, що втягується. Додаткове вивчення звивистості пустотних каналів електричними методами дозволяє проводити моделювання пустотного простору.

Усі перераховані методи є прямими і безпосередньо вивчають пустотний простір. Більшість із них є достатньо складними в реалізації. Крім того, вони не дають оцінки ефективних ємнісних характеристик колекторів.

До опосередкованих методів можна віднести будь-які методи, що дають можливість розрахувати структуру пустотного простору на основі вимірювання інших петрофізичних параметрів. Зокрема, до таких методів належить петрофізичний акустичний метод, який з опосередкованих вважається найбільш інформативним. Він базується на дослідженні залежностей швидкостей поширення пружних хвиль від ємності пустотного простору, форми окремих пустот, їхньої орієнтації та ін. Зокрема, такий метод розроблено на кафедрі геофізики Київського національного університету імені Тараса Шевченка (Г. Т. Продайвода, С. А. Вижва, І. М. Безродна, [41]), де за методикою акустичних досліджень зразків на основі математичних методів механіки стохастичного середовища кількісно визначається і структура пустотного простору, і ємнісні властивості порід (рис. 2.11).

Алгоритм визначення структури пустотного простору включає в себе такі блоки:

- аналіз петрофізичної бази даних;
- вибір початкового наближення параметрів математичної моделі породи;
- інверсію даних акустичних досліджень у криву розподілу пустот різних форматів;

- визначення концентрації пустот певних форматів;
- кількісну оцінку внеску кожного типу пористості до загальної;
- оцінка типів колекторів та їхньої перспективності.

Для досліджень структури пустотного простору можуть бути використані параметри, що визначалися в атмосферних і пластових умовах:

- акустичні, у результаті яких визначаються швидкості поздовжніх і поперечних хвиль (в атмосферних або в умовах змінних тисків);
- ємнісні – вивчення відкритої пористості зразків методами насичення та газоволюметричним методом;
- густинні – визначення об'ємної густини порід методом гідростатичного зважування.

Вибір початкового наближення параметрів математичної моделі породи, що досліджується, здійснюється на основі програмного забезпечення, апріорних даних і результатів математичного моделювання.

Алгоритм програми інверсії даних акустичних досліджень має декілька версій, що дозволяє проводити обчислення даних за швидкостями окремо поздовжніх і поперечних хвиль за їхніми співвідношеннями. Передбачена також можливість включення до ітераційного процесу параметрів матриці, що особливо зручно при роботі з об'єктами, де не визначалися значення швидкостей поперечних хвиль чи при експресній оцінці колекторських властивостей розрізів за відсутності даних про літологію. Завдання зводиться до визначення концентрації (C) пустот окремих форматів (α) для кожного пласта (зразка).

Оцінка типів колекторів та їхньої перспективності проводиться на основі одержаних у результаті інверсії наборів форматів і концентрації пустот різних типів. У результаті цього розраховуються коефіцієнти гранулярної ($K_{гр}$), перехідної ($K_{пр}$), тріщинної ($K_{тр}$), кавернозної ($K_{кв}$) та вторинної ($K_{вт} = K_{пр} + K_{тр} + K_{кв}$) пористості й визначаються типи порід-колекторів.

На основі аналізу колекції зразків виділяються зони інтенсивної тріщинуватості, кавернозності, ускладнення колекторів тощо, вирізняються інтервали перспективних колекторів.

Визначення питомої поверхні пустотного простору здійснюється переважно методами:

- адсорбційними;
- фільтраційними;
- капілярними;
- оптичними;
- електронно-мікроскопічними;
- гранулометричними та іншими лабораторними методами;
- розрахунковими методами за даними визначення структури пустотного простору.

Розрахункові методи використовують результати непрямих методів досліджень. Наприклад, виходячи з математичних формул визначення площі поверхні сфероїда та враховуючи особливості математичних моделей при використанні методики визначення структури пустотного простору, питома площа поверхні пустот може характеризуватися параметром ω_s, який математично визначається (Г. Т. Продайвода, С. А. Вижва, І. М. Безродна [41]) для різних типів пустот як:

- для сплющених пустот (вісь обертання орієнтована вздовж короткої осі)

$$\omega_{si} = 4\pi/[(\frac{2C(\alpha_i)}{\alpha_i})^{2/3} + \alpha_i^2(\frac{C(\alpha_i)}{\alpha_i})^{2/3}\frac{4}{\sqrt{1-\alpha_i^2}}\cdot\ln\frac{1+\sqrt{1-\alpha_i^2}}{1-\sqrt{1-\alpha_i^2}}];$$

- для витягнутих пустот (вісь обертання орієнтована вздовж довгої осі)

$$\omega_{si} = 2\pi/[\cdot(\frac{C(\alpha_i)}{\alpha_i})^{4/3} + 2\frac{\alpha_i^2(\frac{C(\alpha_i)}{\alpha_i})^{2/3}}{\sqrt{\alpha_i^2-1}}\cdot\arcsin(\frac{1}{\alpha_i}\sqrt{\alpha_i^2-1})].$$

У даному випадку параметр питомої площі поверхні пустот у досліджуваному зразку становитиме $\omega_s = \sum_{i=1}^{N}\omega_{si}$, тобто суму всіх ω_{si} для пустот різних форматів: пор, тріщин різної конфігурації, каверн.

Перші шість методів визначення питомої поверхні пустотного простору є прямими та аналогічні методам вивчення структури пустотного простору.

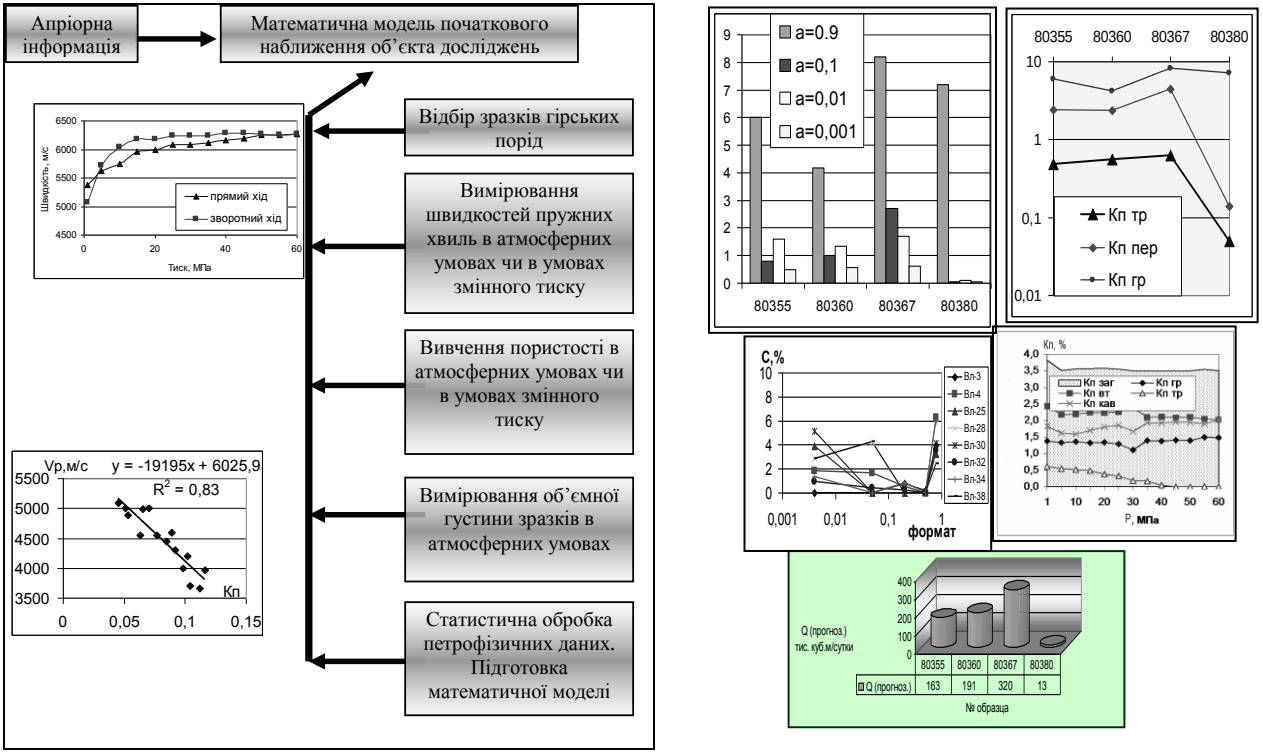


Рис. 2.11. Приклад визначення структури пустотного простору за даними акустичних вимірювань

2.8. ПОРИСТІСТЬ І ПРОНИКНІСТЬ МІНЕРАЛІВ І ПОРІД

2.8.1. Пористість і проникність мінералів

Загальна пористість мінералів вивчена слабко, її величина зазвичай не перевищує 1 % , і лише зрідка значення цього параметра досягають 2–3 %. Переважною більшістю ця пористість обумовлена наявністю газово-рідинних включень, відкрита ж пористість мінералів (табл. 2.2) дуже незначна (у більшості мінералів для незмінених зерен вона менша за нижню межу визначення). Водночас, різноманітні вторинні процеси (гідроліз, гідратація, вилуговування тощо) можуть призвести до суттєвих змін величини пористості мінералів.

Таблиця 2.2. **Середні значення коефіцієнтів загальної пористості деяких мінералів**

Мінерал	$K_{пз}$, %	Мінерал	$K_{пз}$, %	Мінерал	$K_{пз}$, %
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
Егірин	0,58	Флогопіт	1,65–3,17	Нефелін	0,15

2.8.2. Пористість і проникність порід

У більшості випадків вплив загальної пористості мінералів на величину загальної пористості породи не є визначальним.

Навпаки, вважається, що значення пористості гірських порід є відображенням виключно структурно-текстурних особливостей породи (табл. 2.2):

- ущільнення і розтягу;
- зневоднення порід;
- цементації;
- стресу або розтріскування при тектонічних процесах;
- часткової перекристалізації;
- вилуговування з них солей і речовини твердої фази, або, навпаки, осадження мінеральних часток з розчинів у пустотах порід.

Зміна мінерального і гранулометричного складу порід сприяють як зменшенню, так і збільшенню величини пористості.

Таблиця 2.3. **Найбільш імовірні діапазони значень загальної пористості деяких порід**

Осадові та метаморфічні породи		**Магматогенні породи і руди**	
Порода	$K_{пз}$, %	Порода	$K_{пз}$, %
Піщаний мул	30…70	Еклогіт	0,2…1, 5
Пісок	4…50	Серпентиніт	0,8…12
Пісковик	1…40	Габро	0,2…3
Піщаний сланець	1…15	Дуніт, перидотит	0,3…2
Кварцит	0,2…20	Анортозит	0,3…3,0
Алевритовий мул	60…70	Діорит	0,4…3,0
Глина	4…75	Сієніт	0,4…4
Аргіліт	1…30	Граніт	0,3…4
Сланець глинистий	1…25	Сієніт нефеліновий	0,6…4
Гнейс	0,4…2,6	Аляскіт	0,2…4
Діатоміт	30…80	Базальт	0,4…40
Трепел, опока	25…66	Діабаз	0,2…3
Кремінь	1…6	Андезит	0,4…22
Крейда	10…55	Порфірит	0.4…6
Вапняк	0,5…48	Трахіт	1,2…22
Вапняк мармуризований	0,4…6	Кварцовий порфір	0,5…10
Мармур	0,3…2,2	Ліпарит	4.5…36

Закінчення табл. 2.3

Осадові та метаморфічні породи		Магматогенні породи і руди	
Доломіт	0,3…37	Обсидіан	1…12
Гіпсова порода	1…37	Туфолава	6…60
Ангідритова порода	0,5…17	Туф вулканічний	3…57
Кам'яна сіль	0,2…5		
Боксит	0,5…55		
Торф	до 95		
Буре вугілля	12…40		
Кам'яне вугілля	3…12		
Антрацит	1…2		

Первинна загальна пористість магматичних, метаморфічних порід і більшості ефузивних порід, як правило, невелика і є відображенням термодинамічних умов формування і флюїдного режиму. Оскільки ж у даному випадку пустоти переважно не з'єднані між собою, то низькою є і відкрита пористість і проникність цих порід.

Про певну однозначність прогнозованого впливу на величину пористості можна говорити лише, оцінюючи процеси вивітрювання.

Більшість метаморфічних порід, що утворюються під дією тиску і температури, мають низьку пористість (кварцити, сланці, мармур тощо). При виході таких порід на денну поверхню в деяких із них можуть розвиватися процеси з утворенням вторинної пористості (кора вивітрювання порід). У такому випадку загальна пористість збільшується. Особливо сильно можуть збільшуватися пористості метаморфічних порід, що містять карбонатні мінерали (вивітрювання порід і наступна дія гідротермальних процесів).

Метаморфічні породи можуть набувати і тріщинуватість під дією тектонічних рухів. Обидва ці процеси ведуть до активізації масоперенесення в породах з утворенням нових мінералів і місць скупчення корисних копалин, як рудних, так і нерудних, навіть до утворення промислових нафтових родовищ.

Первинна загальна пористість метаморфічних порід не перевищує 5 %, а вивірені різновиди – до 20 %

Швидкість застигання магми в глибині набагато менша, тому там утворюються породи (інтрузивні) повнокристалічної й крупнокристалічної структури. В ефузивних породах тільки частина мінералів може виділитися у вигляді кристалів, породи зазнають впливу вивітрювання. Усі ці процеси і визначають пористість магматичних порід.

Первинна пористість інтрузивних основних (габро, еклогіт, лабрадорит тощо) і ультраосновних (дуніт, перидотит тощо) порід не перевищує 2 %, середніх (діорит, сієніт тощо) – 3 %, а ефузивних – основних (базальт, діабаз тощо) і середніх (порфірит тощо) не перевищує 3 %, вулканогенно-осадові (туфи) – до 30 %.

Конкретні значення пористості для кожної окремої осадової породи визначаються багатьма факторами, однак найбільш значимі з них є:

- глибина залягання породи (температура і тиск зокрема);
- вміст глинистих мінералів;
- інтенсивність вторинних процесів;
- вік порід.

При зануренні осадових порід на великі глибини в процесі формування осадових басейнів повільно зростає вплив на породу тиску і температури. При цьому зменшується пористість порід.

Залежностей пористості від глибини в літературних джерелах визначено дуже багато, спрощено можна навести рівняння Озерської – Подоби:

$$K_{\text{п}}^{\text{h}} = K_{\text{п}}^{\text{h}} e^{-0{,}45\text{h}},$$

де $K^{h}_{\text{п}}$ – пористість на глибині h.

Зі збільшенням глибинності пористість зменшується.

За Л. О. Бурковським: $\beta_n(t,T) = (73{,}2 - 19{,}6 \cdot \lg \Delta h) \cdot 10^{-3}$, де $\beta_n(t,T)$ – коефіцієнт незворотного ущільнення породи; T – температура, t – час ущільнення осадків.

При наступному заглибленні (зона катагенезу) відбувається ущільнення, перекристалізація, доломітизація порід, розчин нестійких сполук, утворення нових мінералів. Первинна міжкрис-

талічна пористість зменшується, але під дією мінералізованих розчинів утворюються кавернові пустоти і тріщини.

Коефіцієнт проникності зменшується з глибиною значно швидше, ніж коефіцієнт пористості

$$K^{h}_{\text{пр}} / K^{h=0}_{\text{пр}} \approx (K^{h}_{\text{п з}} / K^{h=0}_{\text{п з}})^{4},$$

де $K^{h}_{\text{пр}}$ – проникність на глибині h.

Загалом, проникність осадових порід залежить від багатьох факторів, таких як:

- пористість;
- типи пористості, структура пустотного простору;
- вміст глинистих мінералів;
- інтенсивність вторинних процесів.

Наявність високої пористості не вважається умовою високої проникності. Важливу роль в її величині відіграють типи пористості, зокрема наявність і величина тріщинної пористості.

Тріщини в породах бувають відкриті й закриті (за рахунок вторинного змикання і мінералізації). Унаслідок тектонічних процесів утворюються системи тріщин, орієнтованих у певній площині.

Практичний інтерес мають тільки відкриті тріщини, по яких може здійснюватися міграція рідин і газів. Зазвичай тріщинна пористість становить 1–2 %, іноді до 3 %. При збільшенні тріщинної пористості проникність зростає, особливо, якщо тріщинна пористість є орієнтованою вздовж проведення досліджень зразка.

За К. І. Багринцевою (1977) та Є. М. Смєховим (1974), тріщини поділяють на мікротріщини (< 0,1 мм), дуже вузькі (0,001–0,01 мм), вузькі (0,01–0,05 мм), широкі (0,05–0,1 мм), дуже широкі (0,1–0,5 мм).

Особливу значимість має характеристика тріщин у колекторах складного типу, яким властива наявність декількох видів пористості. У таких породах зазвичай відсутній зв'язок *пористість – проникність*.

Вміст глинистих мінералів зменшує проникність, особливо водопроникність завдяки впливу фільтруючої рідини на глинисті мінерали.

Вторинні процеси призводять до зміни проникності, також як і до зміни пористості.

За величиною проникності й пористості виділяють чотири класи осадових порід (за В. Кобрановою):

1) проникні ($K_{пр} > 10^{-2}$ мкм^2, $K_{пз} \leq 0{,}20…0{,}40$) – грубоуламкові осадові породи, сортовані піщано-алеврито-глинисті породи, тріщинуваті й кавернозно-тріщинуваті осадові, метаморфічні й магматичні породи, в яких домінують капілярні й надкапілярні розміри каналів;

2) напівпроникні ($K_{пр} = 10^{-4}…10^{-2}$ мкм^2, $K_{пз} \leq 0{,}10…0{,}15$) – поганосортовані глинисті піски, низькопористі алевроліти і пісковики, карбонатні породи, значна частина пустотного простору яких представлена субкапілярними каналами;

3) практично непроникні ($K_{пр} = 10^{-6}…10^{-4}$ мкм^2, $K_{пз} \leq 0{,}06…0{,}08$, крім глин, де $K_{пз} > 2$) – глини, аргіліти, глинисті сланці, сильнозцементовані уламкові породи, щільні вапняки, невивітрені метаморфічні й магматичні породи, в яких майже вся вода є зв'язаною силами адсорбції;

4) породи-екрани ($K_{пр} < 10^{-6}$ мкм^2, $K_{пз} \leq 0{,}02…0{,}05$, крім глин, де $K_{пз} \leq 0{,}5$) – кам'яна сіль, ангідрит, пластичні нетріщинуваті глини, породи зони багаторічної мерзлоти, діаметр максимальних пор менше 1 мкм.

Більш повна класифікація теригенних проникних порід подана в табл. 2.4, де А. А. Ханіним і М. І. Колосковою групи колекторів виділені за гранулометричними фракціями.

Розуміння фільтраційно-ємнісних характеристик та їхніх зв'язків з іншими петрофізичними параметрами є необхідним при вирішенні таких завдань:

- дослідження порід при пошуках порід-колекторів і визначення їхньої перспективності;
- теоретичні й експериментальні дослідження при вивченні тектонічно-деформованого стану гірських порід при відтворенні історичного розвитку геологічного середовища;
- моніторингові дослідження порід при інженерно-геофізичних роботах і прогнозі геологічних процесів тощо.

Таблиця 2.4. **Класифікація піщано-алевритових порід колекторів**

Клас колектора	Групи колекторів	Тип	$K_п$ %	Розмір основних фільтруючих пустот, мкм	Вміст основних фільтруючих пустот, %	Сумарний вміст пустот менше за 2 мкм, %	$K_{зв}$, %	$K_{пр}$, мкм^2
I	Пісковики	с/з	> 17	50÷150	40÷80	0÷17		>1
		д/з	> 20	20÷100	40÷80	0÷20	5÷25	
	Алевроліти	к/з	> 23,5					
		д/з	> 30					
II	Пісковики	с/з	15÷17	40÷100	25÷50	5÷25		0,5÷1
		д/з	18÷20	18÷60	30÷60	5÷30	10÷35	
	Алевроліти	к/з, д/з	21,5÷23,5 26,5÷30	12÷30	40÷80	10÷35		
III	Пісковики	с/з	11÷15	20÷50	25÷40	15÷40		0,1÷0,5
		д/з	14÷18	16÷40	15÷50	15÷40	10÷45	
	Алевроліти	к/з	16,8÷21,5	10÷30	25÷65	20÷45		
		д/з	20,5÷26,5					
IV	Пісковики	с/з	5,8÷11	15÷40				
		д/з	8÷14	10÷35				
	Алевроліти	к/з, д/з	10÷16,8 12÷20,5	5÷20				
V	Пісковики	с/з	0,5÷5,8					
		д/з	2÷8	5÷16				
	Алевроліти	к/з	3,3÷10	3÷8				
		м/з	3,6÷12					
VI	Пісковики	с/з	< 0,5					
		м/з	< 2					
	Алевроліти	к/з	< 3,3					
		м/з	< 3,6					

Запитання для самоконтролю

1. Типи пустот.
2. Види пористості гірських порід.
3. Структура пустотного простору порід, її характеристика.
4. Пористість магматичних порід.
5. Пористість метаморфічних порід.
6. Пористість осадових порід.
7. Залежність густини і пористості осадових гірських порід від глибини.
8. Проникність, її типи.
9. Методи вивчення проникності.
10. Методи вивчення пористості.
11. Методи вивчення структури пустотного простору.

Завдання

Підготувати реферат "Взаємозв'язок пористості, проникності й густини".

3. ПОРОДИ-КОЛЕКТОРИ, ФЛЮЇДОУПОРИ ТА ЇХНЯ ОСНОВНА ХАРАКТЕРИСТИКА

3. 1. ОСНОВНІ ВІДОМОСТІ ПРО ПОРОДИ-КОЛЕКТОРИ І ПОРОДИ-ПОКРИШКИ (ФЛЮЇДОУПОРИ)

Пористість і проникність гірських порід обумовлює особливості їхніх взаємозв'язки з рідкою і газовою фазами. Найважливіші із цих зв'язків для нафтогазової геології – це здатність вміщати і пропускати крізь себе, або навпаки – не пропускати флюїди. Такі властивості називаються колекторськими або флюїдоупорними властивостями порід.

Колектори нафти і газу – гірські породи, які володіють ємністю, достатньою для того, щоб уміщати вуглеводні (ВВ) різного фазового стану (нафта, газ, газоконденсат) і проникністю, що дозволяє віддавати їх у процесі розробки. Таким чином, головні властивості колекторів – здатність вміщати ВВ і віддавати їх при розробці.

Основними колекторами є осадові породи.

У природних умовах поклади нафти і газу найчастіше приурочені до теригенних і карбонатних відкладів.

Вивчення колекторських властивостей гірських порід проводиться прямими методами – за зразками керна, або непрямими – за геофізичними матеріалами з випробувань свердловин на приплив. Лабораторне вивчення керна – пряме, точне і достовірне. Однак через те, що керн зазвичай розламується по тріщинах, вони випадають з поля зору дослідника, у результаті чого реальна проникність порід найчастіше виявляється більше, ніж визначено при лабораторних дослідженнях.

Класифікації колекторів і флюїдоупорів численні й різноманітні. Серед колекторів найчастіше виділяють:

- порові (обумовлені гранулярною пористістю);
- кавернозні;
- тріщинуваті;

• змішані (кавернозно-тріщинуваті, тріщинно-порові, кавернозно-тріщинно-порові),

За А. А. Ханіним, колектори нафти і газу бувають в основному двох типів: гранулярні й тріщинні. Але на сьогодні досліджується велика частка колекторів з каверновою пористістю, які в основному є змішаними тріщинно-порово-кавернозними колекторами (рис. 3.1).

Зазвичай гранулярними колекторами є піщано-алевритові породи, що характеризуються гранулярною (міжзерновою) пористістю і міжзерновою проникністю, та частина вапняків і доломітів (напр., з оолітовою структурою).

Тріщиними колекторами (зазвичай порово-тріщинними) можуть бути породи самого широкого літологічного складу.

Колектори змішаного типу (з кавернозною пористістю) – це здебільшого породи карбонатного складу – вапняки і доломіти хемогенного та біогенного типів, де кавернозна пористість утворюється за рахунок хімічних і геологічних процесів.

Скупчення нафти і газу встановлені у відкладах різного віку, починаючи від кембрію і закінчуючи у верхньому пліоцені включно. Крім того, відомо скупчення нафти і газу як у більш давніх докембрійських, так і в більш молодих четвертинних відкладах.

Нафтові й газові родовища на земній кулі зустрічаються в різних районах, у межах різних геоструктурному елементів. Вони відомі як у геосинклінальних, так і в платформних областях і передгірних прогинах.

Найбільша кількість покладів у розрізі осадового чохла припадає на відклади кам'яновугільного (29 %), девонського (19 %) і неогенового (18 %) віку (М. А. Тугарова, [48]).

За даними вивчення 236 найбільших родовищ світу запаси нафти розподіляються в колекторах таким чином:

• у пісках і пісковиках – 59 %;

• вапняках і доломітах – 40 %;

• тріщинуватих глинистих сланцях, вивітрених метаморфічних і вивержених породах – 1 %.

Розглянуті родовища містять 82,5 % запасів нафти.

Глибина залягання продуктивного шару становить:

- до 600 м – 14 %,
- 600–2140 м – 62,1 %,
- 2140–3650 м і більше – 23,8 %.

Глибини менше 600 м – менш сприятливі умови збереження покладів; більше 2000 і 3000 м – менший ступінь розбурених і менша ізолююча здатність глинистих покришок.

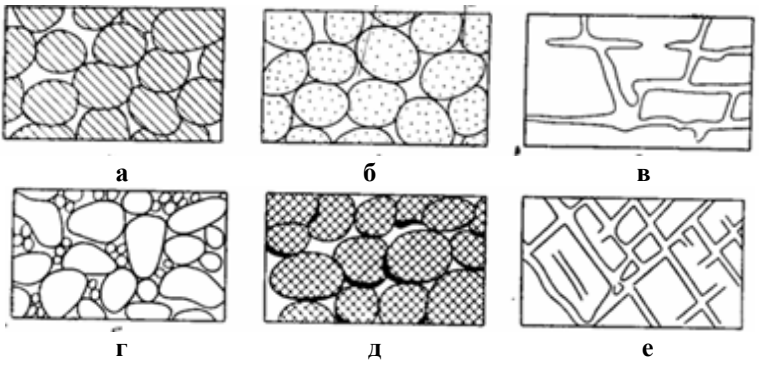


Рис. 3.1. Види колекторів:
а, б, в, г – порові колектори: а – високопористий, утворений добре відсортованими частками; б – погано відсортована нізькопориста порода; в – добре відсортована високопориста порода, складена проникними частками; г – добре відсортована зцементована порода; д – колектор із каверновими пустотами; е – колектор із тріщинними пустотами

3.2. ФАКТОРИ, ЩО ВИЗНАЧАЮТЬ ПОРИСТІСТЬ ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ НАФТИ І ГАЗУ

Пористості колекторів нафти і газу варіюють у діапазоні від 5 до 40 %, але найчастіше зустрічається пористість від 10 до 20 %. Фактори, що визначають величину пористості уламкових осадових порід, такі (Б. К. Прошляков [43]):

1. *Однорідність зерен за розміром*. Однорідність, або сортування зерен – це гранулометрична характеристика породи. Якщо дрібні алевритові або глинисті частки змішані з більш крупними піщаними зернами, то ефективна пористість пісковику (представлена зв'язаними між собою пустотами) значно зменшується. Такі

колектори називають глинистими. Сортування залежить щонайменше від чотирьох основних чинників, таких як: діапазон розмірів часток, тип осадів, характеристика водних потоків під час седиментації й тривалість процесу седиментації.

2. *Ступінь цементації або консолідації.* Добре зцементовані породи мають низьку пористість, тоді як рихлі неущільнені породи мають високу пористість. Цементація відбувається як під час літифікації осадків, так і в процесі зміни породи під впливом циркулюючих підземних вод. Цементація по суті є заповнення пустотного простору матеріалом різного мінерального складу, що приводить до зменшення пористості. Таким цементуючим матеріалом служать: карбонат кальцію, карбонат магнію, карбонат заліза, лімоніт, гематит, доломіт, сульфат кальцію, глинисті мінерали, а також і багато інших мінералів, включаючи будь-які їхні комбінації.

3. *Ступінь ущільнення під час і після формування осадків*. При ущільненні осадків відбуваються ліквідація пустот і витискання флюїдів за рахунок прогресуючого зближення мінеральних частинок, особливо яскраво виражено в разі тонкозернистих осадових порід. Витискання флюїдів у результаті ущільнення осадків при підвищеній температурі є основним механізмом первинної міграції вуглеводнів з нафтоматеринських порід до порід-колекторів. Ущільнення має велике значення для літифікації аргілітів, глин і тонкозернистих карбонатів, тоді як для щільно упакованих пісковиків або конгломератів його роль незначна. Як правило, пористість нижча у більш давніх порід, що глибше залягають, але нерідкими є винятки із цього загального правила. У багатьох випадках у карбонатних породах ознаки фізичного ущільнення виражені слабо.

4. *Способи упаковки*. При підвищенні тиску верхніх відкладів погано відсортовані кутасті зерна піску зазнають прогресуючих змін упаковки від хаотичної до більш тісної. Відбувається також часткове дроблення і пластична деформація часток піску.

Крім порід-колекторів, існують породи слабопроникні, або практично непроникні. Такі породи називаються породами-флюїдоупорами (покришками).

Роль порід-флюїдоупорів виконують глини, солі, гіпси, ангідрити і деякі різновиди карбонатних порід.

Породи-покришки розрізняються:

- за характером поширення;
- потужності;
- наявності або відсутності порушень суцільності, однорідності суцільності;
- щільності;
- проникності;
- мінеральному складу.

Розрізняють:

- регіональні;
- субрегіональні;
- зональні;
- локальні покришки.

Регіональні покришки мають значне площове поширення, характеризуються літологічною витриманістю і, як правило, значною потужністю. Зазвичай вони простежуються в межах окремих регіонів.

Зональні покришки витримані в межах окремої зони піднять (за площею поширення вони поступаються регіональним).

Рідше зустрічаються локальні покришки (у межах місця скупчення), які обумовлюють збереження окремих покладів.

Наявність тріщинуватості в породах-флюїдоупорах знижує їхні екрануючі властивості. Наприклад, у зонах регіональних розломів початкові пластичні властивості глин і солей втрачаються, вони стають крихкими, з розкритими тріщинами і можуть пропускати флюїди.

Важливу роль в екрануючих властивостях покришок відіграє ступінь їхньої однорідності: присутність прошарків пісковиків і алевролітів погіршує їхню якість.

Алевролітова домішка зі збільшенням її вмісту в глинах впливає на структуру пустотного простору. Більш чисті різниці глин ущільнюються інтенсивніше і характеризуються переважно тонкими перетинами пустотних каналів, а також низькою проникністю.

Найбільше поширені глинисті покришки. Глини характеризуються пластичністю, залежною від ступеня дисперсності мінеральних часток, з яких вони складаються, хімічного складу і здатності до іонного обміну цих частинок. Відомо, наприклад, що монтморилонітові глини мають кращі екрануючі властивості порівняно з каолінітовими.

Надійним екраном є кам'яна сіль, яка завдяки своїй пластичності деформується без порушення суцільності.

Ангідрити значно крихкіші, ніж сіль, і не є такими надійними екранами.

Разом із тим, абсолютно непроникних для нафти і газу покришок у природі не існує. В. П. Савченко на основі експериментальних робіт установив, що глиниста покришка утримує тільки такий поклад, надлишковий тиск у якому менше перепаду тисків, що обумовлює початок фільтрації флюїдів крізь цю покришку. Чим більше потужність покришки, тим вище її ізолюючі якості та здатність утримувати поклади з великими висотами. На великих глибинах унаслідок утрати води глинисті породи перетворюються на тендітні тіла і можуть стати породами-колекторами.

Колекторські та ізолюючі властивості залежать не тільки від особливостей породи, але й від стану флюїдів усередині неї, від тиску і температури, за яких вони утворилися.

Характеристики колекторів і флюїдоупорів змінюються з глибиною часто неоднозначно і непередбачувано. Наприклад, колекторські властивості карбонатних порід поліпшуються за рахунок вилуговування й утворення каверн, розчинення карбонатного цементу. Глинисті породи часто зневоднюються і розтріскуються. А в теригенних породах уламкові частинки ущільнюються, ближче прилягають одна до одної, у результаті чого колекторські властивості породи погіршуються. З упевненістю можна стверджувати лише те, що ні ідеальних флюїдоупорів, ні ідеальних колекторів у природі не існує.

3.3. НЕТРАДИЦІЙНІ КОЛЕКТОРИ

Поняття про традиційні й нетрадиційні колектори умовне і співвідноситься із часом, місцем і науковою позицією (П. В. Флоренский та ін. [50]).

У самому широкому сенсі до нетрадиційних належать колектори з негранулярною пористістю. Як правило, це товщі, складені глинистими, крем'янистими, вулканогенними, інтрузивними, метаморфічними породами.

Колектори в глинах виникають як зони розущільнення внаслідок перетворення глинистих мінералів, виділення зв'язної води, генерації з органічної речовини рідких продуктів і газів. При цьому якась ділянка породи унаслідок зростання внутрішнього тиску пронизується системою тріщин і виникає природний резервуар, обмежений з усіх боків менш зміненими породами. Тріщини виникають переважно по нашаруванню порід. Іноді ці ділянки на перший погляд ніяк не пов'язані з тектонічними особливостями регіону, але зате в їхньому розміщенні вгадується приуроченість до закономірних зон, пов'язаних з ротаційними силами. Подібним чином виникають резервуари в глинисто-карбонатних багатих органічною речовиною так званих доманікоїдних, або доманікових товщах.

У крем'янистих біогенних товщах гранулярний біопустотний колектор спочатку створюється ажурною структурою стулок діатомових водоростей та інших, складених опалом, організмів. Потім, при мінеральній трансформації опала виникає глобулярна (кульова) структура, яка розтріскується і створюється зв'язкова система тріщин, аналогічна описаній раніше.

У вулканогенних породах пустотний простір утворюється при виході газу з лавового матеріалу або при вторинному вилуговуванні. Прикладами нафтогазоносних вулканічних товщ служать осадово-туфогенний комплекс у Східній Грузії та Західному Азербайджані, формація "зелених туфів" в Японії.

Нафтогазоносність фундаменту платформ, як правило, буває пов'язана з удруге зміненими магматичними і метаморфічними породами в їхніх корах вивітрювання, у зонах дії гідротермальних розчинів і з іншими вторинними змінами. Припливи нафти з

резервуарів такого типу отримані з гранітно-метаморфічних порід, що залягають у Шаїмському районі Західного Сибіру, Оймаша на Південному Мангишлаці, на родовищі Білий Тигр (в'єтнамський шельф).

З іншого боку, науковці (В. А. Михайлов та ін.) до поняття *нетрадиційних типів* вуглеводнів відносять:

- сланцевий газ – газ, що міститься в дрібнозернистих осадових породах, які одночасно є і колекторами, і материнськими породами, характеризуються вмістом органічної речовини, мають низьку пористість і дуже низьку проникність; газ, який накопичується внаслідок сорбування і компресії у сланцевих колекторах (shale gas);
- сланцеву нафту, яка зосереджена в дрібнозернистих осадових породах, що характеризуються значним вмістом керогену, здатним при підігріві до певної температури трансформуватися в нафту або газ; породи мають низьку пористість і дуже низьку проникність;
- щільний газ, що міститься у щільних пісковиках, аргілітах, сланцях чи інших породах зі зниженими ємнісними властивостями, утвореними за рахунок ущільненості та зцементованості порід, скупчується внаслідок компресії в пустотному просторі слабопроникних порід; для вилучення такого газу необхідні засоби стимуляції (tight gas);
- газ, адсорбований та вільний, скупчений у вугільних пластах (coalbed methane);
- газові гідрати – кристалічні сполуки змінного складу, які утворюються за певних термобаричних умов з води і газу, мають вигляд кристалічної ґратки льоду з молекулами газу всередині, що зовні нагадують сніг;
- газові поклади, пов'язані з імпактними структурами; поклади, приурочені до зон тріщинуватості та розущільнення в породах, що утворилися від ударної дії під час падіння небесних тіл.

Найбільше практичне значення мають перші два типи. Суть полягає у вилученні газу з низькопроникних порід – аргілітів, алевролітів і ущільнених пісковиків як окремих об'єктів над материнськими породами, так і тих, котрі залягають у межах товщі, що генерує вуглеводні, та власне сланців за наявної їхньої природної тріщинуватості.

Запитання для самоконтролю

1. Основні типи традиційних порід-колекторів.
2. Нетрадиційні породи-колектори. Їхні типи, особливості.
3. Породи-флюїдоупори. Їхні типи, особливості.
4. Класифікації колекторів і флюїдоупорів.
5. Фактори, що визначають пористість порід-колекторів нафти і газу.

Завдання

Підготувати розгорнутий реферат на тему: "Петрофізичні властивості породи-колектора", тип порід вибрати самостійно.

4. ПРУЖНІ ПАРАМЕТРИ ГІРСЬКИХ ПОРІД І МЕТОДИ ЇХНЬОГО ВИЗНАЧЕННЯ

Результати досліджень пружних властивостей гірських порід широко використовуються при інтерпретації даних сейсморозвідки та акустичного каротажу, при вирішенні завдань структурної геології, при побудові речовинно-фізичних моделей геологічних об'єктів і процесів, а також при інженерно-геологічних вишукуваннях.

Результати вивчення акустичних властивостей порід-колекторів і покришок на зразках керна, їхні структури пустотного простору висвітлено в роботах багатьох дослідників: Г. М. Авчяна, К. І. Багринцевої, Я. Н. Басіна, О. І. Баюк, І. М. Безродної, В. М.Бортницької, Б. Ю. Вендельштейна, М. П. Воларовича, С. А. Вижви, В. І. Грицишина, В. М. Дахнова, І. П. Дзебаня, В. М. Добриніна, Н. Б. Дортман, О. С. Зубко, В. М. Ільїнського, В. Ф. Індутного, С. С. Ітенберга, В. Н. Кобранової, Д. А. Кожевнікова, І. К. Куровця, Ю. І. Кузнєцова, Т. С. Лебедєва, Ф. М. Левітової, Ю. А. Лімбергера, О. Ю. Лукіна, Є. Е. Лук'янова, Л. М. Марморштейна, М. Ю. Нестеренка, В. А. Новгородова, Г. І. Петкевича, В. І. Петерсіл'є, Г. І. Петкевич, Г. Т. Продайводи, Г. Й. Притулки, М. М. Сороки, Д. Д. Федоришина, В. О. Федишина, В. І. Шеленко, О. В. Шеремети, Г. А. Шнурмана та ін. Серед зарубіжних учених варто відмітити роботи О. Бекмена, Дж. М. Берга, Ж. Валлена, Л. Гарднера, А. Грегорі, Ванг Кжі Йєна, С. Кінга, Т. Кліментоса, К. Л. Кука, В. Ліня, С. Мак Кена, К. Магари, Д. Максвелла, Р. Масонхаймера, Дейла Моргана, А. Нура, В. Н. Соммертона, М. Уїллі, В. Уїнкера, Г. Б. Уолша, І. Фетта, Де-хуа Хана, Г. Д. Хобсона, Х Д. Хедберга та ін.

4.1. ПРУЖНА ДЕФОРМАЦІЯ ПОРІД

Для з'ясування механічної поведінки гірських порід здійснюють експериментальні дослідження зразків в умовах розтягування або стискування. На основі залежності між напругами і деформаціями роблять висновки щодо реологічної поведінки складових порід.

В умовах експериментів на стискання спостерігається характерна реологічна поведінка текстур гірських порід, яка в ідеалізованому вигляді представлена на рис. 4.1. Точка А переходу від більш нахиленого відрізка ОА до менш нахиленого відрізка АВ називається межею пружності. Її координати σ_Y і ε_Y і визначають граничні значення пружних напруг і деформацій. У цій точці досягаються максимально можливі напруги, після зняття яких немає залишкових деформацій. За межами пружності є ділянка пластичної деформації АВ (рис. 4.1), в якій при розвантаженні зразка гірської породи зникає лише пружна деформація ε_Y. Таким чином, пластичні деформації зразка гірської породи ε_p незворотні. Додатний кут нахилу відрізка АВ (рис. 4.1) свідчить про зміцнення гірської породи при збільшенні напруг.

Разом із тим, кут нахилу відрізка АВ може дорівнювати і нулю ($\sigma_Y = \text{const}$), це свідчитиме, що після зміцнення гірської породи розпочалася її течія. Течію гірської породи при постійних напругах називають повзучістю.

Зміщення, яке супроводжує пластичну деформацію, найчастіше безпосередньо передує стадії руйнування. У цьому випадку відбувається перехід від пластичної деформації до крихкої.

При низьких тисках у гірській породі розвиваються нерегулярні мікротріщини (тріщини розтягування). При високих тисках мікротріщини закономірно розташовуються по всьому об'єму зразка і з'являються ознаки пластичної деформації (сковзання, двійникування, смуги зламу).

Таким чином, руйнуванню в умовах високих тисків передує повільне розповсюдження мікротріщин і пластична поведінка. Утворення тріщин при цьому розвивається вздовж зони, де концентруються мікротріщини і ділянки пластичної деформації, і носить характер руйнування типу сколів і кручення.

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 їхніми характеристиками, а також температурою і тиском.

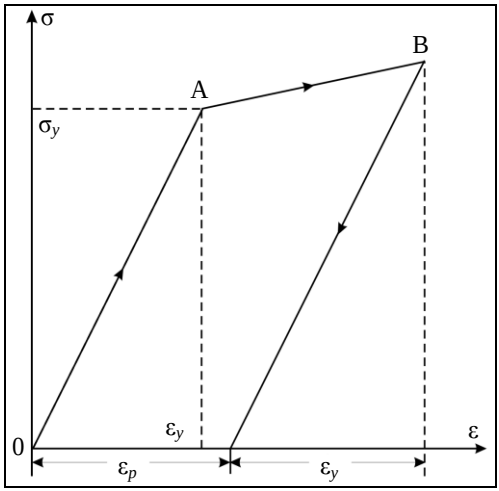


Рис. 4.1. Ідеалізована залежність напруг (σ) від деформацій (ε) для гірських порід при прямому і зворотному циклі деформації:
ОА – пружна область; АВ – область пластичності;
ε_y – пружні деформації; ε_p – пластичні деформації

4.2. ОСНОВНІ ПРУЖНІ ПАРАМЕТРИ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Пружна деформація порід описується законом Гука.

За цим законом відносна деформація об'єму ($\Delta V/V$) прямо пропорційна нормальному (вертикальному) напруженню σ_n та модулю поздовжньої пружності – модулю Юнга Е, тобто

$$\Delta V/V = \sigma_n \mathrm{E}. \qquad (4.1)$$

Таким чином, модуль Юнга характеризує спроможність тіл протидіяти деформації розтягування або стиснення, вимірюється в паскалях і через акустичні параметри визначається за формулою

$$\mathrm{E} = \frac{\sigma \cdot V_S^{\,2} \cdot (3 \cdot V_p^{\,2} - 4 \cdot V_s^{\,2})}{V_P^{\,2} - V_S^{\,2}}, \qquad (4.2)$$

де V_p – швидкість поздовжньої хвилі, V_s – швидкість поперечної хвилі, σ – густина породи.

Пружна деформація за лінійною залежністю спостерігається до межі пластичності або міцності. У практиці для встановлення зміни лінійних розмірів твердих тіл застосовують коефіцієнт Пуассона ν_{ny}, за яким вертикальна y та горизонтальна бокова x деформації зв'язані рівнянням

$$(\Delta V/V)_y = \nu_{ny}(\Delta V/V)_x, \qquad (4.3)$$

де позначка y відповідає вертикальному навантаженню, x – боковому, а коефіцієнт Пуассона ν_{ny} характеризує пропорційність між поперечним стисненням і поздовжнім видовженням тіла при одновісному розтягуванні.

У петрофізиці коефіцієнт Пуассона ν (коефіцієнт поперечного стиснення) характеризує пропорційність між поперечним стисненням і поздовжнім видовженням тіла при одновісному розтягуванні й може бути визначений за формулою

$$\nu = \frac{V_P{}^2 - 2 \cdot V_S{}^2}{2 \cdot (V_P{}^2 - V_S{}^2)}. \qquad (4.4)$$

Пружна деформація колектора характеризується також модулем усебічного стискання K, або об'ємним модулем пружності. Цей модуль дорівнює відношенню нормального напруження σ_n до відносного об'ємного стискання $\Delta V/V$, зумовленого його дією і характеризує відносне зменшення об'єму куба при його всебічному стисненні. Модуль всебічного стискання пов'язаний зі швидкостями пружних хвиль рівнянням

$$K = 1/\beta = \sigma \cdot (V_P{}^2 - 4/3 \cdot V_S{}^2), \qquad (4.5)$$

де β – коефіцієнт стиснення ($Па^{-1}$).

Для ізотропної гірської породи зв'язок модуля об'ємного стискання К з модулем Юнга Е та коефіцієнтом Пуассона ν такий:

$$K = E/3(1-2\nu). \qquad (4.6)$$

При дослідженнях пружних характеристик порід вивчається також модуль зсуву G (Па), який характеризує здатність тіл протидіяти зміні форми при постійному об'ємі (коефіцієнт Ляме μ) і визначається за формулою

$$G = \sigma \cdot V_S{}^2 = \frac{E}{2 \cdot (1+\nu)}. \qquad (4.7)$$

Модуль зсуву G має зв'язок з модулями Юнга та Пуассона:

$$G = E / 2 \cdot (1 + \nu). \qquad (4.8)$$

Усі наведені в розділі формули можна застосовувати для порід з мінімальною анізотропією, тобто наближено ізотропних. Зазвичай розраховані значення пружних модулів є в 1,5–2 рази більше, ніж при вимірюванні їх приладами.

Згідно з теорією 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.

Дослідження речовини з такою детальністю проводяться, наприклад, при вивченні властивостей кристалів і детальних петрофізичних дослідженнях (методика куборомбододекаедра, акустополяризаційний метод, де визначаються швидкості поздовжньої хвилі V_p та швидкості двох квазіпоперечних хвиль різної поляризації V_{s_1}, V_{s_2}). У більшості ж випадків середовище в першому наближенні вважають однорідним та ізотропним і обмежуються визначенням однієї з пар простих модулів.

4.3. ОСНОВНІ АКУСТИЧНІ ПАРАМЕТРИ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Пружні хвилі, що виникають унаслідок деформації розтягстиск у твердих тілах, рідинах і газах, називаються поздовжніми та характеризуються в петрофізиці їхньою швидкістю V_p (м/с).

Пружні хвилі, які виникають у твердих тілах унаслідок деформації зсуву в гірських породах, мають назву поперечних хвиль, швидкість яких позначається V_S (м/с).

Швидкості поздовжніх і поперечних хвиль гірських порід без урахування їхньої анізотропності можуть бути розраховані за визначеними модулями пружності за формулами:

$$V_P = \sqrt{\frac{\mathrm{E} \cdot (1 - \nu)}{\sigma \cdot (1 + \nu) \cdot (1 - 2\nu)}} = = \sqrt{\frac{\lambda + 2 \cdot G}{\sigma}} = \sqrt{\frac{\mathrm{K} + 4/3 \cdot G}{\sigma}}. \qquad (4.9)$$

$$V_S = \sqrt{\frac{E}{\sigma \cdot 2 \cdot (1 + \nu)}} = \sqrt{\frac{G}{\sigma}}. \qquad (4.10)$$

Швидкість розповсюдження хвилі обумовлюється її затуханням, поглинанням і розсіюванням на мікронеоднорідностях і межах пустот.

Коефіцієнт затухання пружних хвиль α (1/с) відображає швидкість зменшення амплітуди пружної хвилі із часом:

$$\alpha = 1/\tau, \qquad (4.11)$$

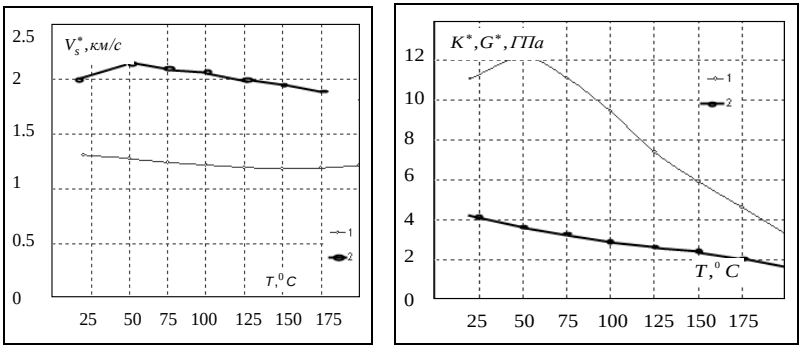
де τ – час, протягом якого амплітуда зменшується в e (2,718) разів.

4.4. ЗАЛЕЖНІСТЬ ПРУЖНИХ І АКУСТИЧНИХ ПАРАМЕТРІВ ВІД ТИСКУ І ТЕМПЕРАТУРИ

Необхідним є врахування змін пружних і акустичних властивостей із змінами термодинамічних параметрів для розв'язання багатьох проблем сучасної геології, таких як: дослідження глибинних зон Землі при розробках питань регіональної геофізики і геології, надглибокого буріння, прогнозування глибокозанурених корисних копалин, удосконалення методик інтерпретації геофізичних даних.

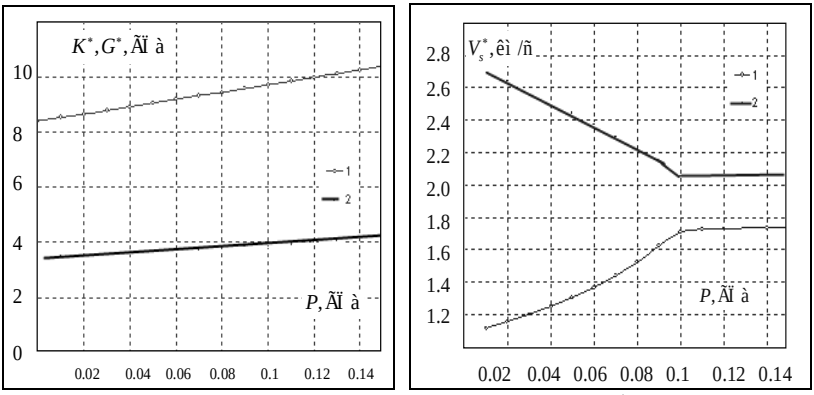
Слід пам'ятати, що і швидкості розповсюдження пружних хвиль, і пружні модулі залежать від температури (рис. 4.2) і тиску (рис. 4.3), і їх можна розглядати як константи лише для певного напруженого стану. У роботах Г. Т. Продайводи, І. М. Безродної проведено моделювання акустичних і пружних параметрів моделей вапняків залежно від температури і тиску та отримано певні залежності (рис. 4.2).

Науковці багатьох країн проводили дослідження акустичних властивостей гірських порід при високих тисках і температурах (К. С. Александров, В. Бабушка, Є. І. Баюк, І. М. Безродна, Б. П. Бєліков, Ф. Бирч, М. П. Воларович, Г. О. Єфімова, К. І. Левікін, Т. С. Лебедєв, В. А. Корчин, Г. Т. Продайвода, З. Прос, Т. В. Рижова, Л. А. Шрейнер та ін.). Доведено для різних типів гірських порід, що характер швидкостей змінюється під впливом тиску і температури здебільшого залежно від мінерального складу порід, їхньої структури, пористості та її типів.



а **б**

Рис. 4.2. Залежність пружних і акустичних параметрів від температури для моделі вапняку (Г. Т. Продайвода [42]):
а – швидкості поперечної хвилі (1) та відношення швидкостей поздовжньої й поперечної хвиль (2);
б – пружних модулів стиснення (1) і зсуву (2)



а **б**

Рис. 4.3. Залежність пружних параметрів від тиску (Г. Т. Продайвода [42]):
1 – модуль стискання; 2 – модуль зсуву

При атмосферних тисках для кожної мінеральної групи порід спостерігається доволі велика дисперсія значень акустичних властивостей. Зі збільшенням тиску збільшується середня швидкість поздовжніх хвиль для різних типів порід, але при високих тисках дисперсія значень швидко скорочується (рис. 4.4).

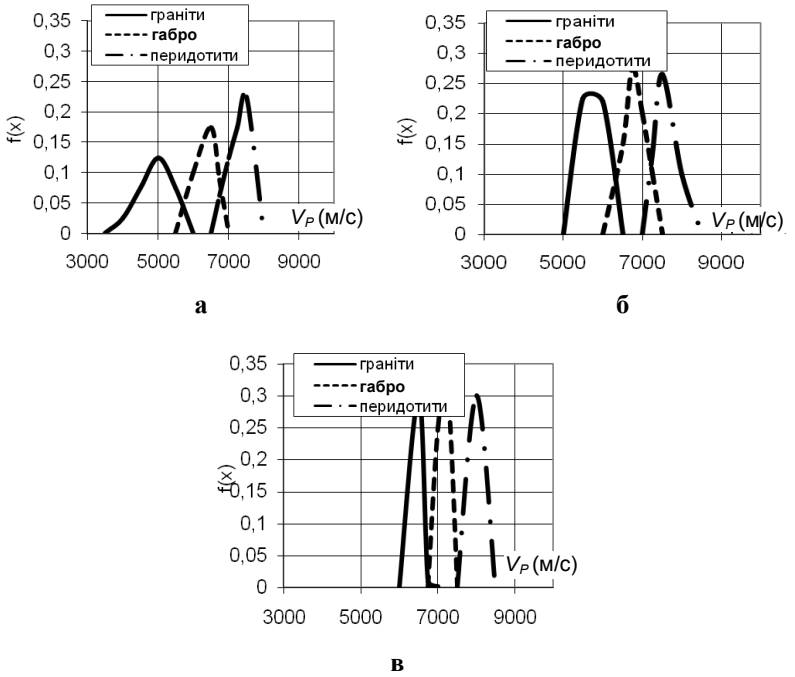


Рис. 4.4. Розподілення щільності вірогідності значень швидкостей поздовжніх хвиль у породах за різних тисків:
а – 10^{-5} Па; б – 10^{-2} Па; в – $15 \cdot 10^{-2}$ Па

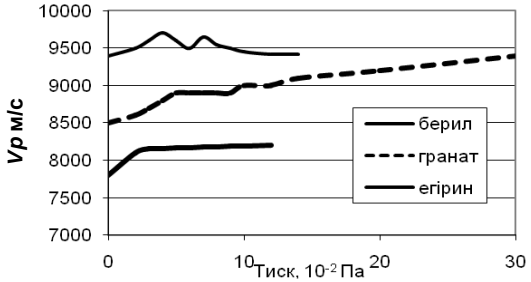


Рис. 4.5. Залежність швидкості поздовжніх хвиль від тиску для мінералів:
1 – берил; 2 – гранат; 3 – егірин

За високих тисків також досліджувалися мінерали різних класів. Залежно від будови кристалічної ґратки мінералів змінюються пружні властивості при збільшенні всебічного тиску (рис. 4.5).

На пружні характеристики великий вплив має пористість порід, а при дослідженнях в умовах змінних тисків – особливо (рис. 4.6).

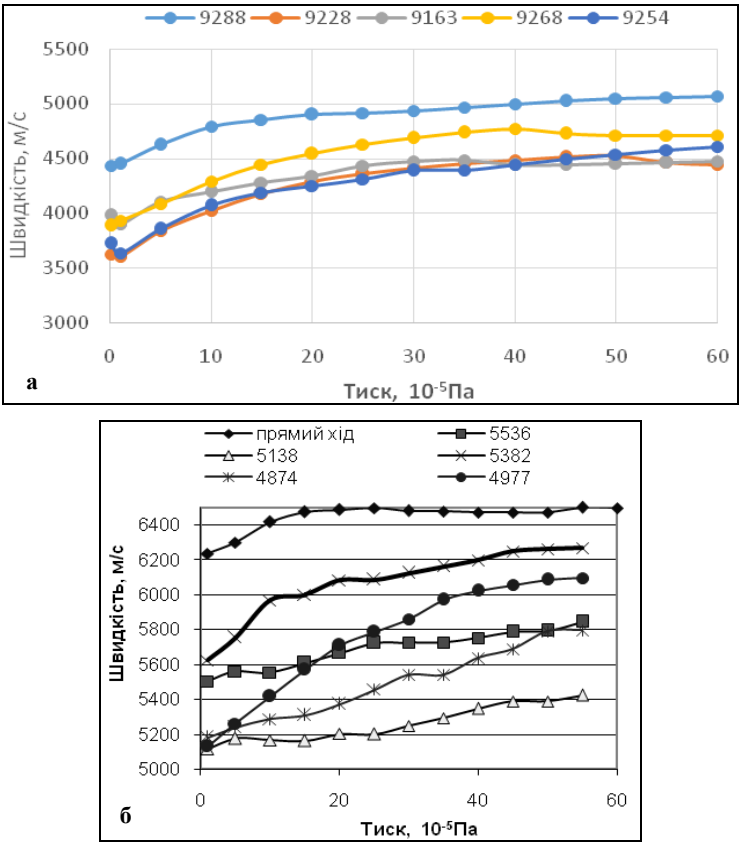


Рис. 4.6. Залежність швидкостей поздовжніх хвиль від тиску осадових порід Волино-Поділля різного складу (І. М. Безродна [5]):

а – пісковики; б – вапняки

Від величини пористості, від конфігурації пустот, їхньої структури пустотного простору залежить ступінь збільшення швидкості при підвищенні тиску. Найбільш інтенсивне збільшення швидкості пружних хвиль при невеликих тисках зазвичай пояснюється закриттям у породах мікротріщин як на контактах між мінеральними зернами, так і в їхній середині та зменшенням діаметра пор і каверн більшого формату.

При дослідженнях впливу температури на швидкості поздовжніх хвиль установлена їхня зворотна залежність. Як показує аналіз даних, що наводяться в літературі, нагрів зразків при невеликих тисках до температури 100 °С викликає різке незворотне зменшення швидкості поздовжньої хвилі. Це можна пояснити розтріскуванням зразків при анізотропному розширенні породотвірних мінералів і випаровуванні зв'язаної води. При нагріванні зразків в умовах високих тисків (від 30 МПа) такого різкого зменшення швидкостей хвиль не спостерігається (рис. 4.7) завдяки всебічному тиску, який стримує утворення нової тріщинуватості.

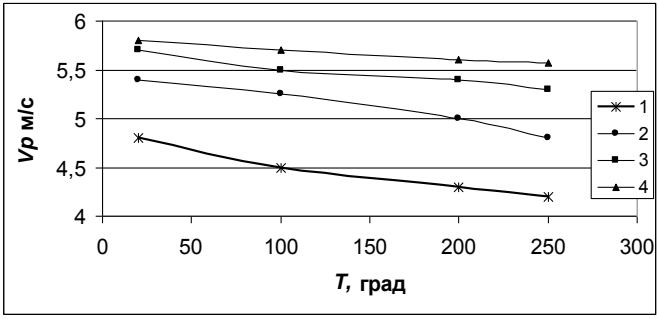


Рис. 4.7. Залежність швидкостей поздовжніх хвиль у гранітах від температури при різних тисках:
1 – 10^{-4} Па; 2 – $2 \cdot 10^{-4}$ Па; 3 – $3 \cdot 10^{-4}$ Па; 4 – $4 \cdot 10^{-4}$ Па

Таким чином, треба враховувати термодинамічні умови вимірювання пружних і акустичних параметрів зразків, які дають уявлення про властивості порід в умовах, моделюючих глибинні.

4.5. ШВИДКІСТЬ ПРУЖНИХ ХВИЛЬ І ПРУЖНІ МОДУЛІ ХІМІЧНИХ ЕЛЕМЕНТІВ І МІНЕРАЛІВ

Пружні характеристики атомів як єдиного цілого визначаються будовою їхньої електронної оболонки, яка є пружним середовищем, та масою ядер. Пружні властивості хімічних елементів як характеристики опору деформування, вірогідно, залежать від виду енергії зв'язку частинок, які становлять макроструктуру. Ці зв'язки в простих речовинах можуть бути металічними і ковалентними. Елементи із сильним і направленим ковалентним зв'язком характеризуються великими пружними модулями у твердому стані. Наприклад, модуль зсуву кремнію – 163 ГПа, алмазу – 450 ГПа. Речовини, утворені за допомогою металічного зв'язку, мають широкий діапазон значень модуля зсуву: низький – у цезію (0,4 ГПа), натрію (3,5 ГПа) і високий – у заліза (85 ГПа), вольфраму (151 ГПа), олівіну (80 ГПа), корунду (200–294 ГПа). Ці речовини ізотропні, оскільки їхні кристалічні ґратки мають високу симетрію.

Розповсюдження пружних хвиль пов'язано з передачею імпульсу від частинки до частинки, що виконується квантами пружних коливань – фононами. Із закону збереження імпульсу маємо, що швидкість пружних хвиль повинна мати обернену залежність від маси атомів у ґратці. Для елементів з великими атомними радіусами швидкості пружних хвиль, обернено пропорційні цим радіусам, елементи з великими радіусами мають обернену пропорційність швидкості від атомної маси.

У межах періодів Періодичної таблиці швидкість поздовжніх хвиль зростає в першій половині й 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 їхня атомна маса в цьому напрямку зростають.

Діапазон зміни швидкостей пружних хвиль у мінералах достатньо широкий (див. табл. 4.1). Найнижчі швидкості поширення поздовжніх хвиль характерні для самородних металів (золото, платина,кіновар – 2–3 км/с) у галеніті – 3,4–3,8 км/с,

льоді – 3,7 км/с, високі – для алюмосилікатних і оксидних знезалізистих мінералів, найбільша швидкість пружних хвиль установлена в алмазі (18 км/с).

У гомогенних мінералах, які мають переважно металеву форму кристалічного зв'язку (рис. 4.8), 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 параметра з розмірами та масою структурних одиниць.

Таблиця 4.1. Швидкості поширення пружних хвиль у деяких породотвірних та акцесорних мінералах

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	900	Епідот	7,42	4,25	3400
Галіт	4,50	2,80	2170	Діопсид	7,80	4,39	3330
Кальцит	6,70	3,40	2730	Авгіт	7,20	4,17	3400
Арагоніт	5,67	3,54	2940	Діалаг	7,01	4,25	3300
Гіпс	5,20	2,58	2320	Егірин	7,25	4,06	3550
Нефелін	5,90	3,40	2600	Форстерит	8,45	5,70	3320
Мікроклін	5,70	3,15	2560	Піроп	8,43	4,85	3710
Ортоклаз	5,90	3,20	2560	Альмандин	8,50	5,20	4320
Альбіт	6,10	3,35	2610	Шпінель	9,95	5,68	3550
Олігоклаз	6,24	3,40	2640	Корунд	11,00	7,10	4050
Лабрадор	6,45	3,50	2700	Циркон	8,00	4,00	4690
Бітовніт	6,55	3,54	2730	Пірит	8,00	5,20	5050
Кварц	6,50	4,11	2620	Магнетит	7,45	4,30	5180
Халцедон	6,25	4,15	2630	Гематит	6,95	4,50	5260
Флюорит	6,80	3,76	3180	Каситерит	6,95	3,40	7020
Апатит	6,46	3,80	3180	Сфалерит	5,20	3,03	4000
Серпентин	5,05	2,70	2510	Халькопірит	4,60	2,50	4200
Флогопіт	5,39	3,10	2780	Піротин	4,50	2,70	4640
Мусковіт	5,8	3,36	2880	Молібденіт	3,90	1,88	4850
Біотит	6,05	3,10	3070	Галеніт	3,4–3,8	2,0	7300
Рогова обманка	7,21	3,99	3260	Кіновар	2,4	1,27	8040

Саме цим пояснюється існування двох типів зв'язку між швидкістю поширення пружних хвиль і густиною мінералів:

$$V_p = f(\sigma) \text{ та } V_p = f(1/\sigma).$$

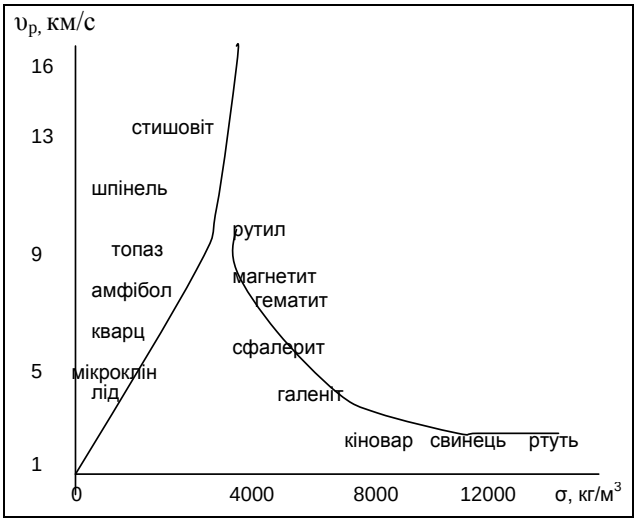


Рис. 4.8. Діаграма зв'язку швидкості поздовжніх хвиль і густини мінералів

У 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.

Другий тип зв'язку між густиною та пружними властивостями характерний для сульфідів, оксидних рудних мінералів і самородних металів, ріст густини яких обумовлений, у 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 й від енергії зв'язку між атомами ($E_{зв}$), яка є однією з узагальнювальних характеристик внутрішньої будови речовини:

$$V = f(r^{-1}, E_{зв}^{0,5}, m_a^{-0,5}). \qquad (4.11)$$

За величинами пружних модулів, які пов'язані певними залежностями зі швидкостями розповсюдження пружних хвиль, мінерали можна поділити на групи (табл. 4.2) з високими, підвищеними, середніми і низькими значеннями цих величин.

До першої групи входять:

- із самородних металів – залізо;
- із неметалів – алмаз;
- із сульфідів – пірит і марказит;
- оксиди типів AX, AX_2, A_2X_3 – рутил, каситерит, периклаз, корунд, гематит, шпінель, магнетит, ільменіт та ін.;
- більшість острівних силікатів – форстерит, гросуляр, гранат, циркон та ін.;
- деякі лужні силікати – берил, турмалін та ін.

До другої групи належать:

- самородні метали – платина, паладій, тантал;
- арсеніди;
- оксиди типу AX – цинкіт, баделеїт, апатити;
- більшість ланцюжкових силікатів, таких як піроксени (діопсид, авгіт, діалог та ін.);
- шаруваті силікати – серпентин.

Третю групу представляють:

- метали – срібло і сурма;
- неметали – графіт і селен;
- сульфіди і сульфосолі;
- безводні карбонати за винятком магнезиту;
- силікати – шаруваті групи слюд;
- більшість каркасних силікатів – мінерали групи кварцу, польові шпати,фельдшпатити, нітрати.

У четверту групу об'єднані:

- метали – золото, свинець, вісмут, тантал;
- деякі сульфіди;
- деякі оксиди типу A_2X – лід, водні сульфати;
- карбонати – магнезит;
- шаруваті силікати;
- хлорити.

Таблиця 4.2. **Діапазон змін модулів пружності груп мінералів**

Група	E 10^{-11}, Па	G 10^{-11}, Па	K 10^{-11}, Па
1	2÷4	0,6÷0,8	1÷1,25
2	1,2÷2	0,4÷0,6	0,75÷1
3	0,5÷1	0,2÷0,4	0,5÷0,75
4	менше за 0,5	менше за 0,2	менше за 0,5

Залежність пружності від сили зв'язку часто є причиною виникнення анізотропії пружних характеристик у мінералах. Наприклад, у графіті 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 алмазу обумовлена однаковою силою зв'язку в тетраедрах вуглецю у всіх напрямках. У мінералі з листовою структурою – біотиті швидкість поздовжніх хвиль у площині з'єднання тетраедрів становить 7,2 км/с (010) і 7,8 м/с (100), а в перпендикулярному напрямку (001) – 4,2 км/с.

4.6. ПРУЖНІ ТА АКУСТИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ РІДИН І ГАЗІВ

У вільних газах і рідинах виникають поздовжні хвилі, а поперечні відсутні.

Але в рідинах, які моделюють пластові води, поперечні хвилі розповсюджуються завдяки вмісту мінералізації та таких домішок, що можуть передавати пружні коливання.

В ідеальних рідинах або газах, де відсутнє затухання хвиль і коефіцієнт Пуассона ν = 0,5, швидкість Vp визначається співвідношенням

$$V_p = \sqrt{\frac{\nu \cdot P_{0\text{ñåð}}}{\sigma}} = \sqrt{\frac{1}{\sigma \cdot \beta_a}} \qquad (4.12)$$

де β_a – адіабатичне розширення, $P_{0\ \text{сер}}$ – середній тиск у статичному стані.

У реальних умовах при зміні флюїду вода – нафта в поровому середовищі значення V_p змінюється не більше ніж на 5 %.

Швидкість υ_p збільшується зі збільшенням мінералізації води (рис. 4.9) та тиску.

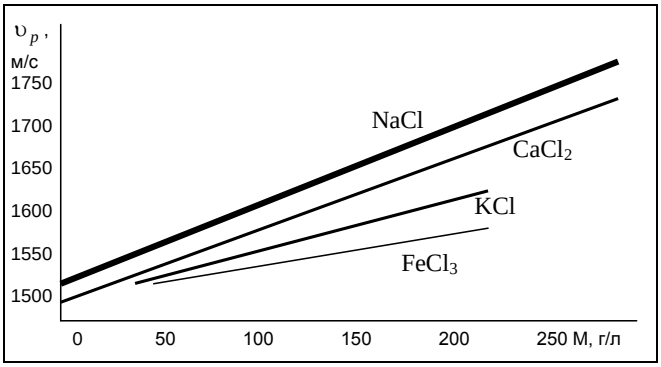


Рис. 4.9. Залежність швидкості поздовжніх хвиль (V_p) у рідинах залежно від мінералізації (М) води

Максимальне збільшення швидкості поздовжньої хвилі V_p в насиченому розчині NaCl порівняно з дистильованою водою становить 250–270 м/с.

Швидкість поздовжньої хвилі в газах зростає із зростанням температури і тиску; у рідинах швидкість звуку, як правило, зменшується з підвищенням температури. Винятком із цього правила є вода, в якій швидкість звука збільшується із зростанням температури і досягає максимуму при температурі 74 °С, а з подальшим підвищенням температури зменшується. У мінералізованій воді швидкість залежить від її температури і солоності. Наприклад, швидкість у прісній воді при 20 С дорівнює 1485 м/с, а при 15,6 °С – 1460 м/с, у морській воді нормальної солоності вона за тієї ж температури становить 1504 м/с.

Швидкість поздовжньої хвилі в сумішах газів або рідин залежить від концентрації компонентів суміші.

У підземних водах, крім продуктів розчинення мінеральної частини, містяться ще й органічні сполуки (феноли, бензол тощо), які мають істотний вплив на процеси катагенезу.

Таблиця 4.3. **Швидкість поздовжніх хвиль для рідких і газоподібних середовищ (T = 20 °С, тиск 10^{-6} Па)**

Фаза	Густина, г/см^3	Швидкість, V_p, м/с
Вода прісна	1,00	1485
Нафта	0,85–0,9	1300
Лід	0,918	3200–3300
Бензол	0,879	1324
Гліцерин	1,261	1923
Повітря	0,00129	331
Метан	0,00072	490
Азот	0,00125	344
Кисень	0,00142	316
Водень	0,000695	1284
Аміак	0,000771	415

4.7. ПРУЖНІСТЬ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Основними чинниками, що визначають пружні властивості гірських порід, є:

1. їхній мінеральний склад;
2. пористість і структура пустотного простору;
3. склад пустотного наповнювача;
4. текстурно-структурні особливості;
5. агрегатний стан речовин.

Якщо розглянути пружні модулі в ідеально-пружному ізотропному середовищі, то вони є адитивними параметрами, тож модулі зсуву та об'ємного стиску в низькопористих нетріщинуватих відмінах порід можуть бути розраховані за відповідними характеристиками породотвірних мінералів:

$$\ln G_{\text{п}} = \sum_i V_i \cdot \ln G_i,$$

$$\ln K_n = \sum_i V_i \cdot \ln K_i,$$

де V_i – питомий об'єм; $G_{\text{і}}$ – модуль зсуву та K_i – модуль усебічного стиску і-го мінералу породи.

Головними хімічними компонентами гірських порід є оксиди кремнію, калію, натрію, кальцію, магнію, заліза.

Найменшу швидкість пружних хвиль при рівних значеннях інших характеристик мають породи, збагачені легкими оксидами кремнію, калію, натрію. Із зменшенням їхнього вмісту породи стають більш основними і більш пружними.

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 високопружними мінералами основного складу (амфібол, піроксен, олівін, лабрадор тощо).

Відомо вплив пористості та, зокрема, тріщинуватості порід на швидкості. Наявність тріщинуватості зменшує швидкості поздовжніх і поперечних хвиль і збільшує їхнє затухання.

При вивченні тріщинуватих порід-колекторів відмічається різке зниження абсолютних значень швидкостей пружних хвиль навіть за незначних коефіцієнтів тріщинуватості (десяті частки відсотка). Причому чим менше формат тріщин (відношення довжини тріщини до її розміру), тім більший вплив тріщинуватості.

Наявність орієнтованих систем тріщинуватості призводить до анізотропії пружних властивостей і до порушення відносно простих кореляційних співвідношень між швидкостями і коефіцієнтом пористості.

Слід відмітити також різну швидкість зміни V_p і V_s при пластичних і крихких деформаціях, що дозволяє використовувати відношення V_p/V_s як індикатор типу деформацій.

Значний вплив на швидкості завдяки пористості має водонасичення – швидкість у водонасичених порід набагато вища.

Очевидною є залежність різниці значень швидкості в газонасичених і водонасичених породах від їхньої пористості й структури пустотного простору. Із зменшенням пористості ця різниця скорочується. Швидкість поперечних хвиль у кристалічних породах також залежить від зміни газо- та водонаси-

чення. Ефект збільшення V_S при насиченні порід рідиною обумовлений наявністю в рідині асоціацій молекул, спроможних передавати зсувні хвилі з відносно фіксованим положенням (міцно- і рихлозв'язана рідина). Величина зростання V_S визначається розкриттям мікротріщин. Відмінність характеру зміни швидкостей поздовжніх і поперечних хвиль при насиченні порід рідиною приводить 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 приводить також до значного зменшення поглинання пружних хвиль (у деяких випадках на 300–400 %), що обумовлено витісненням із пор практично непружного повітря.

Швидкість поперечних хвиль в усіх групах порід нижче, ніж поздовжніх, відношення V_P/V_S становить у середньому 1,6–2,2.

Для порід, незмінених вторинними процесами, установлена емпірична залежність

$$V_p = V_{p_0} \ell^{0,5(\sigma_o - 2,6)} \pm \Delta V_T,$$

де V_{p_0} = 5,45 км/с, ΔV_T – текстурно-структурний коефіцієнт, обумовлений впливом тріщинуватості $\Delta V_T = \pm 0,5$ км/с.

У *магматичних і метаморфічних* малопористих породах спостерігається чітка кореляційна залежність, близька до лінійної, між швидкістю поздовжньої хвилі та густиною (рис. 4.10).

У малопористих магматичних породах вплив хімічного і мінерального складу на швидкості пружних хвиль домінує завдяки їхній низькій пористості. Найменшою швидкістю пружних хвиль характеризуються породи, збагачені такими легкими оксидами, як оксиди кремнію, калію, натрію. Зі зменшенням їхнього вмісту в породах зростає вміст оксидів кальцію, магнію, заліза. Мінімальні швидкості пружних хвиль характерні також для мінеральних асоціацій малопружних мінералів кислого складу (кварц, калієвий польовий шпат, альбіт, олігоклаз тощо).

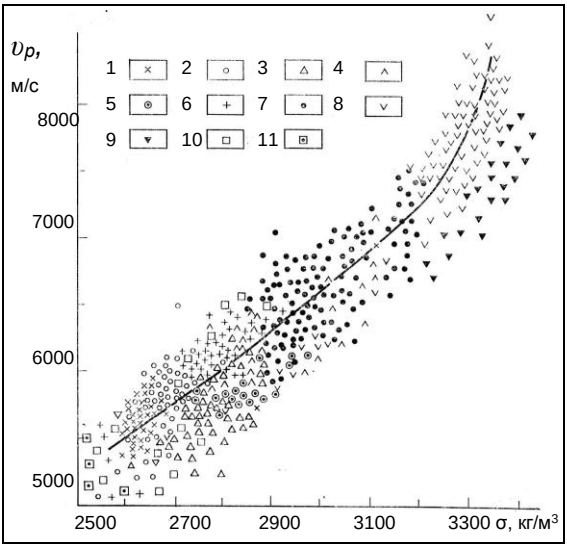


Рис. 4.10. Залежність швидкості поздовжніх хвиль від густини порід: 1 – граніти; 2 – біотитові й біотит-амфіболітові гнейси; 3 – кварцит-гранат-біотитові гнейси; 4 – амфіболітові гнейси та амфіболіти; 5 – плагіоклазові грануліти; 6 – діорити і габро-діорити; 7 – габро-норити; 8 – гіпербазити; 9 – еклогіти; 10 – пісковики літифіковані; 11 – вапняки і доломіти

Максимальні швидкості мають мінеральні асоціації з високопружними мінералами основного складу (лабрадор, амфібол, піроксен, олівін та ін.). Таким чином, зі збільшенням основності магматичних порід середня поздовжня швидкість пружних хвиль зростає (табл. 4.4) в такій послідовності: граніт 5,15 – 6 км/с → діорит 6,2 км/с → габро 6,4 км/с → габронорит 7,25 км/с → гіпербазит 7,45 км/с → піроксеніт і перидотит 8,2 км/с.

Таблиця 4.3. **Середні значення швидкостей поширення пружних хвиль і коефіцієнта поглинання в недеформованих відмінах магматичних порід (*f* = 0,33 МГц, за Н. Б. Дортман [39])**

Порода	V_p, км/с	V_s, км/с	α_p, $см^{-1}$	σ_o, $кг/м^3$
Андезито-базальт	5,05	2,90	–	2,71
Анортозит	6,00	–	–	–
Базальт	5,50	2,95		2810
Габро	6,40	3,65	0,023	2940
Габро-норит, олівіновий норит	7,25	4,10	0,014	3070
Гіпербазит амфіболітизований	7,45	4,15	–	3200
Граніт біотитів і біотит-амфіболовий	5,60	3,20	0,028	2620
Граніт лейкократовий	5,35	2,85	–	2610
Гранітогнейс	5,65	2,80	0,037	2650
Гранодіорит	5,95	3,35	–	2670
Діабаз	6,40	3,65	0,019	3020
Діорит, діоритогнейс	6,20	3,55	–	2800
Іполіт лейкократовий	6,05	3,45	–	2800
Кварцовий діорит	6,10	3,50	–	2700
Ліпарит	5,00	3,00	–	2350
Метагабро, метагабро-норит	6,60	3,80	–	2960
Обсидіан	5,80	3,45	–	2330
Перидотит	8,20	4,60	0,013	3310
Перидотит амфіболітизований	7,45	4,15	–	3200
Серпентиніт	5,30	–	–	2600
Сієніт і нефеліновий сієніт	6,15	3,25		2660

Широкий діапазон зміни значень швидкості в ефузивних породах і корі вивітрювання магматичних порід, які можуть виступати колекторами нафти і газу, обумовлений коливаннями

пористості, різноманітністю первинної структури порід та їхнім наступним діагенезом.

Для ефузивних порід швидкість поздовжніх пружних хвиль зростає в послідовності: ліпарит 5,05 км/с → андезит 5,5 км/с → базальт 5,5 – 5,8 км/с → обсидіан 5,8 км/с.

Експериментальні й теоретичні дослідження показали, що магматичні породи, незважаючи на їхню низьку пористість, необхідно розглядати як диференціально пружні середовища, швидкість пружних хвиль в яких залежить від пружних властивостей скелета породи та його пустотного наповнювача.

Як доводять багато дослідників, спостерігається зміна швидкостей пружних хвиль порід залежно від кількості та типу насичення (рис. 4.11). У водонасичених породах швидкості пружних хвиль більші порівняно з газонасиченими. Ця різниця швидкостей поздовжніх хвиль (ΔV_p) залежить від пористості порід і структури пустотного простору – із зменшенням пористості ΔV_p також зменшується.

Швидкість поперечних хвиль у магматичних породах також залежить від зміни водогазонасичення. Ефект збільшення ΔV_s при насиченні порід рідиною обумовлений наявністю в рідині асоціацій молекул з відносно фіксованим положенням (міцно- та рихлозв'язані рідини), які здатні передавати зсувні хвилі. Величини збільшення ΔV_s визначаються тріщинуватістю, а також форматом мікротріщин. Зміна ΔV_s при насиченні в 1,2–1,5 рази менше зміни ΔV_p. Таким чином, насичення порід призводить до збільшення відношення V_p/V_s від 1,5–1,9 до 1,6–2,2. Відповідно зростають модуль Юнга, модуль зсуву та коефіцієнт Пуассона.

Зіставлення швидкостей пружних хвиль і густини в ізохімічних речовинах різного агрегатного стану показує, що найменші швидкості пружних поздовжніх хвиль і густини характерні для розплавів, найбільші – для кристалічних речовин. Величини υ_p в кристалічних і аморфних утвореннях близькі за значеннями. Швидкості поперечних хвиль і відношення V_p/V_s також близькі до швидкостей їхніх розкристалізованих аналогів.

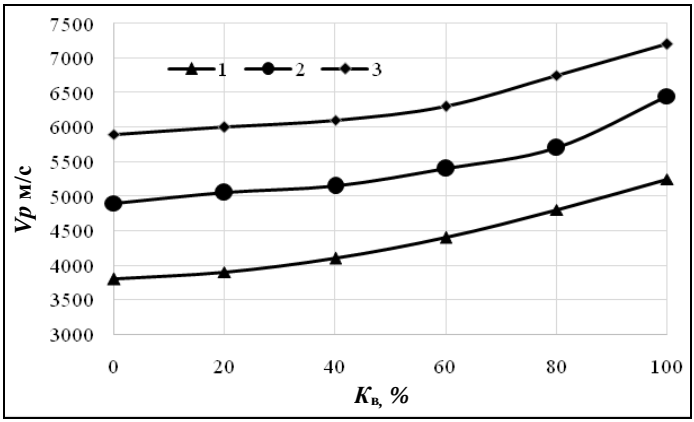


Рис. 4.11. Зміни швидкості поздовжніх хвиль порід залежно від коефіцієнта водонасичення:
1 – перидотит; 2 – діорит; 3 – граніт біотитовий

При петрофізичних дослідженнях магматичних порід в умовах високого тиску спостерігається різна зміна швидкостей від усебічного тиску, яка залежить від ступеня тріщинуватості й мікротріщинуватості порід. При збільшенні тиску від 0 до 200 МПа змикаються мікротріщини і зменшується пористість, при наступному збільшенні тиску швидкості зазвичай збільшуються більш плавно і лінійно. Для деяких порід в області високих тисків спостерігаються стрибки швидкостей, які пов'язані з поліморфними перетвореннями і дегідратацією.

У метаморфічних породах також відчутно відмічається залежність пружних властивостей від хімічного і мінерального складу (табл. 4.4). Це особливо характерно для регіонально метаморфізованих утворень.

Спостерігається також зростання пружних характеристик порід при переході від нижчих стадій метаморфізму до вищих (рис. 4.12).

Зростання швидкостей пружних хвиль обумовлено утворенням під дією високого тиску та температури більш щільних і пружних мінеральних асоціацій. Зменшення швидкості на другому етапі метаморфізму пов'язано головним чином з

появою в умовах низького тиску і порівняно низької температури зеленосланцевої фації значної тріщинуватості й утворенням по тріщинах структурно рихлих мінералів, що містять кристалізаційну воду.

Таблиця 4.4. **Середні значення швидкостей поширення пружних хвиль у недеформованих відмінах метаморфічних порід (*f* = 0,33 МГц, за Н. Б. Дортман [39])**

Порода	V_p, км/с	V_s, км/с	σ_o, кг/м^3
Амфіболіт	6,8	4,2	3090
Амфіболіт польовошпатовий	6,2	3,6	2970
Гнейс біотит-амфіболовий	5,85	3,3	2800
Гнейс біотитовий	5,8	3,05	2620
Гнейс високоглиноземистий	5,75	3,2	2780
Горнблендит	6,4	–	3160
Гранулiт плагіоклазовий	5,8	3,1	2630
Еклогіт	7,15	4,2	3350
Ендербіт	6,2	3,5	2810
Кальцит	5,85	3,5	2670
Кальцифір	5,85	3,5	2670
Кристалосланець двопіроксеновий	7	4,3	3020
Плагіочарнокіт	5,8	3,1	2830

При регіональному метаморфізмі в кислих породах збільшення υ_P може становити 3–5 %, а в породах основного складу досягає 15–25 %.

Водночас, процеси вторинних змін призводять переважно до формування структурно-рихлих низькопружних мінералів.

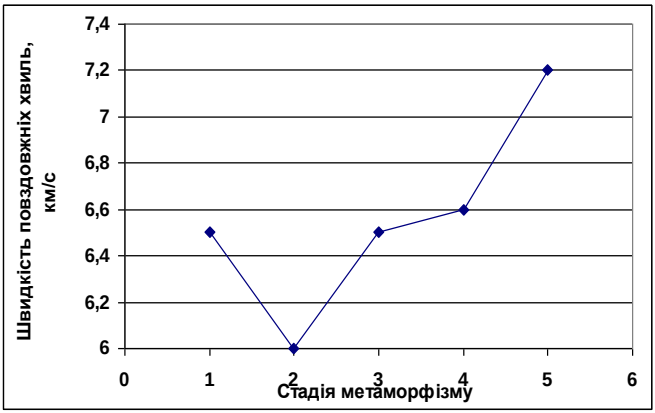


Рис. 4.12. Зміна швидкості поздовжніх хвиль у метаморфічних породах у процесі регіонального метаморфізму.

Стадії метаморфізму: 1 – вихідна порода діабаз; 2 – діабаз хлоритизований і сосюритизований – зеленосланцева фація; 3 – амфіболіт – амфіболітова фація; 4 – неритовий гранулiт – гранулітова фація; 5 – еклогіт – еклогітова фація

Так, серпентинізація гіпербазитів приводить до розкладу високопружного 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). М. Шагідом і С. Москалевою отримано залежності υ P від вмісту серпентину та густини:

$$V_p = -30\, C_c + 8{,}1,$$

$$V_p = 3{,}44\, \sigma - 3{,}6,$$

де C_c – вміст серпентину.

Наприклад, спостерігається зменшення швидкості від вихідної породи діабазу до хлоритового сланцю у зв'язку з появою значної тріщинуватості в умовах зеленосланцевої фації (низькі тиски і порівняно низькі температури), а тріщини мо-

жуть містити структурно-рихлі мінерали, які містять кристалізаційну воду.

Для метаморфічних порід швидкість поздовжніх пружних хвиль зростає в такій послідовності: гнейси 5,8–6,3 км/с → амфіболіти 5,5–7,2 км/с → кальцит 5,8 км/с → основні грануліти 6,3–7,2 км/с → еклогіти 6,6–7,5 км/с.

У сланцевих породах присутня дуже велика анізотропія швидкості.

Швидкість поздовжніх хвиль в осадових породах, пустотний простір яких, як правило, насичений різноманітними флюїдами (газ, вода, нафта), визначається:

- пористістю і структурою пустотного простору;
- складом породи;
- типом флюїду;
- віком;
- глибиною залягання.

Діапазон зміни швидкості пружних поздовжніх хвиль в осадових породах набагато ширший, ніж у магматичних (див. табл. 4.5) – від 0,3 км/с у неущільнених піщано-глинистих породах до 6–7 км/с у добре зцементованих теригенних відкладах. У карбонатних породах за однакових величин пористості швидкість є максимальною у відмінах з кавернозною пористістю, оскільки коефіцієнт стиснення каверн істотно нижчий, ніж гранулярних пор. Вплив глибини залягання порід на швидкість визначається термодинамічною обстановкою. Зі збільшенням глибини підвищуються тиск і температура, що впливають на структуру і склад порід та їхні фізичні параметри. Вплив насичення на пружні властивості залежить від складу породотвірних мінералів і домішок у породі, структури і ступеня зцементованості, а також виду наповнювача (можливість розвитку процесів набухання, розчинення тощо). Так, насичення глин і глинистих пісковиків водою призводить до розбухання глинистих мінералів, утрати зв'язків між зернами в породі й зменшення швидкості.

***Таблиця* 4.5. Діапазони зміни швидкості поширення поздовжніх хвиль (км/с) в осадових породах (*f* = 0,33 МГц, за Н. Дортман [39])**

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
Ангідрит	1,5–6,0	Доломіт	0,9–6,3		
Аргіліт	0,9–4,5	Вапняк	1,0–5,5	Пісок	0,3–1,5
Брекчія	1,45–5,6	Крейда	1,7–4,2	Пісковик	0,8–4,5
Глина	0,3–3,0	Мергель	1,3–4,5	Кам'яна сіль	4,5–5,5
Гравеліт	1,7–5,4	Суглинок	0,8–1,8		

Оцінку величини поздовжньої швидкості водонасиченої осадової породи можна здійснити за відомою формулою В. М. Ніколаєвського

$$V_{\text{р,ї î ðî äè}} = \sqrt{\frac{3(1-\sigma_{\text{ї}})(1+\sigma_{\text{ї}})}{\text{A}\cdot\sigma}},$$

тут

$$\text{A} = \beta_{\text{Ò}} + \frac{K_{\text{ї ç}}\cdot\beta_{\text{ї}}\cdot(\beta_{\text{Ð}}-\beta_{\text{Ò}})}{\beta_{\text{ї}}+\beta_{\text{Ð}}-\beta_{\text{Ò}}}, \text{ а } \sigma = \sigma_{\text{ì}}\cdot(1-K_{\text{ї ç}}) + \sigma_{\text{Ð}}\cdot K_{\text{ї ç}},$$

де $\beta_п$, $\beta_р$, $\beta_т$ – стисливість пустот, рідкої й твердої фаз породи; $\sigma_о$, $\sigma_м$ і $\sigma_р$ – об'ємна густина породи, мінеральна густина і густина рідини.

Для визначення впливу пористості на швидкість пружних хвиль установлено багато залежностей:

1. Рівняння середнього часу (М. Волш, М. Грегорі, А. Гарднер) справедливо для добре зцементованих порід на глибинах 2,5–3,5 км

$$\Delta t = \Delta t_{\text{рід}} K_{\text{п}} + \Delta t_{\text{ск}}(1-K_{\text{п}}),$$

де $\Delta t_{\text{рід}}$, $\Delta t_{\text{ск}}$ – інтервальний час розповсюдження хвилі в пустотному наповнювачі та у скелеті, а $\Delta t_p = \dfrac{1000}{V_p}$.

2. Для глинистих порід (В. М. Дахнов):

$$\Delta t = \Delta t_{\text{ск}} + K_{\text{п}}^{m_{\text{п}}}(\Delta t_{\text{рід}} - \Delta t_{\text{ск}}) + K_{\text{гл}}^{m_{\text{гл}}}(\Delta t_{\text{гл}} - \Delta t_{\text{ск}}),$$

де $m_{\text{п}}$ та $m_{\text{гл}}$ – показники ступеня, що залежать від цементації й структури колектора (0,7–1,5)

3. Рівняння (Г. Вахгольц), в якому враховуються ефективні напруги, має використовувати значення приведених до глибинних умов швидкостей

$$\Delta t = \Delta t_{\text{ск}} + bK_{\text{п}} + cK_{\text{п}}^2 + dK_{\text{п}}^3,$$

де *b, c, d* – коефіцієнти, що залежать від ефективних напруг і пружних властивостей порід.

Кавернозність колекторів також знижує значення швидкостей пружних хвиль, але кавернозна пористість, що дає відчутний вплив, виражається у відсотках і частках відсотка.

На величину пружних параметрів, крім власне величини пористості, впливає також структура пустотного простору – вплив міжзернової пористості, як правило, значно слабший за вплив мікротріщин і каверн. Так, зростання міжзернової пористості в 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 породах основний вплив на пружність речовин чинить тріщинна пористість.

Для оцінки різних типів колекторів використовуються динамічні характеристики пружних хвиль, зокрема коефіцієнти їхнього затухання, відношення швидкостей поздовжніх і поперечних хвиль у сухих і насичених зразках.

Вплив глибини залягання порід на швидкість визначається термодинамічною обстановкою. Зі збільшенням глибини підвищуються тиск і температура, що впливає на структуру і склад порід і на їхні фізичні параметри.

Вплив насичення на пружні властивості осадових порід залежить від: складу породотвірних мінералів і домішок у породі;

- структури і ступеня зцементованості;
- виду наповнювача (можливість розвитку процесів набухання, розчинення тощо).

Вплив складу пустотного наповнювача на пружні параметри стає особливо помітним за підвищеної пористості, однак навіть у низькопористих відмінах кристалічних порід виміряна в газонасичених і водонасичених зразках величина V_p може відрізнятися на 500–1000 м/с (ультраосновні породи) чи 1000–2000 м/с (гранітоїди), а для осадових порід залежно від пористості – до 100 %.

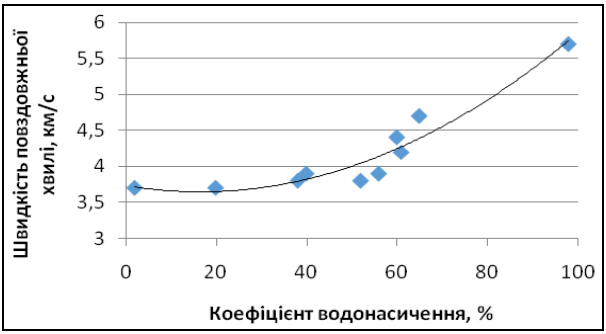


Рис. 4.13. Залежності швидкості розповсюдження поздовжніх хвиль від коефіцієнта насичення пісковику мінералізованою водою (за В. Кобрановою [27])

Для ідеально пружного ізотропного середовища із сферичними порами однакового розміру справедливою є формула:

$$\frac{1}{V_{P,\text{ï î ðî äè}}} = \frac{K_{\text{ï ç}}}{V_{P,\text{ô ëþ ¿äó}}} - \frac{1-K_{\text{ï ç}}}{V_{P,\text{ì ³í .ñêåëåòà}}}.$$

Очевидною є залежність різниці значень швидкості в газонасичених і водонасичених породах від їхньої пористості й структури пустотного простору. Зі зменшенням пористості ця різниця скорочується.

Швидкість поздовжніх хвиль V_p значно зростає зі збільшенням мінералізації пустотного наповнювача. Ефект збільшення V_s при насиченні порід рідиною обумовлений наявністю в рідині асоціацій молекул з відносно фіксованим положенням, спроможних передавати зсувні хвилі. Величина зростання V_s визначається розкриттям мікротріщин. Відмінність характеру зміни швидкостей поздовжніх 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 при насиченні порід рідиною також коефіцієнт Пуассона, модуль зсуву і меншою мірою модуль Юнга.

Коефіцієнт Пуассона залежно від структури і складу осадових порід (рис. 4.14), глибини залягання тощо може змінюватись у діапазоні 0,10 ÷ 0,45, досягаючи мінімальних значень у суттєво кварцових породах і високопористих газонасичених, тріщинуватих рифогенних вапняках. Значення модуля Юнга в осадових породах змінюються від $0{,}03 \cdot 10^{10}$ (глини) до $16{,}5 \cdot 10^{10}$ Па (доломіти).

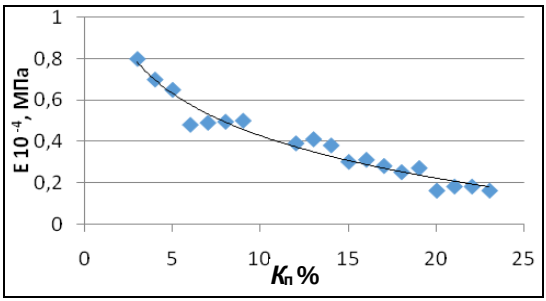


Рис. 4.14. Залежність модуля Юнга пісковику від коефіцієнта пористості (за В. Кобрановою [27])

При визначенні модуля Юнга методом згину значення модуля Юнга в 1,1 ÷ 1,3 рази більші, ніж при визначенні методом розтягу, що становить 0,25 ÷ 0,35 одиниць від значень, отриманих методом однобічного стиску. Водонасичення приводить до збільшення модуля Юнга, особливо для низькопористих зразків (збільшення досягає 100 ÷ 120 %), а модуль зсуву може як збільшуватись, так і зменшуватись (на 20 ÷ 30 %).

Заміна газового заповнювача пустотного простору рідиною призводить також до значного зменшення поглинання пружних хвиль (у деяких випадках на 300–400 %), що обумовлено витісненням із пустот практично непружного повітря.

Анізотропія пружних властивостей, яка виявляється в залежності швидкості пружних хвиль від напрямку поширення хвилі, відзначається у більшості порід. Вона обумовлена за-

кономірним розташуванням пустотного простору, мінеральних зерен і будовою мінералів.

4.8. ВИЗНАЧЕННЯ ПРУЖНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ЗРАЗКІВ

При вимірюванні пружних характеристик мінералів і гірських порід застосовують дві групи методів – статичні та динамічні.

Статичні методи використовуються в першу чергу для визначення пружних модулів, їхньою загальною рисою є пряме вимірювання тензометрами деформацій зразків. Вимірювання модуля Юнга здійснюється при одновісному стисненні або розтягуванні, а також згинанні стрижня з породи, модуля зсуву – при скручуванні зразка, коефіцієнта Пуассона – при вимірюванні поздовжніх і поперечних деформацій одновісного стиску, модуля об'ємного стиску – при стисканні 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 використовуватися для оцінки стійкості масиву, фундаментів, споруд, виробів тощо.

В усіх 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 і 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, у тому числі лазерний;

• реєстрації (першого вступу, фазовий, резонансний тощо) хвиль пружності.

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 у зразку ($V_{p(s)}$) та заданою похибкою визначення швидкості ($\partial V_{p(s)}$)

$$l_{\min} \geq V_{P(S)} \cdot \frac{\partial \mathrm{t}}{\partial V_{P(S)}}.$$

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 в довільному обраному напрямку, як правило, не дає можливості оцінити пружні характеристики порід і мінералів. Зазвичай вимірювання швидкостей проводиться на зразках такої форми, що дає можливість за необхідності врахувати анізотропність зразків.

Однією із 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 уздовж одного напрямку кристалів.

Серед основних методів, що дають можливість вивчати пружну анізотропію порід, виділяють такі:

- метод ортогональних напрямків;
- метод особливих напрямків;
- метод сфери;
- акустополяризаційний метод;
- інваріантно-поляризаційний метод.

Експериментальні вимірювання швидкостей поздовжніх і поперечних хвиль у методі ортогональних напрямків (уперше запропоновано Ф. Берч, 1961) здійснюються в трьох різних циліндричних зразках, вирізаних з одного блока породи і орієнтованих один відносно одного під прямим кутом. Дослідження виконуються за кімнатної температури і гідростатичного тиску до 10 кбар. Як п'єзоелектричні перетворювачі випромінювачі й приймачі поздовжніх хвиль використовуються п'єзокерамічні датчики із частотами близько 2 МГц. Для збудження поперечних хвиль використовуються кварцові датчики з частотою 1 МГц. При проведенні ультразвукових вимірювань застосовується імпульсний метод.

Методика вимірювань методу сфери (уперше запропоновано З. Просі, В. Бабушка, 1967) полягає в тому, що сферичний зразок, який спеціально підготовлений до досліду, у процесі експерименту дискретно повертається із кроком 150 у напрямку обох координат (λ і φ). За початок координат обирається їхнє положення, що збігається з площиною екватора зразка ($\varphi = 0°$). Після завершення одного повороту сфери (від 0^0 до 360°) із кроком 15° держак датчиків повертається на той же кут відносно попереднього положення. Потім вимірювання проводяться з тим же кроком. У цьому методі досліджуються швидкості поздовжніх хвиль як в атмосферних, так і в умовах гідростатичного стискування. Кількісно оцінюється коефіцієнт анізотропії швидкості поздовжніх хвиль. До недоліків методу слід віднести трудомісткість виготовлення зразків у формі сфери і неможливість дослідження швидкостей поперечних хвиль.

Суть акустополяризаційного методу (Ф. Ф. Горбацевич, 1982) полягає в реєстрації амплітуди чисто поперечних лінійно-поляризованих ультразвукових коливань, що розповсюджуються в зразках гірських порід шляхом повороту зразка відносно векторів поляризації випромінювального і приймального перет-

ворювачів на кут 360^0. Дослідження здійснюються за різної орієнтації векторів поляризації випромінювача і приймача ультразвукових коливань. Метод дозволяє визначати наявність анізотропії швидкостей поперечних хвиль, кількість і просторову орієнтацію елементів пружної симетрії середовища, виявити ефект лінійної акустичної анізотропії поглинання. До суттєвого недоліку методу слід віднести складність розрізнення при дослідженнях ефектів лінійної анізотропії поглинання та пружної анізотропії, а у випадку ефектів низькосиметричних геологічних середовищ сумісний аналіз цих ефектів дуже складний.

Метод особливих напрямків (К. Александров, Т. Рижова та ін., 1972) являє собою модифікацію методики дослідження пружних властивостей монокристалів. У цьому методі швидкості розповсюдження поздовжніх і поперечних хвиль вимірюються в особливих напрямках, суворо узгоджених з елементами симетрії структури мінералів і текстури гірських порід. Метод забезпечує якісні результати при вивченні властивостей гірських порід, елементи текстур яких відомі. Безперечною перевагою методу є можливість отримання повного набору пружних постійних для текстур гірських порід з відомою просторовою орієнтацією елементів симетрії. Якщо симетрія текстури гірської породи і просторова орієнтація її елементів невідомі, то метод особливих напрямків застосовувати неможливо.

За методикою інваріантно-поляризаційного методу досліджень зразок виготовляється у вигляді куба із зрізаними ребрами – куборомбододекаедра. Вимірюються швидкості розповсюдження поздовжніх V_p і поперечних V_s хвиль у кожному із дев'яти напрямків (у кожному напрямку вимірюються дві поперечні хвилі із взаємно ортогональними напрямками зміщення). Великою перевагою представленого метода є можливість отримання повного набору пружних постійних для середовищ визначеної симетрії, які, у свою чергу, дають повну характеристику пружної анізотропії середовища, дозволяють обчислювати величини швидкостей поздовжніх і поперечних хвиль для довільного напрямку в середовищі (Г. Т. Продайвода та ін. [40]).

На основі експериментальних досліджень швидкостей пружних хвиль сейсмоакустичним інваріантно-поляризаційним методом для зразків розраховують:

• урівноважені швидкості квазіпоздовжніх і квазіпоперечних хвиль;

• значення акустичного тензора в робочій системі координат;

• власні значення та їхні довірчі межі й власні напрямки детермінованої складової акустичного тензора;

• ефективні пружні постійні;

• акустичну лінійність і сланцюватість (шаруватість);

• параметри азимутальної анізотропії пружних хвиль.

Коефіцієнт диференціальної відносної середньоквадратичної пружної анізотропії визначається за формулою

$$A_{(d)} = \sqrt{F_{\min} / (\Lambda^2)_c} \cdot 100\,\%,$$

де

$$F_{\min} = (\Lambda^2)_c - (\Lambda^{02})_c, \text{ а } (\Lambda^2)_c = \Lambda_{11}^2 + \Lambda_{22}^2 + \Lambda_{33}^2 + 2(\Lambda_{12}^2 + \Lambda_{13}^2 + \Lambda_{23}^2);$$

$(\Lambda^2)_c$ і $(\Lambda^{02})_c$ – відповідно приведені тензори Крістоффеля для анізотропного середовища і найближчого до нього ізотропного середовища.

Інтегральний коефіцієнт акустичної анізотропії визначається за формулою

$$A_{\mu} = \sqrt{\frac{\frac{1}{3}\left[(\mu_{11} - \mu_{22})^2 + (\mu_{11} - \mu_{33})^2 + (\mu_{22} - \mu_{33})^2\right]}{\left(\mu_{il}^2\right)_c}} \cdot 100\,\%,$$

де $\left(\mu_{il}^2\right) = \mu_{11}^2 + \mu_{22}^2 + \mu_{33}^2$; а $\mu_{11}^2, \mu_{22}^2, \mu_{33}^2$ – власні значення акустичного тензора.

Класифікація текстур на вищу, середню і нижню категорії здійснюється за симетрією акустичного тензора з урахуванням довірчих меж знайдених власних значень:

• сферична симетрія (∞/∞ mmm), якщо виконується рівність $< \mu_{11} > = < \mu_{22} > = < \mu_{33} >$;

• поперечно-ізотропна симетрія (∞/mmm), якщо виконується умова $< \mu_{11} > \neq < \mu_{22} > = < \mu_{33} >$; або $< \mu_{1\,1} > = < \mu_{22} > \neq < \mu_{33} >$; або $< \mu_{11} > \neq < \mu_{33} > = < \mu_{22} >$;

• ромбічна симетрія (mmm), якщо виконується умова $< \mu_{11} > \neq < \mu_{22} > \neq < \mu_{33} >$.

За результатами аналізу параметрів акустичного еліпсоїда: акустичної лінійності L_μ та акустичної сланцюватості S_μ

$$L_\mu = \frac{\mu_q}{\mu_m};\ S_\mu = \frac{\mu_m}{\mu_p},$$

де μ_q, μ_m, μ_p – найбільше, проміжне і найменше значення акустичного тензора, здійснюється класифікація текстур на планальний та аксіальний типи симетрії. Якщо значення L_μ і S_μ потрапляють на координатні осі, то це свідчить про наявність текстур аксіальної й планальної поперечно-ізотропної симетрії (рис. 4.15).

Для вичерпного дослідження закономірностей розповсюдження пружних хвиль у гірських породах проводиться аналіз параметрів пружної анізотропії зразків (Г. Т. Продайвода та ін., 2011). На азимутальну анізотропію цих параметрів жорсткі обмеження накладає симетрія пружного середовища.

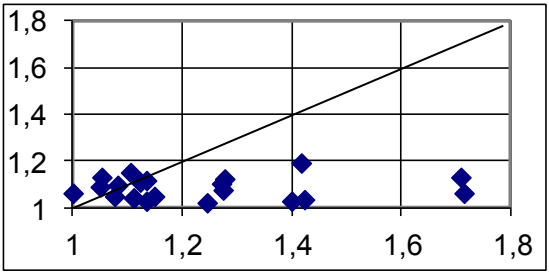


Рис. 4.15. Діаграма параметрів акустичного еліпсоїда текстур метаморфічних порід
(св. № 22350 "Супутник-2"
Криворізької надглибокої свердловини)

Азимутальна залежність параметрів анізотропії для зразків досліджених порід подається у вигляді стереопроекцій ізоліній їхніх значень (рис. 4.16), а саме:

- фазових швидкостей квазіпоздовжньої хвилі;
- різниці значень фазових швидкостей "швидкої" та "повільної" квазіпоперечних хвиль;
- коефіцієнта диференціальної пружної анізотропії;
- кута відхилення вектора пружних зміщень квазіпоздовжньої хвилі від напрямку хвильової нормалі.

Процес поглинання пружної енергії гірськими породами до сьогодні залишається найменш вивченим. Енергія хвиль пружності зменшується в породі при незворотному перетворенні в теплову енергію і розсіюванні різними напрямками на неоднорідностях породи (пустотах, мінеральних частинках тощо). Перехід енергії пружності в теплову пояснюється тертям частинок, що коливаються. У результаті поглинання і розсіювання енергії пружності амплітуди хвиль зменшуються і коливальний процес припиняється.

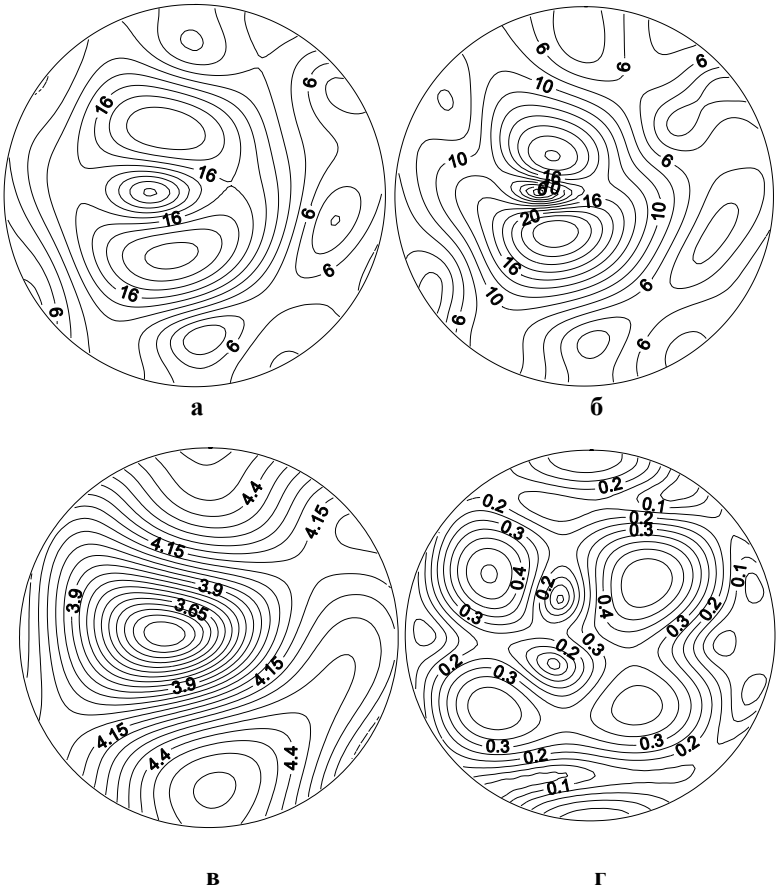


Рис. 4.16. Стереопроекції ізоліній значень параметрів анізотропії залізистого кварциту № 28-90 св."Супутник-2"

(за Г. Т. Продайводою та ін. [41]):

а – коефіцієнта диференціальної пружної анізотропії (%);
б – кута відхилення вектора пружних зміщень квазіпоздовжньої хвилі від напрямку хвильової нормалі (град); в – швидкості квазіпоздовжньої хвилі (км/с); г – різниці значень фазових швидкостей "швидкої" і "повільної" квазіпоперечних хвиль (км/с)

В основі всіх методів вивчення коефіцієнта поглинання лежить залежність амплітуди хвилі (А) від відстані (x_i) від точкового джерела коливань за законом

$$A = A_0 (\frac{x}{x_0})^{-n} \ell^{-\alpha(x-x_0)},$$

де A_0 – амплітуда на відстані x_0 від центра джерела коливань, який знаходиться на лінії, що проходить через центр в точку x, де визначається амплітуда A; n – амплітудний показник розходження хвилі від джерела, який залежить від типу хвилі, структури та ступеня речовинної однорідності породи; α – коефіцієнт поглинання.

Згідно з Ю. В. Резниченком, в однорідному ізотропному ідеально пружному середовищі, коли розходження та поглинання хвиль відсутні,

$$A = A_0 = \text{const}, n = 0, \alpha = 0,$$

а в однорідному ізотропному поглинаючому середовищі

$$A = A_0 \ell^{-\alpha x}, n = 0, x_0 = 0.$$

У реальних гірських породах спостерігаються як розсіяння, так і поглинання пружних хвиль, які обумовлені їхньою неідеальною пружністю та неоднорідністю, що й характеризується анізотропністю пружних властивостей. Гірські породи по-різному поглинають пружні хвилі різної поляризації, відповідно ці процеси характеризуються різними коефіцієнтами поглинання, зокрема α_p та αs для відповідно поздовжніх і поперечних пружних хвиль.

Коефіцієнти α_p та α_s поглинання в реальних гірських породах визначаються за формулами (за В. Кобрановою 27]):

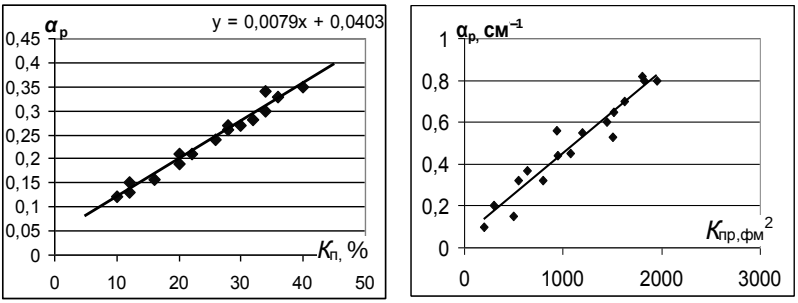
$$\alpha_p = \frac{\omega^2}{2\sigma_i V_p^3}\left[\left(\frac{4}{3}\mu_1 + \mu_2\right) + \frac{\lambda T \beta^2 \sigma_i^2 V_p^2}{c_{pv}^2}\left(1 - \frac{4}{3}\frac{V_s^2}{V_p^2}\right)\right],$$

$$\alpha_s = \frac{\mu_1 \omega^2}{2\sigma_n V_s^2},$$

де μ_1 та μ_2 – об'ємні в'язкості фаз, $\omega = 2\pi f$ – частота, $\sigma_п$ – густина породи, λ – коефіцієнт теплопровідності породи, c_{pv} – питома ізобарна теплоємність при постійному об'ємі, β – стисливість породи.

Таким чином, значення коефіцієнтів поглинання визначаються величинами, що характеризують пружність порід, їхню структуру, теплові властивості, а також залежить від температури, частоти та в'язкості фаз у породі.

У багатофазних проникних породах поглинання енергії пружності пояснюється і в'язким міжфазним тертям (тертям між рідинною і твердою компонентами середовища). Експериментально підтверджено (за В. Кобрановою [27]), що зі зменшенням густини порід збільшується коефіцієнт поглинання, оскільки встановлено прямий зв'язок α_p з коефіцієнтами пористості й проникності (рис. 4.17).



а **б**

Рис. 4.17. Емпіричний зв'язок коефіцієнта поглинання поздовжньої хвилі з коефіцієнтами:
а – пористості; б – проникності

При визначенні коефіцієнта поглинання (α_e) слід враховувати його залежність від частоти хвилі й напрямку прозвучування. Залежність α_e від частоти визначається зцементованістю породи (за теорією Біо та Ніколаєвського значення α_e пропорційне кореню квадратному від частоти). Зі збільшенням пористості α_e збільшується так само, як і при збільшенні діаметрів зерен.

Л. Д. Ландау та Е. М. Лівшиць розробили теоретичні формули для розрахунку коефіцієнтів поглинання пружних хвиль. У спрощеному вигляді вони мають такий вид:

$$\alpha_p \approx \frac{2\omega^2}{\upsilon_p^2}, \quad \alpha_s \approx \frac{\mu_1 \omega^2}{2\sigma_o \upsilon_s^2},$$

де $\omega = 2\pi f$ – частота, μ_1 – в'язкість.

Знання пружних і акустичних характеристик є необхідним для вирішення таких завдань:

- вивчення і систематизація пружних властивостей порід, вивчення зв'язків між пружними властивостями, складом і структурно-текстурними особливостями порід;
- вивчення пружних властивостей порід з метою літологічного розчленування та кореляції розрізів;
- виділення тріщинуватих порід у розрізах розвідувальних свердловин;
- вивчення структури пустотного простору зразків для пошуків порід-колекторів;
- використання даних щодо акустичних властивостей порід для інтерпретації геофізичних даних і для побудови математичних і речовинно-фізичних моделей геологічних об'єктів і процесів тощо.

Запитання для самоконтролю

1. Основні акустичні й пружні параметри гірських порід.
2. Співвідношення між пружними характеристиками та вплив на них глибини залягання порід і насичення.
3. Швидкість пружних хвиль і пружні модулі хімічних елементів і мінералів.
4. Методи визначення пружних властивостей гірських порід.
5. Анізотропія пружних характеристик гірських порід.
6. Методи визначення анізотропних пружних властивостей гірських порід.
7. Швидкість пружних хвиль і пружні модулі метаморфічних порід.

8. Швидкість пружних хвиль і пружні модулі магматичних порід.

9. Швидкість пружних хвиль і пружні модулі осадових порід.

10. Залежність пружної характеристики магматичних і метаморфічних порід від їхнього складу і будови.

11. Вплив складу пустотного наповнювача і структури пустотного простору на пружні параметри.

12. Вплив глибини залягання порід на пружні параметри.

13. Вплив пористості й структури пустотного простору на швидкість пружних хвиль.

14. Вплив пористості й складу пустотного наповнювача на швидкість пружних хвиль.

Завдання

Підготувати розгорнутий реферат на тему: "Пружні модулі, співвідношення між ними та швидкостями пружних хвиль в ідеально-пружних ізотропних середовищах".

5. ГРУПА ТЕПЛОВИХ ПАРАМЕТРІВ

5.1. ОСНОВНІ ТЕПЛОВІ ПАРАМЕТРИ ТА ЇХНЄ ВИЗНАЧЕННЯ

Як відомо, склад і стан земних надр є причиною багатьох геологічних процесів. Вивчення їх проводиться також і з допомогою теоретичних та експериментальних досліджень параметрів теплового поля (В. С. Зинченко [24], В. Н. Кобранова [27], Н. Б. Дортман [39], Г. С. Хамидуллина [51]). Розподілення температур у надрах Землі характеризується:

- просторовим розподіленням і потужністю джерел тепла. Цими джерелами є Сонце, атмосферні опади, радіоактивні елементи, хімічні й фізичні реакції, кристалізація, ущільнення та інші процеси;
- здатністю гірських порід до теплообміну – передачі теплової енергії;
- просторовим розподіленням порід з різними тепловими властивостями.

Найчастіше при петрофізичних дослідженнях вивчаються теплопровідність, теплоємність і температуропровідність. Визначення цих фізичних понять, одиниці та методи їхнього вимірювання відповідних параметрів наведено далі, а також характеристика теплових властивостей мінералів і порід.

Щільність теплового потоку q – Вт/м^2 – вектор, що направлений в бік, протилежний градієнту температури, чисельно відповідає кількості теплоти, яка проходить через одиницю площі ізотермічної поверхні в одиницю часу

$$q = \Theta / S \cdot t.$$

Теплопровідність (λ – Вт/м К) характеризує здатність середовищ і гірських порід передавати тепло

$$\lambda = \frac{q}{grad\ T}, \qquad (5.1)$$

де q – щільність теплового потоку, $grad\ T$ – температурний градієнт.

Питомий тепловий опір (ξ – м·К/Вт) є величиною оберненою до теплопровідності

$$\xi = 1/\lambda. \tag{5.2}$$

Тепловий опір гірських порід є одним з основних чинників, що визначають характер природного теплового поля: $q = \Delta T/R$

$$R = \xi \cdot \frac{\Delta x}{\Delta S}, \tag{5.3}$$

де ΔS – площа контакту тіло – середовище і Δx відстань до тіла:

Величина теплового опору зменшується із зростанням густини, вологості, проникності.

Питома теплоємність (c – Дж/К) гірських порід характеризує їхню здатність поглинати теплову енергію. Це кількість теплоти, яка необхідна для підвищення температури породи на 1° при заданому термодинамічному процесі

$$c = \frac{dQ}{dT}. \tag{5.4}$$

Розрізняють питому масову та об'ємну теплоємність.

Питома масова теплоємність (c_m – Дж/кг К) – це кількість теплоти, яка необхідна для підвищення температури 1 кг породи на 1° при заданому термодинамічному процесі:

$$c_m = \frac{Q}{m \cdot (T_2 - T_1)},$$

де Q – кількість теплоти, m – маса тіла, $T_2 - T_1$ – різниця температур, на яку змінюється температура тіла масою m при підведенні до нього кількості теплоти Q.

Питома об'ємна теплоємність (c_v – Дж/м^3 К) – це кількість теплоти, необхідної для підвищення температури одного кубічного метра породи на 1° при заданому термодинамічному процесі

$$c_v = \frac{Q}{V \cdot (T_2 - T_1)} = \sigma \cdot c_m,$$

де V – об'єм тіла, а σ – його густина.

Температуропровідність (а – м^2/с) характеризує швидкість зміни температур при поглинанні або віддачі тепла

$$a = \frac{\lambda}{c_V}. \tag{5.5}$$

Коефіцієнт теплопередачі (k_a – Вт/ м^2·К**)** – кількість теплової енергії, яку тіло передає в навколишнє середовище за одиницю часу через одиницю поверхні за різниці температур в 1 К:

$$k_a = \frac{dQ}{dt} \cdot \frac{1}{\Delta T \cdot S}. \qquad (5.6)$$

Коефіцієнти теплового лінійного (α) *та об'ємного* (β) *розширення* – 1/К.

Відносний приріст довжини зразка (або його об'єму) при зміні температури на 1° при постійному тиску характеризує інтенсивність теплопередачі через поверхню поділу і визначається як відношення щільності теплового потоку до температурного напору між теплоносіями

$$\alpha = \frac{1}{L}\left(\frac{dL}{dT}\right)_p; \qquad \beta = \frac{1}{V}\left(\frac{dV}{dT}\right)_p, \qquad (5.7)$$

де індекс *p* означає, що тиск залишається сталим під час розширення.

Диференціальний адіабатичний коефіцієнт η_s (К/Па) визначає зміну температури середовища в ізольованій системі залежно від зміни тиску

$$\eta_s = \frac{dT}{dP}. \qquad (5.8)$$

Швидкість остигання тіла можна оцінити за його теплоємністю ($c_{рт}$), теплопровідністю середовища (λ_c), початковою різницею температур тіло – середовище (ΔT_0), площею контакту (ΔS) і відстанню до нього (x):

$$\Delta T = \Delta T_0 \cdot e^{-\frac{\lambda_c \cdot \Delta S}{x \cdot C_{pt}} t} \qquad (5.9)$$

Якщо температура середовища не є сталою, а змінюється за законом $T_{сер} = T_0 + T_1 \cos(\omega t)$, то за умови $t \to \infty$ зміну температури тіла ΔT можна визначати за формулою

$$\Delta T = A\cos(\omega t - \phi), \qquad (5.10)$$

де $\operatorname{tg}\phi = \frac{C_p \cdot \omega \cdot x}{\lambda \cdot \Delta S}$ та $A = \frac{T_1}{\sqrt{1 + \left(\frac{C_p \cdot \omega \cdot x}{\lambda \cdot \Delta S}\right)^2}}$, де C_p – теплоємність тіла при постійному тиску, λ – його теплопровідність.

Таким чином, температура тіла змінюється з тим же періодом, що й температура середовища, однак з іншою амплітудою і фазою.

5.2. ТЕПЛОВІ ВЛАСТИВОСТІ МІНЕРАЛІВ

Для мінералів характерним є кондуктивний тепло обмін. Коефіцієнт їхньої теплопровідності змінюється від 0,3 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$ (сірка) до > 420 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$ (срібло). Висока теплопровідність (до 300 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$) спостерігається у золота, міді, деяких інших самородних елементів-неметалів, таких як графіт і алмаз, дещо нижча (100÷200 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$) вона в Al, K, Na, Mg, Ca. Середні значення коефіцієнта теплопровідності (10 ÷ 50 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$) властиві Pb, Sb, Mn, Th, U, Zr, понижені (1,5 ÷ 10 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$) – Hg, Bi, Cd, низькі (0,5 ÷ 1,5 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$) – B, і дуже низькі (< 0,5 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$) – H, N, F, Cl_2, O_2, S, Se тощо. Присутність у складі мінералів елементів з високою теплопровідністю нерідко підвищує їхнє значення λ, а елементів із середньою, зниженою і дуже низькою теплопровідністю – понижує значення λ.

До мінералів з відносно низькою теплопровідністю (див. табл. 5.1) належать: лід, гіпс, каолініт (0,88 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$), флогопіт (0,5 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$), біотит (2 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$). Склад впливає на λ не тільки через відмінність теплопровідності елементів, що входять у мінерали, але й через неоднакову щільність упаковки (різна кількість найближчих сусідів і неоднакова відстань між атомами) певних атомів або іонів у мінералах різноманітного складу. Усе це забезпечує певну ґраткову (або змішану – і електронну, і ґраткову) теплопровідність мінералів. Оскільки в більшості породотвірних мінералів перенесення тепла здійснюється переважно через аніонний остов ґратки, то зі збільшенням міжатомних відстаней відбувається зменшення теплопровідності в мінералах як із ковалентним, так і з іонним типом зв'язку. У загальному випадку зменшен-

ня 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 так:

- самородні метали і такі елементи, як графіт і алмаз (~120 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$);
- сульфіди (~19 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$);
- оксиди (~11,8 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$);
- фториди і хлориди (~6 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$);
- карбонати (~4,0 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$);
- силікати (~3,8 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$);
- сульфати (3,3 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$);
- нітрати (~2,1 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$);
- самородні елементи-неметали (селен, сірка ~0,85 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$).

Диференціація силікатів за λ зумовлена переважно їхньою будовою: порівняно велика теплопровідність спостерігається в острівних силікатах, менша – у ланцюжкових, ще менша – у каркасних і шаруватих силікатах. У загальному випадку можна відзначити більш низьку теплопровідність водних сульфатів порівняно з неводними, складних оксидів порівняно 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, уздовж головної оптичної осі не перевищує 0,52–0,62 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$, а перпендикулярно до неї становить 3,14–3,89 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$).

Таблиця 5.1. **Теплопровідність ($Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$) мінералів (за Н. Дортман [39], В. Кобрановою [27])**

Мінерал	λ	Мінерал	λ
Авгіт	3,82	Кіаніт	14,2
Альбіт	2,31	Корунд	34,6
Олігоклаз	1,96	Лід, ⊥/∥*	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
Галіт	5,3–6,5	Серпентин	1,7–2,5
Гематит	10,4	Силіманіт	9,1
Гіпс	1,30	Сірка аморфна	0,21
Графіт, ⊥/∥*	355/89	Сірка кристалічна	0,47
Гросуляр	5,46	Сфалерит	26,7
Діамант	545	Топаз	23,4
Діопсид	5,76	Турмалін	4,5
Енстатит	4,39	Флюорит	4,03
Жадеїт	5,61	Фаяліт	3,16
Кварц, ⊥/∥*	6,5–7,2/11,3–13,2	Форстерит	5,15
Кварцове скло	1,21	Циркон	4,5

* ⊥ і ∥ – виміри перпендикулярно до головної оптичної осі й паралельно їй.

Коефіцієнт теплопровідності більшості металів складно залежить від температури (рис. 5.1). Він різко зростає зі збільшенням температури від К до температури піка їхнього максимального значення, а при подальшому підвищенні температури до 300–250 К коефіцієнт теплопровідності більшості металів зменшується (за Л. В. Базюк, Г. О. Сіренком [6]).

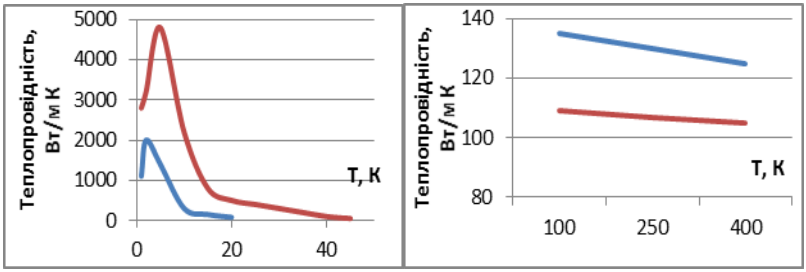


Рис. 5.1. Температурна залежність коефіцієнта теплопровідності (за Л. В. Базюк, Г. О. Сіренком [6]):
1 – натрію; 2 – калію

Теплоємність (*c*) для мінералів вивчена порівняно слабо і особливо погано для простих і складних оксидів, молібдатів, вольфраматів, фосфатів, боратів. Згідно з тими оцінками, що виконані на зразках мінералів, їхня питома теплоємність змінюється від 0,125 до 4 кДж/кг·К і залежить в основному від їхнього хімічного складу і структури, що характеризує її зв'язок з густиною мінералів.

За середніми значеннями теплоємності основні класи мінералів можна розташувати в такий ряд:

- самородні метали 0,13–0,45 кДж/кг·К;
- оксиди 0,22–1,0, але для льоду та води – до 4 кДж/кг·К;
- сульфати 0,35–1,5;
- силікати 0,5–0,98.

Гранично низькі значення теплоємності для кожного з названих класів мінералів, за винятком самородних металів, пояснюються великою концентрацією в них елементів з високою густиною і низькою питомою теплоємністю (до 0,1 кДж/кг К), таких як Bi, Hg, Pb, Th, U та ін., а гранично високі значення – високою

концентрацією в них малощільних елементів (B, C, Mg, Si, O та ін.) з порівняно великою питомою масовою теплоємністю (0,2–0,3 кДж/кг·К) і особливо у водню.

Середня теплоємність водню в газовому стані в межах температур 0 ÷ 200 С досягає 14,235 кДж/кг К і значно перевищує питому теплоємність інших газів і елементів. Водень може входити до складу мінералів (як у H_2O та льоду), а також міститься в їхній кристалізаційній воді.

Найвища є середня питома масова теплоємність острівних силікатів (0,783 кДж/кг·К).

5.3. ТЕПЛОВІ ВЛАСТИВОСТІ ГІРСЬКИХ ПОРІД

У загальному випадку теплопровідність гірських порід залежить від їхнього:

- мінерального складу;
- структури;
- текстури;
- густини;
- пористості;
- вологості;
- температури.

Теплопровідність гірських порід як трифазних систем визначається сукупним впливом їхніх фаз: газової, рідинної, твердої.

У газах передача теплоти здійснюється за рахунок обміну енергією між молекулами з різною швидкістю теплового руху при їхньому зіткненні. Теплопровідність атмосферного повітря за T = 273 К та P = 0,1 МПа становить 0,024 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$, метану (при T = 300 К) – 0,034 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$, а етану – 0,021 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$.

Теплоємність за тих же умов становить 1,007 $кДж \cdot кг^{-1} \cdot К^{-1}$ для повітря і близько 2,5–2,6 $кДж \cdot кг^{-1} \cdot К^{-1}$ для етану. Теплопровідність і теплоємність газів зростають при збільшенні температури (приблизно на 0,005 $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$ та 0,008 $кДж \cdot кг^{-1} \cdot К^{-1}$ на кожні 100 К) і тиску (на 2–3 % при зростанні тиску на 1 МПа).

У 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.

Коефіцієнт теплопровідності рідин є пропорційним їхній теплоємності, густині, середній міжмолекулярній відстані та швидкості переміщення молекул від нагрітого до менш нагрітого шару.

Теплопровідність води при підвищенні температури спочатку зростає, а далі (при $T \approx 400$ К) зменшується в результаті ослаблення взаємодії між молекулами рідини. Вплив тиску на теплопровідність виявляється 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 слабко зменшується. Теплопровідність і теплоємність рідких вуглеводнів значно нижчі ніж води, що обумовлює різке зниження цих параметрів у породах, насичених нафтою.

Теплопровідність твердої фази

Теплопровідність твердої фази порід залежить від мінерального складу, форми, розмірів і просторової орієнтації зерен.

Відомими є також залежності λ від тиску: збільшення приблизно на 10 % при зростанні тиску до 500 МПа, а також і температури: зменшення на 10–40 % при зростанні температури на 100 К.

Законом Відемана – Франца встановлена пряма залежність (рис. 5.2) між коефіцієнтом теплопровідності (λ) та електропровідністю провідників і напівпровідників (γ):

$$\lambda = B \cdot k^2 \cdot e^{-2} \cdot T \cdot \gamma, \qquad (5.11)$$

де k – постійна Больцмана; e – заряд електрона; T – температура; B – константа (B = 3 у провідниках, 2,5 – у напівпровідниках).

У слабкопористих породах вплив складу є домінуючим, і теплопровідність можна оцінити за вмістом мінералів

$$\lambda_т = \frac{1}{\sigma_т \cdot \sum_i \frac{n_i}{\sigma_i \cdot \lambda_i}}, \qquad (5.12)$$

де n_i, σ_i та λ_i – частковий вміст, густина і теплопровідність мінералів, $\sigma_т$, $\lambda_т$ – густина і теплопровідність твердої фази.

Ще чіткішою є залежність від мінерального складу теплоємності, яка є адитивним параметром, тож може бути розрахована за теплоємністю компонентів.

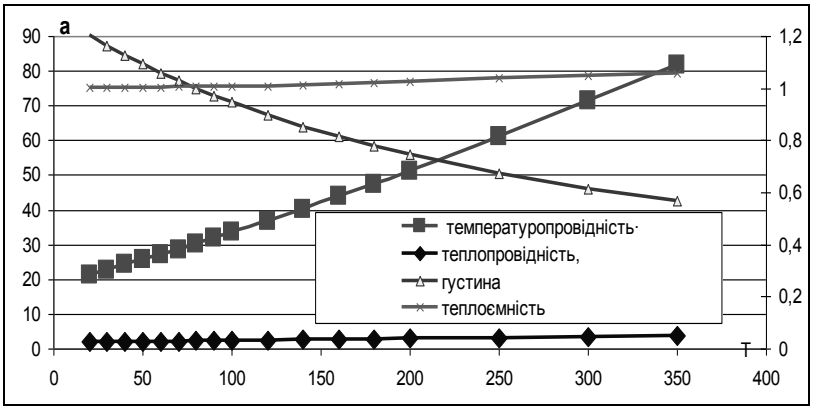


Рис. 5.2. Вплив температури на теплові параметри

Максимальні значення теплопровідності з найбільш поширених породотвірних і акцесорних мінералів *магматичних* порід характерні для кварцу, піроксенів і гранатів.

Отже, закономірним є зниження теплопровідності в ряду ультраосновні – основні – середні породи, чому сприяє, зокрема, і зростання вмісту плагіоклазів.

При подальшому ж збільшенні кременекислотності порід (і відповідного росту вмісту кварцу) спостерігатиметься зростання теплопровідності.

Зазначена тенденція може порушуватись при збільшенні вмісту високотеплопровідних акцесорних мінералів.

Пониження теплопровідності може бути викликано:

- зменшенням зернистості (ріст кількості контактних зон);
- зростанням пористості;
- розвитком систем крихких порушень, які зменшують площу міжзернових контактів.

Теплопровідність ефузивних порід, як правило, значно нижча, ніж в їхніх 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 (напр., вулканічного скла). Отже, цілком зрозумілим є зростання теплопровідності в палеотипних ефузивах порівняно з кайнотипними.

Теплопровідність осадових порід зменшується при зростанні пористості та зменшенні діаметра зерен, зростаючи при цементації та розкладенні водовмісних мінералів.

Дуже важливими для формування величини теплопровідності осадових порід є: пористість, діаметр зерен мінералів, тип цементу, характер цементації, тип заповнювача пустотного простору (газ, вода, нафта).

Серед осадових порід за значеннями теплофізичних характеристик виділяють три групи порід:

– теригенно-глинисті, де різко змінюється теплопровідність залежно від ступеня літифікації осадків;

– щільні (кристалічні) карбонатні, соленосні, кварцитові породи з підвищеною теплопровідністю;

– каустобіоліти (торф, вугілля, горючі сланці) з дуже низькою теплопровідністю та високою теплоємністю.

Найбільш поширені осадові породи за величиною теплопровідності становлять за зростанням такий ряд:

глини → аргіліти → піски → алевроліти → вапняки →доломіти → кам'яна сіль.

Таблиця 5.2. **Теплопровідність (λ), теплоємність (*c*) та температуропровідність (*a*) деяких типів порід (за Н. Дортман [39], В. Кобрановою та ін. [27])**

Порода	λ, Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$		*a*, 10^{-7} м^2·с$^{-1}$		*c*, кДж·кг$^{-1}$·К$^{-1}$	
	$\lambda_{сер}$	$\lambda_{min–max}$	$A_{сер}$	$a_{min–max}$	$c_{сер}$	$c_{min–max}$
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

Закінчення табл. 5.2

Порода	λ, Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$		a, 10^{-7} м^2·с$^{-1}$		c, кДж·кг$^{-1}$·К$^{-1}$	
	$\lambda_{сер}$	λ_{min}–λ_{max}	$A_{сер}$		$\lambda_{сер}$	λ_{min}–λ_{max}
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
Осадові 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
Алевроліти	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

Менші значення властиві сухим і високопористим породам, більші – окварцьованим або зруднілим різновидам порід із вмістом мінералів з високим значенням теплопровідності.

При дослідженні всіх типів порід слід ураховувати наявність значної анізотропії теплопровідності, максимальні значення якої спостерігаються переважно в осадових і метаморфічних породах, де відмінність значень λ паралельно і перпендикулярно шаруватості може досягати 40–60 %.

При цьому часто вплив структурно-текстурних чинників на величину теплопровідності є значно суттєвішим за вплив чинників складу, чим і пояснюються широкі діапазони зміни параметра в ефузивних (λ = 0,2…4,0 Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$), інтрузивних (λ = 1,1…5,1 Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$), метаморфічних (λ = 0,6…7,6 Вт·м$^{-1}$·К$^{-1}$) і осадових породах (λ = 0,1…7,1 Вт·м$^{-1}$·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.

Водночас, достатньо значним є вплив на теплоємність порід пористості, вологості й температури, зростання яких приводить зазвичай до її збільшення.

Більшість типів метаморфічних порід відрізняються широкими межами змін теплопровідності (особливо у роговиків і кварцитів). Виняток становлять деякі кристалічні сланці, серпентиніти та еклогіти.

Дуже низькі значення теплопровідності для глинистих сланців і дуже високі для кварцитів пояснюються особливостями їхнього мінерального складу.

Для руд теплопровідність змінюється від 1,6 до 4,9 Вт/м·К, ці значення близькі до низькопористих осадових порід.

5.4. ЗАСОБИ ВИВЧЕННЯ ТЕПЛОВИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ

Вимірювання теплопровідності завжди включає визначення теплового потоку і різниці температур. Методичні труднощі пов'язані, як правило, з вимірюваннями теплового потоку.

Методи визначення теплопровідності підрозділяються на абсолютні й диференціальні, стаціонарні й динамічні.

Якщо вимірювання теплового потоку проводиться прямим методом (напр., шляхом виміру електричної потужності, споживаної нагрівачем), то вимірювання називають абсолютним.

Якщо вимірювання теплового потоку виробляють непрямим методом, шляхом порівняння, то метод називають диференціальним.

Прямі методи засновані на вимірюванні теплового потоку. Розрахунок теплопровідності проводиться за рівнянням

$$\lambda = \frac{qS}{\Delta T / \Delta l}, \qquad (5.13)$$

де q – кількість тепла, яка пройшла через зразок перетину А та довжиною Δl і викликала зміни температури ΔT.

Для розрахунку необхідно знати тільки геометричні параметри породи.

До прямих методів належать: метод гарячої плити; метод теплового потоку; метод гарячої нитки; калориметричний метод.

Непрямі методи засновані на вимірюванні температури. Для розрахунку теплопровідності використовується рівняння

$$\lambda(T) = a(T)c(T)\sigma(T), \qquad (5.14)$$

де $a(T)$ – температуропровідність, $c(T)$ – теплоємність, $\sigma(T)$ – густина зразка.

Відповідно, для розрахунку теплопровідності необхідно також знати значення густини породи.

До непрямих методів визначення теплопровідності належать:

- метод ксенонового або лазерного спалаху для визначення теплопровідності, термічної дифузії й теплоємності;
- акустичний метод визначення теплопровідності тощо.

Крім поділу методів на прямі й непрямі, застосовують класифікацію методів на стаціонарні й динамічні.

Під стаціонарними методами розуміють методи, які передбачають установлення в системі термічної рівноваги.

До стаціонарних методів належать:

– методи осьового і радіального потоку;

– метод закритої гарячої плити;

– калориметричний метод.

Динамічні методи вивчають температурно-часову залежність теплофізичних властивостей матеріалу.

До динамічних методів належать:

– різні варіанти методу гарячої нитки;

– методи лазерного та ксенонового спалаху;

– акустичний метод визначення теплопровідності тощо.

Незалежно від методу тепловий потік має бути одновимірним у вертикальному напрямку, тобто в напрямку, перпендикулярному до проходження потоку через зразок (у разі непрямого методу – через зразок і зразок порівняння).

Таким чином, для поліпшення якості вимірювання необхідно зменшувати втрати тепла в радіальному напрямку. До певної міри це може бути реалізовано шляхом захисту торців зразка теплоізоляційним матеріалом.

При високих температурах, де таке просте рішення стає неефективним, застосовують термічний захист, який являє собою систему нагрівальних елементів. Якщо температура нагрівальних елементів контролюється як описано вище, то вертикальний градієнт температур відповідає градієнту в зразку, і радіальні втрати тепла зводяться до мінімуму.

5.4.1. Методи стаціонарного теплового потоку

Методи стаціонарного теплового потоку є найбільш точними (відносна похибка – 1–6 %) і найбільш громіздкими, оскільки передбачають тривалий час експерименту і жорстке дотримання граничних умов.

У практиці вимірювань використовують метод пластини і метод стрижня при одновимірному стаціонарному тепловому потоці.

Для визначення параметрів слід виміряти:

- потік, який пройшов через зразок, q;
- градієнт температур під час досліду, ΔT;
- відстань між ізотермічними поверхнями, Δx.

Таким чином, робоча формула для визначення теплопровідності така:

$$\lambda = q \cdot \Delta x / \Delta T. \qquad (5.15)$$

1. Методи осьового потоку мають доволі довгу історію застосування і характеризуються високою точністю результатів. Головним джерелом помилок у цьому методі є втрати тепла в радіальному напрямку при проходженні вертикального осьового потоку через зразок. Ці втрати мінімальні за низьких температур, тому цей метод найкраще застосовувати при проведенні

досліджень у кріогенному інтервалі температур. За високих температур радіальний контроль втрат тепла стає ускладненим. Таким чином, найбільшу увагу необхідно приділяти таким експериментальним параметрам, як відношення ефективної провідності зразка до провідності бокової теплоізоляції (чим вище – тим краще) та до якості теплоізоляційного захисту.

Розрізняють різновиди методу осьового потоку, це: абсолютний метод, відносний метод, метод захищеного та незахищеного теплових потоків.

Класичний абсолютний метод осьового потоку найчастіше застосовується при дослідженнях зразків у діапазонах температур нижче кімнатної. Такі вимірювальні системи потребують точних відомостей про електричну потужність живлення нагрівача, тобто важливу роль відіграють втрати тепла гарячими поверхнями.

Відносний метод серед методів осьового потоку найширше застосовується для визначення теплопровідності. Принцип методу полягає в проходженні теплових потоків через два-три зразки: той, що досліджується, та еталонних зразків з відомими тепловими параметрами. Порівнюються температурні градієнти зразків, які у свою чергу пропорційні їхній теплопровідності. При дослідженні трьох зразків досліджуваний зразок розміщають між еталонними.

У конструкціях приладів захищеного і незахищеного теплових потоків використовуються датчики теплового потоку, які називаються тепломірами. Мета використання таких датчиків полягає в порівнянні їхніх теплових параметрів з параметрами досліджуваних зразків. Такі датчики використовуються переважно для тестування зразків з низькою теплопровідністю. Загальною вимогою для конструкції датчиків є вимога їхньої термічної стабільності при всіх типах нагріву.

2. Широко застосовується метод закритої гарячої плити. Сутність метода в утворенні стаціонарного теплового потоку, який проходить через плаский зразок певної товщини та направленого перпендикулярно до найбільших граней зразка породи. Вимірюються в цьому методі щільність теплового потоку, температура протилежних граней і товщина зразка. Зона вимірювання

обмежена плитою, оснащеною електричними обігрівачами, які контролюються при застосуванні диференціальних термопар. Гаряча плита розповсюджується над поверхнею зразка та виступає як планарне джерело тепла. Це абсолютний метод вимірювань і має жорсткі вимоги до процесу досліджень, зокрема, це встановлення стаціонарного теплового режиму, забезпечення одновимірного теплового потоку в зоні вимірювань і врахування температури холодної й гарячої поверхонь зразків.

3. Калориметричний метод. Калориметр – прилад для вимірювання кількості тепла, що її виділяє або вбирає тіло, застосовується як основний прилад у калориметрії – сукупності методів вимірювання теплових ефектів, які супроводять різні хімічні, фізичні та біологічні процеси. Будь-який калориметр оснащений приладами для вимірювання температури (ртутний термометр, термометр опору, термопара або термобатарея, оптичний пірометр тощо) електричним нагрівачем і оточений оболонкою для регулювання теплообміну з навколишнім середовищем.

Залежно від характеру теплообміну розрізняють ізотермічні, адіабатичні та теплопровідні калориметри. Діапазон температур в сучасних калориметрах становить 0,1÷3500 К, значення кількості тепла – від 10^{-5} до декількох тисяч джоулів, точність досягає 10^{-2} %. Тривалість досліджуваних процесів – від часток секунди до десятків діб.

При калориметричному методі відносна похибка становить 3–6 %, при цьому виділяють такі різновиди, як методи змішування та адіабатичний.

За калориметричним методом розраховується теплоємність за формулою

$$c = \frac{(m_1 c_1 + H_k)(T_n - T_0)}{m(T' - T_n)}, \qquad (5.16)$$

де m – маса зразка; m_1 – маса калориметричної рідини; c_1 – питома теплоємність калориметричної рідини; T' – температура нагріву зразка без калориметра; T_0 – початкова температура калориметричної рідини; $T_n = T' + \delta$ – кінцева температура калориметричної системи; δ – поправка за теплообмін; H_k – теплоємність калориметричної системи без впливу теплоємності калориметричної рідини.

Існують сьогодні автоматичні й неавтоматичні колориметри.

Неавтоматичні калориметри (рис. 5.3) на сьогодні використовуються менше, точність їхнього вимірювання сягає 5–10 % і не дає надійного результату.

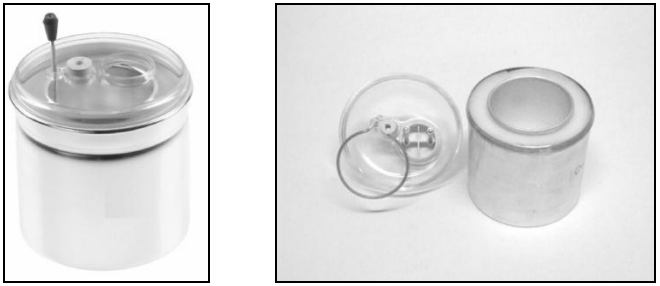


Рис. 5.3. Приклади неавтоматичних калориметрів

Автоматичні калориметри (напр., IKA C 2000 та Парр 6300) характеризуються високим рівнем автоматизації процесу вимірювань, зазвичай декількома режимами та високою точністю вимірювань, можливістю підключення до комп'ютера.

а **б**

Рис. 5.4. Приклади автоматичних калориметрів:
а – IKA C 2000; б – Парр 6300

5.4.2. Методи нестаціонарного теплового потоку

Методи нестаціонарного теплового потоку при короткочасному вимірюванні дають можливість визначити λ, а, с.

1. Метод гарячої нитки використовується для порошкоподібних проб, рідин, газів, а також при дослідженнях зразків, властивості яких наближені до ізотропних. Нагрівачем служить проволока, яка нагрівається струмом, що пропускається через неї, та центрується всередині проби. Проволока також стає і термометром опору, який вимірює її власну температуру. Недосконаліть метода в тому, що необхідно розміщувати дріт точно в центрі проби, а також має бути повна ізотропність досліджуваного зразка.

2. Метод зонда використовується при дослідженні порід низької теплопровідності в порошкоподібному, в'язкому та рідкому станах. Теплопровідність зразка визначається як "відклик" від голкоподібного зонда, який розміщується у зразку. Датчик температури (зонд) представлений нагрівачем визначеної кількості струму. У начальній фазі температура швидко зростає і в той час, як тепло поглинається породою, швидкість зростання температури зменшується і стає постійною. Теплопровідність розраховується з лінійної ділянки кривої температура – час.

3. Імпульсні методи визначення теплопровідності також використовуються при дослідженні теплових властивостей гірських порід. Найбільш відомі з них – це методи ксенонового та лазерного спалаху. Зразки можуть досліджуватися в будь-якому стані (рідкому та твердому), причому не накладається умова ізотропності зразків.

Ці методи забезпечують пряме та дуже точне визначення термофізичних властивостей порід. Методика досліджень включає опромінення зразка породи коротким імпульсом променистої енергії, яка поглинається фронтальною поверхнею плаского зразка (у формі таблетки). Викликане опроміненням збільшення температури на тильній поверхні зразка реєструється прецензійним температурним датчиком з дуже незначним часом термічної реакції.

Отримана інформація пов'язана з даними коефіцієнта термічної дифузії, теплоємністю і теплопровідністю, а температуропровід-

ність визначають із залежності температури тильної поверхні зразка від часу. Для врахування втрат тепла та випромінювання зразка використовують еталони порівняння або обробляють поверхню зразка спеціальними матеріалами, такими як графіт.

5.4.3. Непрямі методи

До непрямих методів належать методи, за якими вимірюються нетеплові параметри, а за результатами вимірювань розраховуються теплові, наприклад акустичний метод визначення теплопровідності.

В основі розглядуваного метода (Е. А. Гарушев, А. В. Коробкин, А. А. Рогозин [14]) лежить лабораторне визначення теплопровідності гірських порід за виміряними значеннями акустичних властивостей. Ці параметри порівнюються у зв'язку з тим, що теплові властивості порід, як і акустичні, визначаються структурними особливостями і мінеральним складом скелета породи, а також ємнісними і фільтраційними властивостями породи взагалі. Суть метода зводиться до того, що вимірюються швидкості поздовжніх і поперечних пружних хвиль на циліндричних зразках порід у пластових умовах, а за їхніми значеннями розраховується теплопровідність породи.

При обґрунтуванні метода автори розглядають породу як пористий пружний агрегат, в якому розповсюджуються звукові хвилі. Пустоти відносять до тривимірних статичних дефектів, які утворюють додатковий решітковий тепловий опір, пропорційний концентрації пустот. Головний внесок у цей опір роблять трифононні процеси розсіювання на межах середовищ. При пластових температурах можна вважати решітковий тепловий опір основним внеском у складову теплопровідності, який має такий вигляд:

$$\frac{1}{\lambda_g} = W_{ph-ph} = AT, \qquad (5.17)$$

де λ_g – величина, зворотна щодо теплопровідності; $W_{ph\text{-}ph}$ – тепловий опір; A – коефіцієнт приладу; T – температура.

Коефіцієнт A визначається в лабораторних умовах, де вимірюються безпосередньо та непрямими методами параметри, які входять до рівняння

$$W_{ph-ph} = \frac{9\alpha\gamma T}{V\, c_v a_{\hat{o}}}, \qquad (5.18)$$

де α – коефіцієнт лінійного термічного розширення, V – швидкість поширення пружної хвилі, c_v – об'ємна теплоємність, $a_ф$ – середня довжина вільного пробігу фононів, яка дорівнює середньому розміру зерна пористої породи (100–1000 мкм), γ – параметр Грюнайзена, який характеризує зміну температури породи при адіабатичній зміні об'єму.

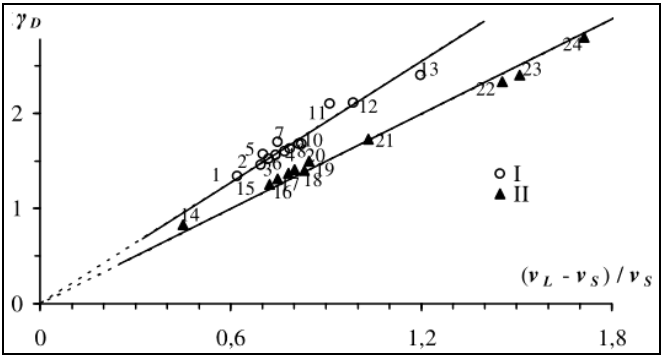


Рис. 5.5. Залежність параметра Грюнайзена від відношення $(V_P - V_S)/V_S$ (за А. Машановим, М. Дармаєвим, Д. Сандитовим та ін. [32])

На практиці (А. Машанов, М. Дармаєв, Д. Сандитов та ін. [32]) установлено, що величини швидкостей пружних хвиль тісно пов'язані з коефіцієнтом Пуассона, який також характеризує щільність міжатомних зв'язків, як і теплові фонони, які розповсюджуються в породах зі швидкістю звука і розсіюються пустотами. Таким чином, установлено зв'язок параметра Грюнайзена з коефіцієнтом Пуассона ν:

$$\gamma = B\frac{1+\nu}{1-2\nu}, \qquad (5.19)$$

де множник B – постійна величина для різних типів порід, змінюється від 2 до 3.

Крім того, за результатами проведених досліджень установлено лінійну залежність між параметром Грюнайзена і відношенням швидкостей поздовжньої й поперечної хвиль.

Цей метод непрямого визначення теплових параметрів за акустичними даними демонструє можливості вивчення теплофізичних властивостей гірських порід за виміряними параметрами, які характеризують подібні фізичні процеси в геологічному середовищі.

5.4.4. Визначення коефіцієнтів температурного розширення

Визначення коефіцієнтів температурного лінійного або об'ємного розширення проводиться на практиці зазвичай дилатометрами (рис. 5.6, 5.7). Дилатометри поділяються за принципом дії приладів для вимірювання подовження зразка на механічні, оптичні, електричні.

В оптико-механічних дилатометрах (чутливість коливається в межах 10^{-6}–10^{-7} см) зміна розмірів зразка викликає відповідне зміщення світлового покажчика.

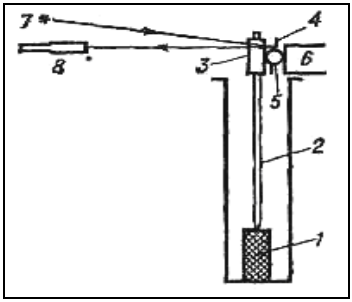


Рис. 5.6. Схема оптико-механічного дилатометра:
1 – досліджуваний зразок; 2 – шток;
3 – затискач; 4 – дзеркало, прикріплене до валика 5;
6 – магніт, що притягує затискач;
7 – джерело світла; 8 – оптична труба

При зміні розмірів зразка затискач опускається (або піднімається) і повертає валик із дзеркалом. За величиною кута, на який потрібно перемістити оптичну трубу, щоб побачити світловий промінь, можна визначити зміну розмірів тіла.

Рис. 5.7. Стандартний дилатометр ORTON DIL 2010 B

В ємнісних дилатометрах (чутливість 10^{-9} см) зміна розмірів зразка змінює ємність конденсатора, який служить датчиком.

В індукційних дилатометрах (чутливість 10^{-9} см) при зміні розмірів зразка змінюється взаємне положення двох котушок індуктивності, а отже, їхня взаємна індуктивність.

В інтерференційних дилатометрах (чутливість 10^{-8} см) досліджуваний зразок поміщають між двома оптичними пластинами і отримують інтерференційну картину при освітленні їх монохроматичним світлом; про зміну розмірів зразка судять за зсувом інтерференційних смуг.

У радіорезонансних дилатометрах (чутливість до 10^{-12} см) датчиком служить об'ємний резонатор, стінки якого можуть бути виготовлені з досліджуваного матеріалу; про зміну розмірів стінки резонатора судять за зміною резонансної частоти.

Зміна розмірів зразка може бути встановлена за допомогою методів рентгенівського структурного аналізу щодо зміни параметрів кристалічної решітки зразка.

Для рідких і газоподібних речовин розглядається тільки об'ємне розширення, яке встановлюється за допомогою каліброваного капіляра, сполучених судин, визначення об'єму рідини, яка витікає з цілком заповненого резервуара при нагріванні.

Як видно, для визначення теплофізичних параметрів використовується велика кількість методів. Вибір методів і методик зазвичай випадковий і визначається доступністю технічної реалізації метода і найбільшою простотою механічної обробки зразка.

5.5. ЗВ'ЯЗКИ ТЕПЛОВИХ ТА ІНШИХ ПЕТРОФІЗИЧНИХ ПАРАМЕТРІВ

Найважливіші теплові характеристики гірських порід пов'язані з іншими петрофізичними параметрами завдяки характеру взаємодії часток речовин і залежать від агрегатного складу (тверда, рідка, газоподібна фази геологічного середовища).

Вивчення теплофізичних характеристик найбільше застосовується при застосуванні термометрії при пошуках, розвідці та експлуатації нафтових і газових родовищ. Завдяки цьому зв'язки між тепловими та іншими параметрами найбільш досліджені для осадових порід.

Для піщано-глинистих порід установлено зворотні кореляційні зв'язки між добутком коефіцієнта теплопровідності (λ) на параметр пористості ($P_п$) і коефіцієнтом ($K_п$) пористості (рис. 5.8).

Графік залежності теплопровідності (λ) від масової глинистості для пісковиків – це крива гіперболічного вигляду. Зменшення значень λ із зростанням вмісту глинистого цементу пояснюється різким збільшенням нещільних контактів між високодисперсними глинистими частинками породи, що призводить до збільшення їхнього теплового опору.

Для теригенних порід при практичних дослідженнях (В. Добринін [23]) визначено кореляційні зв'язки між теплопровідністю (λ) та об'ємною густиною (σ), λ і модулем Юнга (Е), λ і коефіцієнтом пористості ($K_п$), а також нейтронними властивостями максимально водонасичених порід.

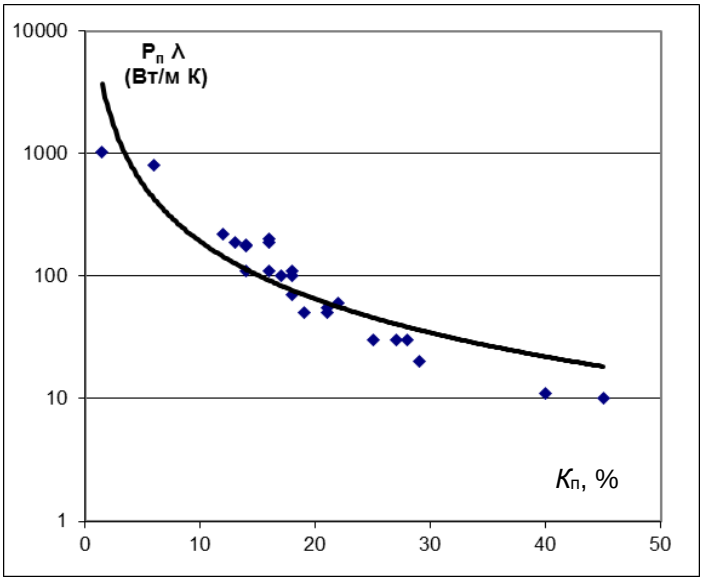


Рис. 5.8. Зв'язок добутку коефіцієнта теплопровідності (λ) на параметр пористості ($P_п$) і коефіцієнтом пористості ($K_п$) (В. Добринін [23])

Температуропровідність (*a*) гірських порід збільшується із зростанням густини. Як функція вологості вона має максимум: спочатку зростає зі збільшенням вологості (*W*) у зв'язку із зростанням λ, а потім знижується завдяки зростанню теплоємності (*c*) порід за значної вологості. Температуропровідність зменшується при нафтонасиченні водонасиченої породи і сильно збільшується при її газонасиченні.

Знання теплофізичних характеристик є необхідним для вирішення таких завдань:

- вивчення природних теплових полів у надрах з метою виявлення глибинних структур; літологічне розчленування і кореляція розрізів;
- виділення газоносних горизонтів у розрізах розвідувальних свердловин;
- вивчення штучних теплових полів, теплової конвекції рідини; термічної дії на пласти порід;

• теоретичне та експериментальне дослідження теплообміну при переміщенні теплоносія в пористому середовищі при використанні глибинного тепла Землі тощо.

Запитання для самоконтролю

1. Теплопровідність, теплоємність і температуропровідність, одиниці їхнього вимірювання.
2. Теплопровідність, теплоємність і температуропровідність, методи їхнього вимірювання.
3. Теплопровідність рідин і рідких вуглеводнів.
4. Теплові властивості мінералів.
5. Теплопровідність осадових порід.
6. Теплопровідність метаморфічних порід.
7. Теплопровідність магматичних порід.

Завдання

Підготувати розгорнутий реферат на тему: "Теплові властивості мінералів".

6. ЕЛЕКТРИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ

6.1. ОСНОВНІ ЕЛЕКТРИЧНІ ПАРАМЕТРИ ТА ЇХНЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Відмінність гірських порід за електричними властивостями та залежність останніх від різних фізико-геологічних факторів становлять фізичну основу застосування методів електророзвідки. Результати вивчення електричних властивостей широко використовуються також при геохімічних пошуках, дослідженнях свердловин, вирішенні гідрогеологічних та інженерно-геологічних завдань (табл. 6.1.).

Таблиця 6.1. **Перелік найчастіше використовуваних у петрофізиці електричних параметрів**

Параметр, індекс	Визначення	Од. вим., СІ
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 модуля 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
Тангенс кута діелектричних втрат, tg_δ	Втрати енергії змінного електричного поля при накладенні його на породу (мінерал), чисельно рівні відношенню активного та реактивного струмів	б/р

Закінчення табл.6.1

Параметр, індекс	Визначення	Од. вим., СІ
П'єзоелектричний модуль, d	Коефіцієнт пропорційності між компонентами вектора поляризації та тензора механічних напружень (деформацій)	Кл/*Н*
Викликана поляризація, $\Delta U_{ВП}$	Властивість гірських порід зберігати електричне поле, яке виникло в результаті дії електричного струму, після припинення дії електричного струму	В
Поляризованість, $\overline{P}$	Відношення суми електричних моментів молекул у фізично малому елементі діелектрика до об'єму цього елемента	Кл/м^2
Поляризовність, η	Здатність атомів, іонів і молекул набувати електричного моменту під дією зовнішнього електричного поля	%
Самочинна поляризація, $\Delta U_{ПС}$	Властивість гірських порід створювати електричне поле в результаті окисно-відновних, фільтраційних, дифузійних, адсорбційних та інших процесів	В (мВ)
Фільтраційна електрохімічна активність, $\alpha_ф$	Характеристика здатності пористої речовини створювати різницю потенціалів потоку при фільтрації електроліту під дією зовнішнього тиску	В/Па
Дифузійно-адсорбційна електрохімічна активність, $\alpha_{да}$	Здатність породи (мінералу) поляризуватися на контакті з електролітом чи іншою вологою породою (мінералом)	В
Окисно-відновна електрохімічна активність, $\alpha_{ов}$	Здатність речовини створювати на межі електронних та іонних провідників природні потенціали	В

Електропровідність речовин зумовлена можливістю спрямованого руху носіїв заряду (електронів, іонів і дірок) під дією зовнішнього електричного поля.

Опір виникаючого електричного струму викликається хаотичним (тепловим) переміщенням заряджених часток і залежить від будови електронної оболонки атомів, кристалохімічних структур мінералів та іонізаційних властивостей розчинів електролітів.

За природою електропровідності виділяються:

- провідники (електронні та іонні);
- напівпровідники;
- діелектрики.

Найбільш характерною властивістю діелектрика є його поляризація – зміщення заряджених часток та орієнтування полярних молекул під дією електричного поля.

Поляризаційні властивості характерні також для багатьох напівпровідників.

Залежно від будови діелектриків розрізняють два основні види поляризації:

1) поляризація зміщення:
- поляризація електронного зміщення;
- атомного зміщення;
- іонного зміщення;
- пружна дипольна поляризація;

2) релаксаційна поляризація.

У змінних електричних полях для діелектриків властиві діелектричні втрати, пов'язані з переходом частини електричної енергії в тепло. Це явище обумовлено провідністю і повільно встановлюваною поляризацією.

Електронна поляризація полягає в заміщенні електронів атома відносно його ядра, характеризується часом τ заміщення та релаксації порядку 10^{-15} с, не залежить від частоти поля ω, спостерігається у твердих, рідких і газоподібних середовищах.

Іонна поляризація відбувається у твердих тілах з іонною кристалічною ґраткою, виражається в пружному заміщенні іонів відносно вузлів ґратки, характеризується часом τ 10^{-12}–10^{-13} с.

Атомна поляризація спостерігається в речовинах з валентними кристалами, в яких атоми з'єднані в молекулу завдяки особливій взаємодії валентних електронів. Час заміщення – 10^{-11}–10^{-13} с.

Дипольна (орієнтаційна) поляризація обумовлена наявністю в діелектрику полярних молекул, що розташовуються вздовж силових ліній поля, яке поляризує, характерна для рідин з полярними молекулами, перш за все для води. Час поляризації τ – 10^{-7}–10^{-10} с.

Час установлення релаксаційної поляризації значно більший і зумовлює струм I', який є сумою активного I'_a і реактивного $I'r$ струмів

$$I' = I'_r + I'_a.$$

Тангенс кута діелектричних втрат реального діелектрика визначається за формулою

$$\mathrm{tg}\delta = (I_a + I'_a)/(I'_r + I_c),$$

де I_c – ємнісний струм (струм зміщення); I_a – струм провідності, I'_r – реактивний струм.

У добре провідних речовинах заряди переміщуються (мігрують) і тому діелектрична проникність зростає до нескінченності.

Слід також пам'ятати про залежність діелектричної проникності (як й інших електричних параметрів) від напрямку, тож в анізотропних середовищах залежність між векторами електричної індукції та напруженості електричного поля описується тензором.

Електрохімічні процеси в гірських породах приводять до виникнення природних електричних полів. Найчастіше виникнення природних потенціалів викликано такими процесами:

1. окисно-відновними;
2. дифузійно-адсорбційними;
3. фільтраційними.

Окисно-відновна електрохімічна активність залежить від багатьох факторів:

- хімічного складу мінералів;
- структури породи;
- електропровідності рудних мінералів (масивні провідні поклади поляризуються сильніше, ніж вкраплені руди);
- хімічного складу породи;
- концентрації в зразку вод і газів, особливо кисню;
- анізотропності породи.

Окисно-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;
- їхнім гранулометричним складом;
- пористістю порід;
- вологістю;
- хімічним складом і мінералізацією розчину, що насичує породу.

Дифузійно-адсорбційна активність змінюється від – 0,005 В (чисті піски) до + 0,050…+ 0,070 В (у глинах і мергелях).

Величина фільтраційної активності також залежить від:

- мінерального складу порід;
- пористості порід;
- проникності порід;
- мінералізації розчину, що насичує породу;
- питомого опору породи;
- діелектричної проникності породи;
- в'язкості рідин, що насичують породу.

Значення цього параметра може досягати 0,01 В.

Властивість деяких кристалічних речовин поляризуватися під дією механічних напружень або деформацій називають п'єзоелектричним ефектом. П'єзоелектрична поляризація спостерігається як у 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 знака 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).

6.2. МЕТОДИ ВИВЧЕННЯ ЕЛЕКТРИЧНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ПОРІД І МІНЕРАЛІВ

Вимірювання *питомого електричного опору* (і провідності) порід здійснюють з використанням двохелектродного, чотириелектродного, а також електролітичного методів.

Двохелектродний метод заснований на вимірюванні сили струму, що проходить через досліджуваний зразок за відомої різниці потенціалів між електродами (рис. 6.1). Залежно від опору вимірюваного зразка породи для реєстрації сили струму можна використовувати амперметр (міліамперметр, мікроамперметр), гальванометр або електрометр. Зразок може мати форму куба, паралелепіпеда, циліндра або диска. Незалежно від схеми, що використовується, рекомендується застосовувати охоронне кільце для створення практично однорідного електричного поля.

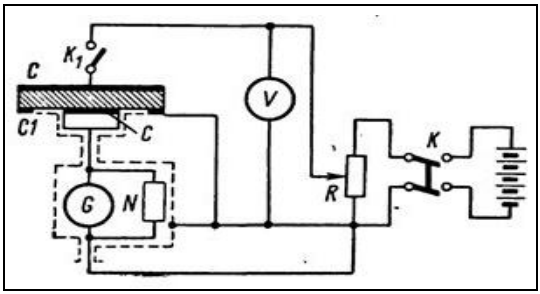


Рис. 6.1. Схема для вимірювання питомого електричного опору двохелектродним методом:
C – електроди; C_1 – охоронне кільце

Питомий електричний опір розраховується за формулою, яка залежить від форми електродів. Найпростіша формула:

$$\rho = \frac{RS}{l}, \qquad (6.1)$$

де R – електричний опір зразка; S – площа поперечного перетину зразка; l – довжина зразка, при використанні дискових електродів використовують формулу

$$\rho = \frac{R}{\frac{1}{d} + \frac{l}{S}}, \qquad (6.2)$$

де d – діаметр електрода.

Чотириелектродний метод заснований на вимірюванні різниці потенціалів ΔU між двома точками породи або еквіпотенціальними поверхнями, розташованими між живлячими електродами (рис. 6.2). Він дозволяє виключити біляелектродну поляризацію і вимірювати справжній питомий опір зразка. У цьому методі використовуються зразки різної форми як у вигляді циліндра, паралелепіпеда, куба, так і у вигляді блока породи неправильної форми. І в цьому випадку особлива увага повинна приділятися досягненню повного контакту електродів зі зразком.

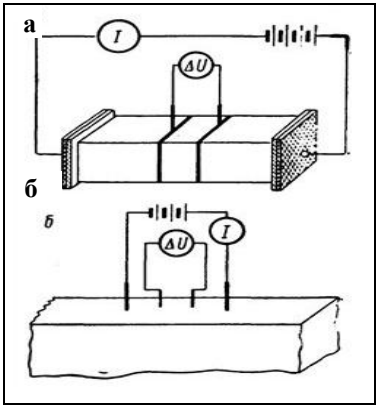


Рис. 6.2. Схеми чотириелектродних установок для визначення електричного опору зразків порід:
а – зразки правильної форми; б – зразки блока породи

Питомий електричний опір розраховується за формулою:

$$\rho = \frac{\Delta U}{I} \cdot K, \qquad (6.3)$$

де К – константа, яка залежить від параметрів електричної установки.

Для моделювання досліджування питомого опору в природних умовах насичують зразки водою (мінералізація якої відповідатиме умовам залягання).

Основні похибки у 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 пласкою, а при розташуванні електродів на торцях зразок повинен мати форму циліндра або паралелепіпеда.

В електролітичному методі використовується установка з використанням двох рідин (рис. 6.3).

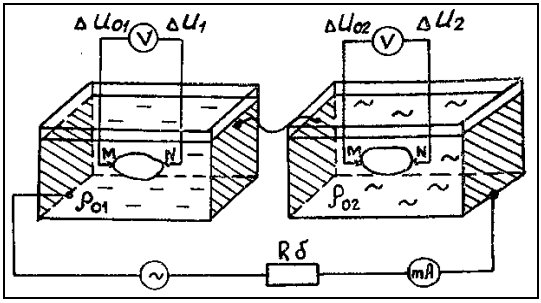


Рис. 6.3. Схема установки для визначення питомого електричного опору порід з використанням двох розчинів

Метод застосовується для визначення питомого електричного опору зразків довільної форми. У цьому випадку вимірюється падіння напруги між точками *MN* у кожній ванночці, коли в них немає зразка (ΔU_{01} та ΔU_{02}), а також із зразком (ΔU_1 та ΔU_2). Питомий електричний опір порід розраховується за формулою

$$\rho = \frac{\rho_{01}\dfrac{\Delta U_2 - \Delta U_{02}}{\Delta U_2} - \rho_{02}\dfrac{\Delta U_1 - \Delta U_{01}}{\Delta U_1}}{\dfrac{\Delta U_2 - \Delta U_{02}}{\Delta U_2} - \dfrac{\Delta U_1 - \Delta U_{01}}{\Delta U_1}}, \qquad (6.4)$$

де p_{01} та p_{02} – питомі електричні опори рідин, зазвичай використовуються вода ($p_{01} = 10 \div 30$ Ом м) та гліцерин ($p_{01} \approx 10^4$ Ом м).

Метод резистивіметра застосовується для визначення питомого електричного опору рідин і розчинів. Прилад складається із посудини, в яку вмонтовані чотири електроди. Досліджувана рідина наливається в ємність, після чого вимірюються: сила струму, що проходить через живильні електроди, та різниця потенціалів між вимірювальними електродами.

Питомий електричний опір розраховується так само, як в чотириелектродному методі за формулою

$$\rho = \frac{\Delta U}{I} \cdot K.$$

Коефіцієнт *K* знаходять при градуюванні резистивіметра за допомогою рідини, питомий електричний опір якої відомий. Зазвичай як таку рідину застосовують розчин NaCL, питомий електричний опір якого визначається за концентрацією солі.

Вибір конкретних вимірювальних засобів (місткові, резонансні, імпульсні) і приладів залежить від величини електричного опору застосовуваних зразків і частот.

Одним із методів визначення *діелектричної проникності* зразків порід є метод плаского 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.

З відомого рівняння

$$C = \frac{\varepsilon \varepsilon_0 S}{d} \qquad (6.5)$$

розраховується діелектрична проникність зразка породи

$$\varepsilon = \frac{Cd}{\varepsilon_0 S}, \qquad (6.6)$$

де *C* – ємність конденсатора, *d* та *s* – відповідно діаметр та площа пластини, ε_0 – діелектрична проникність діелектрика.

Крім того, існують прилади (рис. 6.4), якими можна визначати, крім електричного опору, також і електричну ємність зраз-

ків, що дає можливість розрахувати діелектричну проникність за формулою

$$\varepsilon = 4 \cdot \pi \cdot C_x \cdot l/S, \qquad (6.7)$$

де *CX* – виміряна ємність конденсатора із зразком.

Тангенс кута діелектричних втрат визначають резонансним методом, при якому коливальний контур настроюється в резонанс двічі – спочатку із зразком, а потім з конденсатором змінної ємності (C_x) та потенціометром (R_x):

$$\mathrm{tg}\delta = 0{,}5 \cdot \pi \cdot f \cdot C_x \cdot R_x, \qquad (6.8)$$

де f – частота.

Крім того, існує спеціалізована апаратура, яка дає можливість вимірювати тангенс кута діелектричних втрат, наприклад прилад RLC-метр (рис. 6.4).

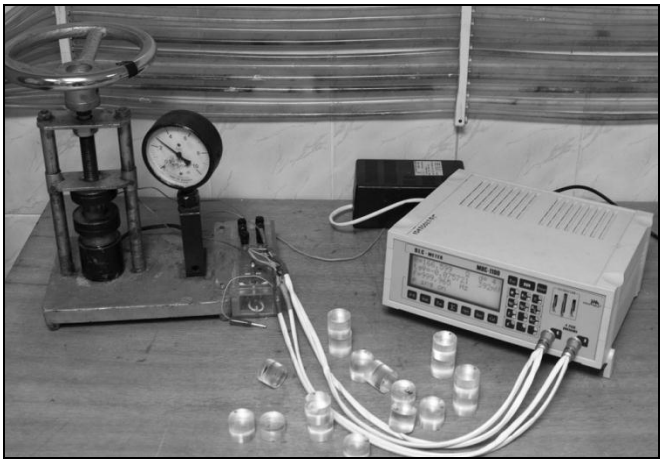


Рис. 6.4. Прилад RLC-метр

Методи вимірювання *параметра викликаної поляризації* порід засновані на вивченні перехідного процесу, який виникає в гірських породах під впливом імпульсного електричного поля.

Лабораторні методи вимірювання *поляризовності* аналогічні методам вимірювання електричного опору і спонтанної поляризації порід. Слід зазначити, що при вимірюваннях поляризовності необхідним є застосування електродів, що не поляризуються. У разі вимірювань на зразках мерзлих порід такі електроди ви-

готовляють з додаванням гліцерину або спирту до розчину солі металу електрода для запобігання замерзання розчину в необхідному інтервалі негативних температур. 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 поляризовність обраховують за відношенням залишкової різниці потенціалів поля викликаної поляризації $\Delta U_{вп}$ і різниці потенціалів ΔU, виміряної під час пропускання електричного струму перед його вимкненням

$$\eta = \Delta U_{вп}/\Delta U. \qquad (6.9)$$

Методи вимірювання *п'єзоелектричних* параметрів поділяються на ті, що використовують прямий і зворотній п'єзоефект.

За характером прикладеного навантаження виділяють статичні й 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) дозволяють розраховувати п'єзоелектричний модуль:

$$D = C \cdot \mathrm{U}/F. \qquad (6.10)$$

Динамічний метод відрізняється від статичного імпульсним (періодичним) характером прикладеного навантаження і заснований на використанні ультразвукової апаратури (сейсмоскопів і дефектоскопів) і п'єзоелементів. Недоліком відносно експресного динамічного методу є досить низька (± 10…30 %) точність.

6.3. 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 початку періодів, які мають незаповнені зовнішні орбіти, а низька провідність (високий опір) – елементам кінця періодів (напівпро-

відники 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 ÷ 2,3·10^{-8} Ом·м). Найяскравіше явище напівпровідності виявляється в германії, селені, телурі й деяких рідкісних елементах. Найвищий опір мають вуглець (алмаз), фосфор, кремній.

При класифікації *за питомим електричним опором*, як правило, виділяють три основні групи мінералів:

- провідники ($\rho < 10^2$ Ом·м);
- напівпровідники ($10^2 \div 10^{10}$ Ом·м);
- діелектрики ($10^{10} \div 10^{17}$ Ом·м).

Вельми хорошими провідниками електричного струму є самородні елементи за винятком сірки. Їхній питомий електричний опір становить 10^0–10^{-8} Ом м (табл. 6.2).

Таблиця 6.2. **Питомий електричний опір (Ом·м) головних породотвірних і рудних мінералів (за В. М. Дахновим)**

Мінерал	Питомий опір	Мінерал	Питомий опір
Антимоніт	10^4–10^6	Молібденіт	10^{-3}–10^{-1}
Ангідрит	10^7–10^{10}	Мусковіт	10^{-1}–10^1
Біотит	10^{12}–10^{15}	Нафта	10^9–10^{16}
Борніт	10^{-5}–10^{-1}	Нікель	6–7 10^{-8}
Галеніт	10^{-5}–10^{-3}	Ортоклаз	10^{10}–10^{14}
Галіт	10^{12}–10^{14}	Піротин	10^{-5}–10^4
Гематит	10^{-2}–10^{-1}	Платина	9,8 10^{-8}
Графіт	10^{-6}–10^{-4}	Ртуть	95 10^{-8}
Доломіт	10^7–10^{14}	Рутил	4 10^2
Залізо	10^{-8}–10^{-7}	Сидерит	10–10^3
Золото	2 10^{-8}	Сильвін	10^{13}–10^{15}
Кальцит	10^7–10^{12}	Слюда	1014–10^{15}
Кам'яна сіль	10^{14}–10^{15}	Срібло	1,5 10^{-8}
Кварц	10^1–10^{14}	Флюорит	10^{14}–10^{15}
Лімоніт	10^6–10^8	Халькопірит	10^{-3}–10^{-1}
Кіновар	10^6–10^{10}	Шпінель	10^4–10^8
Магнетит	10^{-2}–10^{-1}		
Марказит	10^{-2}–10^{-1}		

Мідь	$1{,}6\ 10^{-8}$		

Другу групу утворюють сульфіди та оксиди. Переважною більшістю вони мають відносно високу електропровідність ($\rho = 10^{-5}$–10^{2} Ом м). Серед сульфідів різко виділяються високим питомим опором кіновар і антимоніт (10^{4}–10^{10} Ом м). До них близький за значенням питомого опору сфалерит. У оксидів аномально високоомними є кварц, корунд і шпінель.

Сульфіди зазвичай мають електронний тип провідності, але трапляються випадки, коли у них відзначається діркова або змішана провідність. Причому різний тип провідності може мати місце в одному монокристалі. Подібне, наприклад, притаманне найбільш поширеному в природі рудному мінералу піриту, різний тип електропровідності трапляється у галеніті, арсенопіриті, молібденіті, піротині, борніті. Більшість же мінералів-напівпровідників мають тільки один тип провідності.

Велика частина мінералів третьої групи – типові діелектрики з питомим опором від 10^{7}. Провідність мінералів цієї групи – іонна, для них характерні різні види поляризації заміщення. До цієї групи належить більшість породотвірних мінералів осадових порід: польові шпати, кварц, кальцит, доломіт, гіпс, ангідрит, галіт, сильвін ті інші мінерали, які мають дуже високий опір.

Рудні мінерали – галеніт, піротин, пірит, халькопірит і багато інших мають дуже низький опір (10^{-6}–10^{1} Ом м). Лише деякі з них характеризуються відносно високим опором – це гематит, сидерит, лімоніт та ін.

Установлено зв'язок між електричним опором і густиною мінералів. Мінерали з найбільш високою густиною (самородні метали, рідні мінерали) характеризуються високою провідністю внаслідок металевої, іонно-металевої й ковалентно-металевої форм кристалічного зв'язку.

Величина *діелектричної проникності* мінералів суттєво залежить від:

- типу катіона та аніона;
- їхнього іонного радіуса;
- поляризовності;

• меншою мірою – від структурних особливостей мінералів.

В області радіочастот (табл. 6.3) лише незначна частина мінералів характеризується виключно електронною поляризацією зміщення. Такими мінералами є алмаз, сірка, селен, шеєліт, циркон, сфен, діелектрична проникність яких майже збігається 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.

Таблиця 6.3. **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
Молібденіт	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	Егірин	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
Магнезит	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 з високою діелектричною проникністю є переважно сульфідами й оксидами, що зумовлено великими іонними радіусами аніонів S^{2-} і O^{2-}. За ідентичності катіонів з'єднання сірки, як правило, відрізняються більшою величиною діелектричної проникності, ніж 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 їхнього іонного радіуса над радіусами інших катіонів, скільки підвищеними значеннями їхньої поляризовності ($\alpha_{Pb} = 4{,}32$; $\alpha_{Cu} = 1{,}81$). Дуже високою є діелектрична проникність рутилу та інших мінералів, що мають структуру типу перовськіту.

Діелектрична проникність більшості силікатів – у межах $6 \div 7$ і перевищує ці значення лише у випадку домінування катіонів Ca^{2+} і Fe^{2+}, Fe^{3+}($\varepsilon \le 10$). Підвищення 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 $5 \div 7{,}5$.

Для всіх груп мінералів спостерігаються узгоджені зміни кристалохімічної щільності та діелектричної проникності, що обумовлено залежністю останньої від кількості поляризованих часток в одиниці об'єму. Розходження в значеннях ε у різних кристалографічних напрямках може досягати 30 % (барит), що ілюструє вплив структурного чинника.

Мінерали-діелектрики, які мають високий опір, характеризуються малими діелектричними втратами, а їхній $tg\delta$ в діапазоні частот $10^5 \div 10^7$ Гц перебуває в межах $10^{-4} \div 10^{-2}$. Якщо діелектричні втрати зумовлені тільки провідністю, то тангенс кута діелектричних втрат плавно зменшується зі збільшенням частоти.

Величини потенціалів деяких рудних мінералів на межі розчин – мінеральний електрод у слабкокислому середовищі наведено в табл. 6.4.

Чим вищі значення $\Delta U_{пс}$ мінералу, тим вищі його акцепторні властивості й тим стійкіший він у парі з мінералом з більш ни-

зьким потенціалом. При зміні *pH* розчину потенціали мінералів досить сильно змінюються. Так, для піриту в слабкокислому розчині ($pH = 2 \div 3$) $\Delta U_{пс}$ = 0,45 В, а в кислому ($pH = 2 \div 3$) – уже 0,58 В, для галеніту, арсенопіриту відповідні величини становлять 0,25 і 0,30 В.

Таблиця 6.4. **Електричні потенціали деяких рудних мінералів у сірчанокислому розчині при *pH* = 5–6 (за Л. К. Яхонтовою)**

Мінерал	$\Delta U_{пс}$, В
Кобальтин	0,50
Марказит	0,48
Пірит	0,45
Арсенопірит	0,45
Піротин	0,42
Халькопірит	0,38
Молібденіт	0,35
Сфалерит	0,32
Вісмутин	0,30
Срібло	0,30
Фрейбергіт	0,39
Пентландит	0,28
Галеніт	0,25
Халькозин	0,25
Нікелін	0,10

6.4. ПИТОМИЙ ЕЛЕКТРИЧНИЙ ОПІР ГІРСЬКИХ ПОРІД І ВПЛИВ НА НЬОГО ФІЗИКО-ХІМІЧНИХ ФАКТОРІВ

6.4.1. Питомий електричний опір гірських порід

Електричні властивості гірських порід (табл. 6.5) залежить від великої кількості факторів різної природи:

- мінерального складу;
- пористості;
- тріщинуватості;
- вологості;
- мінералізації рідини, що насичує зразок;
- структури і текстури породи;
- температури та тиску тощо.

Однак, ураховуючи різку відмінність більшості електричних параметрів мінерального скелета 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 пустотного простору і структури включень електронопровідних мінералів.

Як й інші речовини, гірські породи за природою провідності поділяються на:

- електричні провідники (провідники першого роду), в яких електричні заряди переносяться вільними електронами;
- іонні провідники (провідники другого роду), в яких електричні заряди переносяться іонами розчинів, що заповнюють пустоти;
- породи із змішаним механізмом провідності.

У більшості гірських порід опір породотвірних мінералів є дуже високим. Подібні гірські породи в першому наближенні можна вважати такими, що складаються із мінерального скелета і природного розчину, який заповнює пори і тріщини.

Їхня електропровідність визначається:

1) електропровідністю мінерального скелета, яка завдяки високому опору породотвірних мінералів мало впливає на електропровідність загалом;

2) розподілом у породі електропровідних рудних і акцесорних мінералів;

3) електропровідністю вільної води;

4) поверхневою електропровідністю, спричиненою наявністю на зернах породи поверхневого, зв'язаного шару води;

5) розподілом у 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 і вивержених порід.

Таблиця 6.5. **Питомий електричний опір деяких порід (за Н. Б. Дортман і В. Н. Кобрановою)**

Порода	ρ, Ом·м		
	з гігроскопічною вологістю	з капілярною вологістю (слабкосолоні води)	із вкрапленнями рудних мінералів, графіту, вуглистої речовини
Граніт, гранодіорит	$1\cdot10^6\ldots8\cdot10^7$	$1\cdot10^3\ldots1\cdot10^4$	$1\cdot10^1\ldots5\cdot10^3$
Сієніт, діорит, габро	$1\cdot10^6\ldots3\cdot10^7$	$2\cdot10^3\ldots2\cdot10^5$	$5\cdot10^1\ldots5\cdot10^3$
Піроксеніт, перидотит	$1\cdot10^6\ldots1\cdot10^7$	$1\cdot10^5\ldots1\cdot10^6$	$1\cdot10^1\ldots1\cdot10^3$
Порфір кварцовий	$5\cdot10^4\ldots1\cdot10^6$	$1\cdot10^3\ldots1\cdot10^4$	$5\cdot10^1\ldots1\cdot10^3$
Порфірит	$5\cdot10^4\ldots5\cdot10^5$	$1\cdot10^3\ldots5\cdot10^4$	$1\cdot10^1\ldots1\cdot10^3$
Діабаз	$5\cdot10^5\ldots5\cdot10^6$	$1\cdot10^5\ldots1\cdot10^6$	$5\cdot10^1\ldots5\cdot10^3$
Андезит	$5\cdot10^3\ldots1\cdot10^5$	$5\cdot10^2\ldots1\cdot10^4$	$1\cdot10^2\ldots1\cdot10^3$
Базальт	$5\cdot10^3\ldots1\cdot10^5$	$5\cdot10^2\ldots1\cdot10^5$	$1\cdot10^2\ldots5\cdot10^3$
Кристалосланець	$1\cdot10^3\ldots1\cdot10^5$	$5\cdot10^2\ldots1\cdot10^5$	$5\cdot10^1\ldots1\cdot10^3$
Філіт	$1\cdot10^4\ldots1\cdot10^5$	$1\cdot10^3\ldots1\cdot10^4$	$1\cdot10^1\ldots5\cdot10^1$
Гнейс	$1\cdot10^4\ldots1\cdot10^5$	$1\cdot10^3\ldots1\cdot10^4$	$1\cdot10^1\ldots5\cdot10^1$
Амфіболіт	$1\cdot10^6\ldots1\cdot10^7$	$1\cdot10^5\ldots1\cdot10^6$	–
Мармур	$1\cdot10^6\ldots1\cdot10^7$	$1\cdot10^5\ldots1\cdot10^6$	–
Кварцит	$1\cdot10^6\ldots1\cdot10^8$	$1\cdot10^3\ldots1\cdot10^5$	$5\cdot10^1\ldots1\cdot10^3$
Роговик	$1\cdot10^6\ldots1\cdot10^7$	$1\cdot10^3\ldots1\cdot10^6$	$5\cdot10^1\ldots1\cdot10^3$
Скарн	$1\cdot10^6\ldots1\cdot10^7$	$1\cdot10^3\ldots1\cdot10^6$	$5\cdot10^1\ldots1\cdot10^3$
Глина	$1\cdot10^3\ldots1\cdot10^5$	$1\cdot10^1\ldots1\cdot10^2$	–
Аргіліт	$1\cdot10^3\ldots1\cdot10^5$	$2\cdot10^1\ldots2\cdot10^2$	–
Сланець глинистий	$1\cdot10^3\ldots1\cdot10^5$	$5\cdot10^1\ldots5\cdot10^2$	$1\cdot10^1\ldots1\cdot10^2$
Алевроліт	$1\cdot10^4\ldots1\cdot10^6$	$2\cdot10^1\ldots2\cdot10^2$	$1\cdot10^1\ldots1\cdot10^2$
Пісковик пористий	$1\cdot10^5\ldots1\cdot10^6$	$3\cdot10^1\ldots2\cdot10^2$	$1\cdot10^1\ldots1\cdot10^2$
Пісковик щільний	$1\cdot10^5\ldots1\cdot10^6$	$1\cdot10^2\ldots1\cdot10^3$	$1\cdot10^1\ldots1\cdot10^2$
Конгломерат	$1\cdot10^5\ldots1\cdot10^6$	$1\cdot10^2\ldots1\cdot10^3$	–
Мергель	$1\cdot10^4\ldots1\cdot10^5$	$1\cdot10^2\ldots1\cdot10^3$	–

Вапняк масивний	$1 \cdot 10^4 \ldots 1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^3 \ldots 1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^1 \ldots 1 \cdot 10^2$
Вапняк тріщинуватий	$1 \cdot 10^4 \ldots 1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^2 \ldots 1 \cdot 10^3$	$1 \cdot 10^1 \ldots 1 \cdot 10^2$
Доломіт	$1 \cdot 10^5 \ldots 1 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^3 \ldots 1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^1 \ldots 1 \cdot 10^2$
Ангідрит	$1 \cdot 10^4 \ldots 1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^3 \ldots 1 \cdot 10^5$	–
Гіпс	$1 \cdot 10^5 \ldots 1 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^5 \ldots 1 \cdot 10^6$	–

Питомий опір газонасичених (з видаленою гігроскопічною вологою) порід різного складу в цьому випадку відрізняється майже виключно за рахунок відмінності опору породотвірних 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, породотвірні мінерали яких (польові шпати, піроксени) мають дещо вищу провідність.

Більш різке зростання провідності при водонасиченні кислих відмін інтрузивних порід порівняно з ультраосновними обумовлено меншою пористістю і тріщинуватістю останніх.

Вплив мінерального складу на величину питомого опору є найпомітнішим у випадку низькопористих недеформованих відмін порід, електропровідність яких є близькою до електропровідності мінерального скелета.

Якщо в породі з високим опором породотвірних мінералів провідні компоненти (заповнені водою пустоти, рудні мінерали) містяться у вигляді ізольованих включень, то вони не справляють суттєвого впливу на електропровідність породи: для того щоб опір порід почав знижуватися, обсяг сферичних включень має перевищити 70 %, а еліпсоїдних – 50 %. Водночас, наявність у 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. Якщо вміст безперервно пов'язаних між собою провідних компонентів перевищує 10–20 %, то питомий опір порід стає близьким до питомого опору провідників.

6.4.2. Електропровідність і питомий електричний опір рідин та їхній вплив на електричні властивості гірських порід

Електропровідність вод пустотного простору суттєвим чином залежить від їхньої мінералізації та складу. При малих концентраціях солей, які найчастіше зустрічаються в природних умовах, опір води можна вважати величиною обернено-пропорційною до концентрації й 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 – за опір солей кальцію, калію і магнію.

Значно менший питомий опір гірських утворень, насичених водою, обумовлений збільшенням водонасичення пустотного простору.

Найбільш різка зміна властивостей такого роду відмічається в крупнозернистих пісках, гальці, сильнотріщинуватих скельних породах. Так, сухі піски можуть мати опір, що сягає десятків тисяч Ом м, тоді, коли в умовах повного вологонасичення він знижується до десятків, а при сильно мінералізованих водах і до одиниць Ом м.

Відсутність залежностей подібного роду в глинах обумовлена високим (20–40 % і більше) вмістом в них міцно- і рихлозв'язаної води. Зменшення електропровідності глин континентального походження ($\rho = 5 \div 20$ Ом·м) порівняно з морськими ($\rho = 1 \div 10$ Ом·м) пов'язано як із зростанням домішки уламкової компоненти (питомий опір суглинків і супісків ще вищий – $20 \div 60$ Ом·м), так і зі зміною мінералізації плівкової води.

Вплив водонасичення можна простежити на такому прикладі.

Якщо розглянути гірську породу як гетерогенну ізотропну систему, то нижню і верхню межу діапазону змін питомого опору гетерогенної ізотропної системи ($\rho_{\text{П}}^{-}$ і $\rho_{\text{П}}^{+}$, відповідно), складеної практично неелектропровідною мінеральною матрицею ($\rho_{\text{м}} \to \infty$) та відносно високопровідним флюїдом ($\rho_{\text{ф}}$), можна оцінити (рис. 6.5) за об'ємним вмістом флюїду (тобто $K_{\text{вн}}$ – коефіцієнтом водонасичення):

$$\rho_{\text{Í}}^{-} = \rho_{\text{Ô}} \cdot \left(1 + 1{,}5 \cdot \frac{1 - K_{\text{Âí}}}{K_{\text{Âí}}} \right), \qquad (6.11)$$

$$\rho_{\text{í}}^{+} = 0{,}5\rho_{\text{ô}} \cdot \left(X - 1 + [(X+1)^2 + 32] \right)^{0{,}5}, \qquad (6.12)$$

де

$$X = -3 + 4{,}5 \cdot \frac{1 - K_{\text{âí}}}{K_{\text{âí}}}$$

У випадку тріщинуватих і кавернозних порід суттєве значення для формування електропровідності мають їхні фільтраційні властивості, вплив яких на величину питомого опору можна оцінити за наявності інформації щодо площі питомої поверхні пустотного простору ($S_{\text{п}}$) та коефіцієнта проникності ($K_{\text{пр}}$), за модифікованим рівнянням Козені – Кармана

$$\rho_{\text{í}} = \rho_{\text{ô}} \cdot \frac{K_{\text{âí}}^{\ 2}}{2 \cdot \text{S}_{\text{í}}^{\ 2} \cdot K_{\text{ï ð}}}. \qquad (6.13)$$

Установлені експериментально залежності електропровідності від водонасичення ($\gamma = f(K_{\text{вн}})$) 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 пустотного простору. Видалення гігроскопічної вологи призводить до зростання опору порід на 2–3 порядки (до 107 ÷ 108 Ом·м і вище).

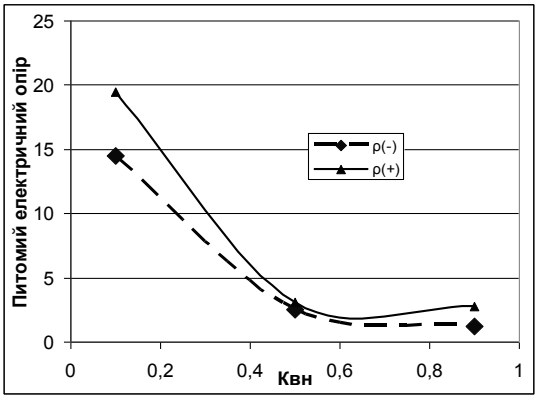


Рис. 6.5. Вплив водонасичення на зміну питомого опору породи

Роль іонної провідності водних розчинів солей в загальній величині опору порід зростає зі збільшенням об'єму провідних пустотних каналів, і за пористості понад 5 % вплив напівпровідникової провідності мінерального скелета порід стає другорядним.

Безсумнівною є залежність питомого електричного опору від вологості й пористості для осадових уламкових та іонно-біогенних слабкоглинистих порід (пісковиків, пісків, вапняків, доломіту). Ця залежність добре вивчена для порід різного літологічного складу, різної цементації й структури і використовується для визначення пористості за опором.

Вплив насичення гірських порід мінералізованою водою може бути досліджено за допомогою відомого параметра пористості ($P_п$):

$$P_n = \frac{\rho_п^{вод}}{\rho_{мін.вод}}, \qquad (6.14)$$

де $\rho_п^{вод}$ – питомий електричний опір водонасиченої породи, $\rho_{мін.вод.}$ – питомий електричний опір мінералізованої води, що насичує зразок.

Цей параметр має щільну залежність з коефіцієнтом пористості породи і пов'язаний з ним рівнянням Арчі – Дахнова (рис. 6.6)

$$P_{пл} = a \cdot K_п^{-m}, \qquad (6.15)$$

де a – постійний коефіцієнт, m – структурний показник.

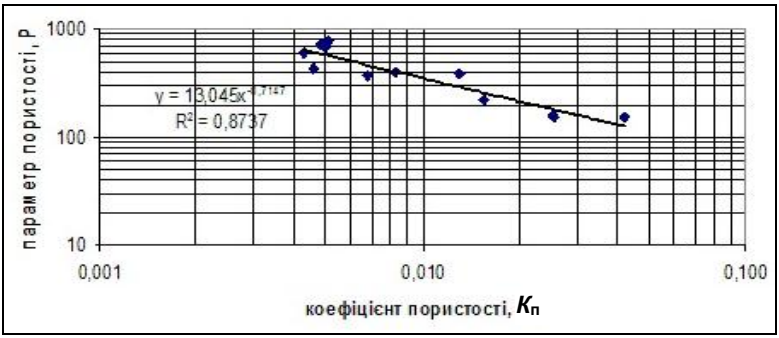


Рис. 6.6. Залежність Арчі – Дахнова для пісковиків Західношебелинської площі (карбон)

Широко використовується відомий параметр насичення ($P_н$), який вказує, у скільки разів збільшується опір породи $\rho_{нп}$ при частковому заповненні його пустот нафтою порівняно з опором $\rho_{вп}$ тієї ж породи, але насиченої вологою на 100 %, а саме:

$$P_н = \frac{\rho_{нп}}{\rho_{вп}}. \qquad (6.16)$$

За величиною параметра насичення $P_н$ аналізується ступінь насичення породи нафтою чи газом. Залежність питомого опору гірської породи від коефіцієнтів водонасичення $K_в$ і нафтонасичення $K_н$ на основі розрахункових і експериментальних даних (за В. Н. Дахновим, 1975) може бути виражена таким співвідношенням:

$$P_í = \frac{\rho_{íï}}{\rho_{âï}} = \frac{à_í}{(1-\hat{E}_í)^n} = \frac{à_í}{\hat{E}_â^{ï}} \qquad (6.17)$$

Останній вираз слушний в тому випадку, якщо коефіцієнт $a_н$ і показник ступеня n мають значення:

- для піщано-глинистих порід (при $K_в < 40$ %) $a_н = 0{,}6$ і $n = 2{,}25$;
- для карбонатних порід (при $K_в < 25$ %) $a_н = 0{,}4$ і $n = 2{,}1$.

Зі збільшенням вмісту нафти в породі зростає параметр насичення і збільшується опір гірської породи. На основі численних досліджень залежності параметра насичення від нафтоносності

глинистих пісковиків установлено, що за наявності глинистих мінералів зменшується значення $P_н$ порід, які придатні для отримання промислової нафти.

Потрібно відмітити, що експериментальні дані (рис. 6.7) за залежністю $P_н = f(K_в)$ не завжди точно описуються наведеними формулами.

Це значною мірою обумовлено тим, що у формулі не враховуються як структурні особливості твердого скелета породи, так і характер розподілу рідкої фази в пустотному просторі. Характер розподілу води в породі визначається умовами змочування зерен мінералів рідиною. У більшості випадків поверхня мінералів гідрофільна, і зв'язана вода у вигляді тонких плівок вкриває ці зерна.

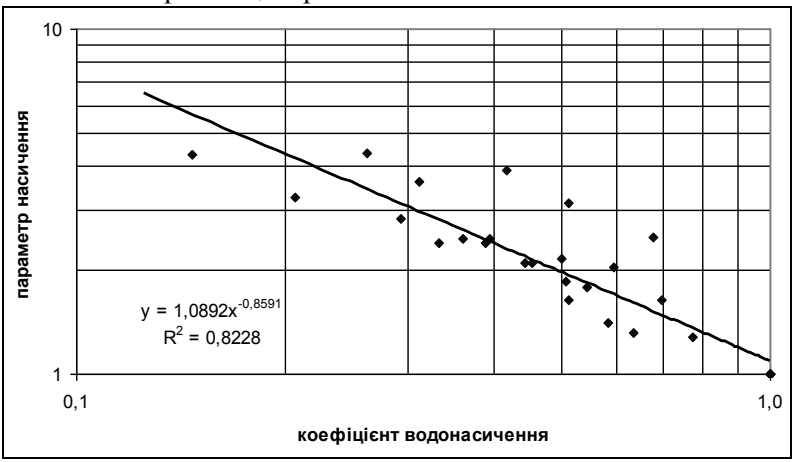


Рис. 6.7. Кореляційна залежність між коефіцієнтом водо насичення ($K_в$) та параметром насичення ($P_н$) (кембрійські вапняки Володимирівської площі)

За однаковим нафтонасиченням параметр насичення гідрофобної породи приблизно на порядок вищий, ніж параметр насичення гідрофільної породи. Високий опір мають породи, які вміщують водно-нафтові емульсії, оскільки в них вода ізольована нафтою і практично не бере участі в електропровідності.

6.4.3. Вплив на питомий опір гірських порід фізичних факторів

При аналізі даних щодо питомого опору гірських порід слід враховувати зменшення опору при зростанні частоти струму. Зазначена залежність є найпомітнішою для високоомних кристалічних порід, однак виявляється 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 належать до них) знижується, а провідників першого роду (рудні мінерали) зростає. Це явище належить враховувати при вивченні електричних властивостей порід на великих глибинах.

Електропровідність гірських порід різко (у сотні разів) зменшується також при пониженні температури з переходом через точку замерзання вільної води. У цьому випадку у складі гірських порід з'являється лід, опір якого близький до опору мінерального скелета (10^{10}…10^{12} Ом·м). Так, опір пісків і грубоуламкових порід при 272 К у сотні разів вищий, ніж при 274 К. Для глинистих порід він зростає в декілька разів при зниженні температури до 265–270 К. Для масивних кристалічних порід відношення опору замерзлої й талої породи не перевищує 10 і зростає лише у випадку тріщинуватих порід.

Дослідження впливу тиску на електричний опір гірських порід розвивається в двох напрямках. Перший напрямок пов'язаний з вирішенням завдань промислової геофізики, головним чином установлення залежності між тиском і опором порід-колекторів та їхнім параметром пористості $P_{\text{п}}$. У такому випадку при дослідженнях тиск змінюється до P = 100 МПа. Для другого напрямку (польової геофізики) потрібні дані з вимірювання опору глибинних гірських порід із тиском до декількох десятків паскалів. Недостатня кількість експериме-

нтального матеріалу з цього питання гальмує розвиток теорії про стан речовини в надрах Землі.

Уперше залежність опору порід-колекторів при тиску була вивчена Феттом на 20 зразках пісковику, штучно насичених розчином хлористого натрію.

Дослідники передбачають (І. М. Безродна [5], С. А. Вижва, [11], В. Н. Дахнов [22], Н. Б. Дортман [39], Л. М. Марморштейн [31] тощо), що основну роль у процесі збільшення опору з тиском відіграють пустоти, кількість яких визначається вмістом глинистого матеріалу (рис. 6.8).

Було встановлено, що пористість змінюється значно менше, ніж проникність і опір, що може спостерігатися тільки при закритті або зменшенні перерізу малих пустот.

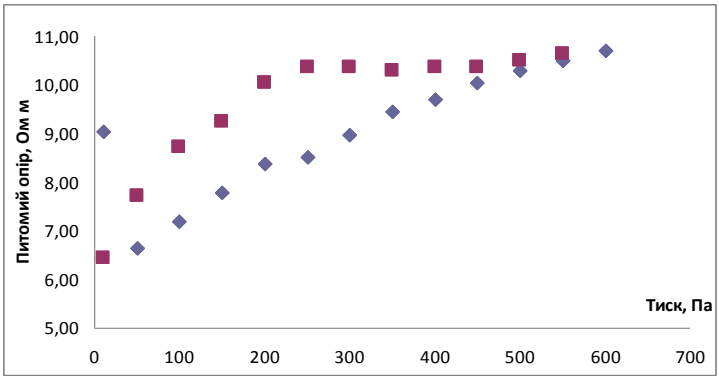


Рис. 6.8. Залежність питомого опору зразка пісковику від тиску (Сушнівська площа, девон)

Крім того, суттєве значення пустот малого діаметра у зміні опору випливає із формули Добриніна, яка виведена для визначення відносної зміни параметра пористості з тиском:

$$\frac{P_n^p}{P_n} = \frac{1}{\left(2\frac{1-\beta_n^{\max} f(p)}{1-K_n\beta_n^{\max} f(p)} - 1\right) k^{f(p)\frac{C_{гл}}{K_n + C_{гл}}}}, \qquad (6.18)$$

де $C_{гл}$ – об'ємний вміст глинистого матеріалу в породі у відсотках; $K_п$ – коефіцієнт пористості; $\beta_п^{max}$ – коефіцієнт максимального стиснення пор породи.

Для порід осадового комплексу з достатньо високим вмістом вологи характерне збільшення опору з ростом тиску. Значення опору залежить від кількості й від типу цементу. Підвищення опору цих порід з тиском обумовлено як зменшенням площі поверхні пустотного простору, так і ускладненням конфігурації пустот, тобто струмопровідних каналів, про що свідчить значне зменшення проникності з опором (до 50 % при P = 35 МПа).

Експериментальні дослідження показують, що для щільних осадових порід з малим вмістом вологи і для вивержених порід в умовах як одностороннього стискання, так і всебічного (об'ємного) тиску до 100 МПа спостерігається зменшення опору.

Дослідження опору гірських порід в умовах усебічного тиску до 100 МПа показує, що залежність $\rho = f(p)$, яка спостерігається при односторонньому тиску (рис. 6.9), в основному зберігається (Н. Б. Дортман [49]).

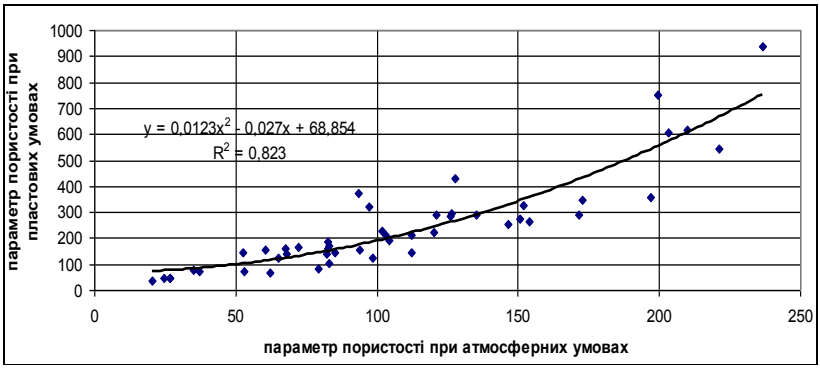


Рис. 6.9. Залежність параметра пористості ($P_{пл}$) в пластових умовах від параметра пористості (P) в атмосферних умовах (пісковики Волино-Поділля, кембрій)

6.4.4. Електрична анізотропія питомого опору

Будова струмопровідних шляхів, характер розташування пор і тріщин, їхня 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.

У 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. У тріщинуватих кристалічних породах найбільш сприятливий напрямок струму визначається простяганням системи тріщин.

Величина анізотропії характеризується коефіцієнтом анізотропії $\lambda\rho$ та середнім квадратичним опором анізотропної товщі ρ_m:

$$\lambda_\rho = \sqrt{\rho_n / \rho_t}\ ,\ \rho_m = \sqrt{\rho_n \cdot \rho_t}\ , \qquad (6.18)$$

де ρ_n – питомий електричний опір перпендикулярно нашаруванню чи напрямку простягання системи тріщин; ρ_t – питомий електричний опір за нашаруванням або вздовж системи тріщин.

Найчіткіше виражена електрична анізотропія у графітистих і вуглистих сланцях, кам'яному вугіллі, глинистих сланцях, шаруватих пісковиках.

6.5. ДІЕЛЕКТРИЧНА ПРОНИКНІСТЬ

Позбавлені вологи гірські породи є двокомпонентними системами, діелектричні властивості яких визначаються:

1. частотою електричного поля;
2. мінеральним складом;
3. кількісним співвідношенням мінералів з різною діелектричною проникністю;
4. текстурними і структурними особливостями породи;
5. коефіцієнтом пористості.

Експериментальні дані щодо зменшення діелектричної проникності та тангенса кута діелектричних втрат із зростанням

частоти (ω) електричного поля описуються відомими формулами Дебая, за якими ε є функцією 1/ω.

Формули Дебая описують залежність дійсної ε' та уявної ε" частин комплексної діелектричної проникності середовища

$$\varepsilon = \varepsilon' - {}^{3}\varepsilon'' \tag{6.19}$$

від частоти і часу релаксації τ:

$$\varepsilon' = \varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_\infty}{1+\omega^2\tau^2}, \quad \varepsilon'' = \frac{(\varepsilon_0 - \varepsilon_\infty)\omega\tau}{1+\omega^2\tau^2}, \tag{6.20}$$

де ε_0 – значення ε' – для низьких частот, а ε_∞ – для високих частот.

Величина ε'' визначає втрати енергії, яка розсіюється в діелектрику в результаті змінення поляризації.

Залежність діелектричної проникності від мінерального складу принципово описується формулою Ліхтенекуера

$$\varepsilon = \sum x_i \cdot \lg\varepsilon_i, \tag{6.21}$$

де ε, ε_1, ε_2, ε_i – діелектрична проникність суміші та окремих компонент; x_1, x_2 і x_i – об'ємні концентрації компонент ($\sum x_i = 1$).

Однак найкращу збіжність розрахунків діелектричної проникності з експериментальними даними (для ізотропних порід) дає формула Л. В. Лоренц-Лоренца

$$\varepsilon = \varepsilon_1 + \frac{\varepsilon_1 \cdot x_2 \cdot (\varepsilon_2 - \varepsilon_1)}{\varepsilon_1 + 3^{-1} \cdot (1 - x_2) \cdot (\varepsilon_2 - \varepsilon_1)}, \tag{6.22}$$

а за значної відмінності діелектричної проникності компонент більш правильним є застосування вирішення рівняння В. М. Одолевського

$$\varepsilon = a + \sqrt{a^2 + 0{,}5 \cdot \varepsilon_1 \cdot \varepsilon_2}, \tag{6.23}$$

де

$$a = 0{,}25 \cdot ((3 \cdot x_1 - 1) \cdot \varepsilon_1 + (3 \cdot x_2 - 1) \cdot \varepsilon_2).$$

Відмінності розрахункових та експериментальних даних обумовлені залежністю діелектричної проникності від розміру включень (зростає із зменшенням діаметра зерен), від розподілу речовин у 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 внесок не тільки мінералів з електронною провідністю та мінералів-діелектриків, а й заповнювача пустотного простору.

Оскільки діелектрична проникність газів набагато менша, ніж мінералів, то є сухих гірських порід зі збільшенням пористості зменшується, це зменшення є найпомітнішим у напрямку, перпендикулярному до площини орієнтації видовжених пустот.

Наявність у пустотах порід мінералізованого розчину спричиняє зростання діелектричної проникності гірських порід, оскільки величина цього параметра в розчині, що насичує пустотний простір, значно більша (близько 80 у вільної води, 30–80 – у рихлозв'язаної та 5–30 у міцнозв'язаної плівкової води), ніж у породотвірних мінералів.

Підвищення значень діелектричної проникності порід при водонасиченні може бути викликано також процесами поляризації в подвійному електричному шарі на контакті із твердою фазою. Вплив вологи на величину діелектричної проникності тим більший, чим нижча частота електричного поля.

Зі збільшенням концентрації солей в пустотному наповнювачі діелектрична проникність порід зменшується, що особливо помітно в області низьких частот і малих концентрацій розчину.

Певна закономірність у розташуванні зерен мінералів, їхнє орієнтування відносно кристалографічних осей, а також чергування шарів різного мінерального складу створюють анізотропію діелектричної проникності гірських порід. Діелектрична проникність уздовж шаруватості вища, ніж упоперек. При цьому для водонасичених порід ця залежність виражена більш різко, ніж для сухих.

Підвищеною діелектричною проникністю (порівняно з гранітами) характеризуються також деякі лужні породи за рахунок наявності егірину (табл. 6.6, 6.7), нефеліну та інших мінералів.

Таблиця 6.6. **Діелектрична проникність анізотропного вапняку (за Н. Б. Дортман [49])**

Порода	ε перпендикулярно нашаруванню породи		ε паралельно нашаруванню породи	
	суха	волога	суха	волога
Мармур сірий	6,2	6,8	8,3	9,4
Вапняк	8,3	10,4	8,5	12,2
	8,3	9,7	8,2	10,7

Вміст мінералів з електронною провідністю (зокрема магнетиту) та характер їхнього розподілу є визначальними також при формуванні величин тангенса кута діелектричних втрат. Крім того, досить значні зміни параметра може викликати зміна вмісту Fe^{2+} і Fe^{3+}. Також суттєво значно зростає tgφ порід при дисперсному виділенні рудної компоненти або її розташуванні по межі зерен породотвірних мінералів.

Таблиця 6.7. **Діелектрична проникність (у частотному діапазоні 10^2–10^7 Гц), поляризовність і дифузійно-адсорбційна активність деяких гірських порід (за В. Кобрановою [27])**

Порода	Діелектрична проникність	Поляризовність, %	Дифузійно-адсорбційна активність, мВ
Пісок	4…> 30	0,025…1,6	–5…+15
Пісковик	3…> 30	0,03…4,5	–5…+50
Алевроліт	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 поляризовності відповідають породам з рудними включеннями.

Найбільший вплив на величину діелектричної проникності метаморфічних порід справляють пористість, вміст мінералів з електронною провідністю, а також кальцієвих (кальцит) і залізистих мінералів (шамозит, сидерит).

Отже, як правило, за однакової пористості підвищеною діелектричною проникністю відзначаються мармури. Діелектрична проникність гнейсів за відсутності в них сульфідів і карбонатів є невеликою. У метаморфічних амфіболвмісних породах діелектрична проникність зростає зі збільшенням вмісту в них амфіболу.

Визначальним чинником впливу на величину діелектричної проникності осадових порід є, безумовно, їхня пористість і склад заповнювача – найвищі її величини (до 80 Ф/м) встановлені для водонасичених пісків і пісковиків. Наступним, за значенням, чинником є співвідношення вмісту кварцу, карбонатів і глинистих мінералів як основних породотвірних мінералів осадових порід.

Діелектрична проникність кальциту і доломіту в 1,5–2 рази більша проникності кварцу, тому карбонатні породи характеризуються вищими значеннями ε, ніж пісковики та інші кварцвмісні породи.

Суттєвому зростанню ε сприяє підвищення вмісту глинистих мінералів, діелектрична проникність яких, завдяки наявності зв'язаної води в міжпакетному просторі, може перевищувати 25 Ф/м. Тангенс кута діелектричних втрат водонасичених глин, пісків, пісковиків може становити 0,1 ÷ 1, а то і вище.

6.6. ДІЕЛЕКТРИЧНІ ВТРАТИ ТА ПОЛЯРИЗАЦІЯ

Діелектричні втрати в мінералах і гірських породах зумовлені повільно встановлюваними видами релаксації.

Останні виявляються внаслідок наявності в речовині:

- полярних молекул;
- складних комплексних аніонних радикалів;
- хімічно зв'язаної води;
- процесів на межі твердої й рідкої фаз, на контактах діелектрика і напівпровідника тощо.

Величина тангенса кута діелектричних втрат гірських порід сильно залежить від вмісту електроліту, що насичує пустотний простір, і рудних мінералів з низьким опором; зі збільшенням їхньої кількості tgφ росте.

Вищі, порівняно з кислими магматичними породами, значення діелектричної проникності в основних та ультраосновних породах обумовлені в першу чергу зростанням вмісту Fe^{2+} і Ca^{3+} в породотвірних мінералах, більш високим вмістом рудних мінералів (у першу чергу рівномірно розподіленої по породі тонкодисперсної фракції сульфідів) і часто меншим розміром зерен.

Щоправда, вплив перелічених чинників частково компенсується певним зменшення пористості (що викликає еквівалентну зміну водонасичення) 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 Ф/м (при частоті 10^2 Гц).

Поляризовність гірських порід змінюється переважно в діапазоні від 0,1 % до 30 ÷ 40 % і залежить від мінерального складу, структурно-текстурних особливостей порід, вологості; мінералізації рідини, що насичує зразок.

Якщо порода чи руда має у своєму складі електропровідні мінерали низького опору (сульфіди, графіт тощо), то поляризовність досягає аномально високих значень (60 ÷ 80 % у суцільних сульфідних рудах і понад 90 % в антрацитах) і слабко залежить від вмісту інших мінералів.

Слід урахувати, що поляризовність залежить не тільки від об'ємного вмісту електропровідних мінералів, але й від площі їхнього контакту з іонними провідниками (розчинами). При цьому спостерігається зростання поляризовності порід, що вміщують рудні мінерали зі збільшенням їхньої вологості.

У породах, які не містять електропровідних мінералів, підвищена поляризовність (до 3–6 %) відзначається в масивних кристалічних і деяких піщано-глинистих утвореннях. Найменші значення поляризовності 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 зі збільшенням об'ємної вологості й зростає за наявності залізистого, піритового, сидеритового, глинистого і глинисто-серицитового цементу. Істотний вплив на $\alpha_{да}$ справляє ефективний діаметр часток піщано-глинистих порід – з його збільшенням величина параметра зменшується.

Зростанню дифузійно-адсорбційної активності сприяє збільшення електрохімічної адсорбційної поверхні часток, а також збільшення ємності поглинання порід. Особливо відчутне зростання $\alpha_{да}$ спостерігається при сорбції іонів калію.

Таким чином, розглянуто основні електричні властивості гірських порід і фактори, що їх обумовлюють.

Результати петроелектричних досліджень широко використовуються для створення та поліпшення фізико-геологічних моделей середовищ при:

- електророзвідувальних дослідженнях;
- інтерпретації матеріалів геофізичних досліджень свердловин;
- геохімічних пошуках;
- вирішенні гідрогеологічних та інженерно-геологічних завдань.

Запитання для самоконтролю

1. Питомий електричний опір хімічних елементів і мінералів.
2. Природна і викликана поляризація гірських порід.
3. Електрохімічні процеси в гірських породах.
4. Діелектричні втрати, тангенс кута діелектричних втрат.
5. Визначення питомого електричного опору гірських порід на зразках.
6. П'єзоелектричний ефект мінералів.
7. Як поділяють мінерали за природною електропровідністю?
8. Діелектрична проникність гірських порід.
9. Питомий електричний опір гірських порід різних генетичних типів і складу.
10. П'єзоелектричний ефект гірських порід.
11. Залежність електропровідності гірських порід від температури і тиску.
12. Залежність питомого електричного опору від ємнісних властивостей осадових гірських порід.
13. П'єзоелектричний ефект гірських порід.

Завдання

Підготувати розгорнутий реферат на тему: "Електричні властивості мінералів".

7. ПЕТРОМАГНІТНІ МЕТОДИ

7.1. Основні петромагнітні параметри

Магнетизм – властивість порід намагнічуватись у магнітному полі, змінювати його та інколи зберігати намагнічений стан після припинення дії поля.

Він виявляється при взаємодії двох намагнічених зразків або при взаємодії намагніченого зразка та провідника, по якому тече струм. Магнетизм порід залежить від їхнього генезису, умов утворення та існування.

Магнітні властивості змінюються при зміні тиску і температури, адже при цьому змінюється не тільки структура породи але й її мінеральний склад.

У речовині, розміщеній в магнітному полі, з'являється внутрішнє магнітне поле, що накладається на зовнішнє (намагнічувальне). Мірою намагнічування речовини (табл. 7.1) є її намагніченість (J), яка є функцією напруженості зовнішнього магнітного поля (H). Для парамагнетиків зв'язок між цими параметрами в широкій області полів носить лінійний характер:

$$J = æ \cdot H. \qquad (7.1)$$

Об'ємна намагніченість $\vec{J}_v = æ \vec{I}$, а масова $\vec{J}_m = \chi \vec{H}$.

Коефіцієнт пропорційності æ називається об'ємною магнітною сприйнятливістю, а χ – масовою магнітною сприйнятливістю.

$$\vec{J}_m = \vec{J}_v / \sigma = \chi \vec{H}, \quad \vec{J}_v = \sigma æ \vec{H} \qquad (7.2)$$

$$\chi = æ/\sigma \text{ в } м^3/кг.$$

Магнітна сприйнятливість пов'язана для парамагнетиків з відносною магнітною проникністю (μ) співвідношенням

$$\mu = 1 + æ. \qquad (7.3)$$

У феромагнетиках æ та μ складним чином залежать від напруженості поля.

Таким чином, наведено основні петромагнітні параметри, що досліджуються в геології.

Таблиця 7.1. **Основні петромагнітні параметри**

Параметр, індекс	Визначення	Одиниця вимірювання, СІ
Магнітна сприйнятливість, æ	Спроможність речовин змінювати свій магнітний момент під дією зовнішнього магнітного поля	б/р
Відносна магнітна проникність, μ	Характеристика зростання сили магнітної взаємодії електричних струмів при перенесенні їх із вакууму в дане середовище	б/р
Абсолютна магнітна проникність, μ_a	Здатність речовини концентрувати в собі силові лінії зовнішнього магнітного поля	Гн/м
Намагніченість, J	Магнітний момент одиниці об'єму	А/м
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 у постійному магнітному полі	А/м
В'язка залишкова намагніченість, J_{rv}	Залишкова намагніченість, що виникає внаслідок релаксаційних процесів (у постійному магнітному полі)	А/м
Параметр (чинник) Кенігсбергера, Q	Відношення залишкової намагніченості до індукованої $Q = J_r / J_i$	б/р
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 феромагнетику	А/м
Температура (точка) Кюрі, T_c	Температура, вище якої феромагнітний стан змінюється парамагнітним	*K*

7.2. ВИЗНАЧЕННЯ МАГНІТНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ЗРАЗКІВ

При масових петрофізичних дослідженнях звичайно обмежуються вимірювання магнітної сприйнятливості, величини і напрямку природної залишкової намагніченості J_n; інші ж параметри – стабільність вектора J_n, точку Кюрі, намагніченість насичення; коерцитивну силу тощо вивчають, як правило, лише при спеціальних роботах.

Сьогодні відома велика кількість різноманітних приладів і способів для вимірювання магнітної індукції, магнітного потоку і напруженості магнітного поля.

Як правило, прилад для вимірювання магнітних величин складається з двох частин:

- вимірювального перетворювача, призначенням якого є перетворення магнітної величини на величину іншого виду, більш зручну для подальших операцій (електричну або механічну);
- вимірювального пристрою для вимірювання вихідної величини вимірювального перетворювача.

Вимірювальні перетворювачі, вхідною величиною яких є магнітна величина, називають магнітовимірювальними і відповідно до виду вихідної величини поділяють на три основні групи:

1. магнітоелектричні перетворювачі;
2. магнітомеханічні;
3. магнітооптичні.

У кожній із цих груп багато різновидів перетворювачів, основою для створення яких служать ті чи інші фізичні явища. Основними, найбільш широко використовуваними явищами можуть бути такі:

- явище магнітної індукції;
- силова взаємодія вимірювального магнітного поля з полем постійного магніту або контуру зі струмом;
- гальваномагнітні явища, явище зміни магнітних властивостей порід у магнітному полі;
- явища, що виникають при взаємодії мікрочастинок з магнітним полем.

Друга частина приладу для вимірювання магнітних величин може бути або звичайним приладом для вимірювання електричної величини, або приладом зі спеціальними характеристиками.

Основними методами вимірювання магнітних параметрів порід є магнітометричний та індукційний.

Магнітометричний метод полягає у вимірюванні магнітного поля, утворюваного досліджуваним зразком, і подальшому розрахунку магнітних параметрів порід за рівнянням

$$M = (æ \cdot H + J_n) \cdot V, \qquad (7.4)$$

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 вимірювання магнітних параметрів може застосовуватися при будь-якому індикаторі напруженості магнітного поля.

При одному із варіантів реалізації *індукційного методу* вимірюється електрорушійна сила (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 у так званих рок-генераторах, які найчастіше застосовуються при вивченні величини та напрямку природної залишкової намагніченості.

Другий варіант індукційного методу полягає в занесенні зразка всередину котушки з током. Додаткова ЕРС, яка виникає у зв'язку зі зміною магнітного потоку всередині котушки, є пропорційною до магнітної сприйнятливості породи.

Саме цей принцип реалізований в капометрах 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 у момент кристалізації магнітних мінералів) з успіхом використовується в структурному аналізі.

Дуже поширеним є метод визначення *стабільності залишкової намагніченості* 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 залишкової намагніченості (J_{rv}) у даній породі. Зміна в'язкої намагніченості в слабких полях визначається коефіцієнтом магнітної в'язкості

$$K_{rv} = J_{rv}^{0,5}/\lg t, \qquad (7.5)$$

де t – час.

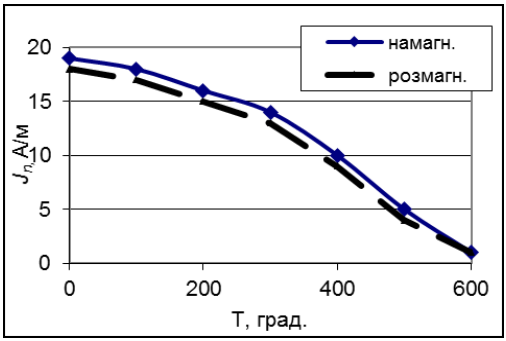
Визначення коефіцієнта в'язкості породи зводиться до установлення виниклої в слабких полях залишкової намагніченості в деякі проміжки часу, наприклад за 10^2, 10^3, 10^4 хв тощо.

Оцінка стабільності намагніченості до нагріву забезпечується вивченням кривих температурного розмагнічування $J_n(T)$. За цими кривими виявляють наявність у породі різних компонент намагніченості (рис. 7.1), що мають змінний характер зміни J_n при нагріві, а також наявність у породі феромагнетиків з різноманітними точками Кюрі.

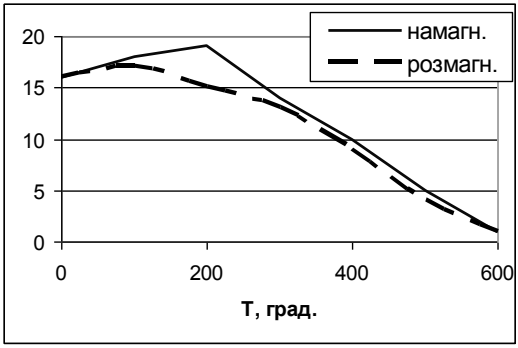
Аналогічним чином вивчають залежності від температури також магнітну сприйнятливість (æ) та інші параметри насиченості.

Наприклад, крива розмагнічування, зображена на рис. 7.1, а, має назву звичайної оберненої та характерна для слабкомагнітних порід, до складу яких зазвичай входить магнетит.

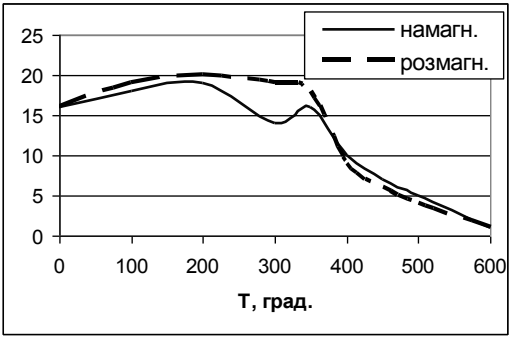
Крива, зображена на рис 7.1, б, називається звичайною необернеою. Вона характеризує породи, в яких при нагріванні відбуваються незворотні зміни та при охолодженні магнітні властивості змінюються. До таких порід зазвичай входить титаномагнетит. Для кривої рис. 7.1, в (незвичайна необернена) характерні різкі зміни магнітних параметрів, це говорить про те, що до породи входять різні за хімічним складом феромагнітні мінерали.



а



б



в

Рис. 7.1. Оцінка стабільності намагнічування порід до нагріву

7.3. МАГНІТНІ ВЛАСТИВОСТІ МІНЕРАЛІВ

Ковалентні з'єднання мають, як правило, дуже слабкий магнетизм; магнітна сприйнятливість 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 у з'єднаннях іони Cu^{2+}, $C^{6+}{}_{2-}$, Ti^{4+} не мають незв'язаних електронів, тож їхні мінерали діамагнітні.

Діа- або парамагнітними є знезалізисті породотвірні та акцесорні мінерали, магнітна сприйнятливість яких визначається хімічним складом і структурою решітки, а також типом кристалічного зв'язку. Реальні значення магнітної сприйнятливості мінералів можуть дещо відрізнятися від наведених у табл. 7.2 за рахунок впливу ізоморфних домішок, дефектів і мінеральних домішок. Так, для графіту зафіксовано значення æ в діапазоні $-80…+2000\cdot10^{-6}$ од. СІ, а для кальциту: $-7{,}5…+39\cdot10^{-6}$ од. СІ.

Таблиця 7.2. **Магнітна сприйнятливість (æ в 10^{-6} од. СІ) деяких діамагнітних і парамагнітних знезалізистих мінералів (дані наведено для хімічно чистих речовин за Н. Б. Дортман [49])**

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

Парамагнітна сприйнятливість залізовмісних силікатів і алюмосилікатів (табл. 7.3) пов'язана головним чином із присутністю дво- і тривалентного заліза, яке, входячи до складу слюд,

олівінів, піроксенів, гранатів та інших залізистих мінералів, створює підвищену парамагнітну сприйнятливість. Дослідження показали, що для більшості таких мінералів характерна змішана природа магнетизму – параферомагнітна. Її існування зумовлено парамагнітною сприйнятливістю чистих мінералів, яка не перевищує $200 \cdot 10^{-6}$ од. СІ, і феромагнітною сприйнятливістю сингенетичних та епігенетичних мікродомішок феромагнетиків.

Таблиця 7.3. **Магнітна сприйнятливість (æ в 10^{-3} од. СІ) деяких залізовмісних мінералів (за Н. Б. Дортман [49])**

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

Вміст феромагнетиків ($C_{фм}$) у парамагнітних мінералах становить10^{-5}–10^{-1} % і корелюється із залишковою намагніченістю насичення J_{rs}. Темноколірні мінерали метаморфічних порід залежно від складу вихідних утворень містять різну (аж до повної відсутності) кількість мікродомішок феромагнетиків. Вищий вміст мікродомішок феромагнетиків, переважно магнетиту, є типовим для магнезіальних відмін фемічних мінералів.

Найбільш поширеними мінералами, для яких є характерним прояв явища феромагнетизму, є оксидні з'єднання заліза – магнетит, титаномагнетит, магеміт, гематит; із сульфідних мінералів – піротин. Слабкі магнітні властивості має ще низка мінералів заліза (табл. 7.4). Найбільш стабільними параметрами для хімічно чистих феромагнітних мінералів є намагніченість наси-

чення J_s і температура Кюрі. Інші параметри – магнітна сприйнятливість, 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 сприйнятливість, а коерцитивна сила, залишкова намагніченість насичення та залишкова термонамагніченість зменшуються.

Таблиця 7.4. **Характерні значення магнітних властивостей деяких поширених феромагнітних мінералів (за Н. Б. Дортман [49])**

Мінерал	Формула	Намагніченість насичення, $А \cdot м^2 \cdot кг^{-1}$	Температура Кюрі, °С
Гематит	α-Fe_2O_3	0,4	675
Ільменіт	$FeTiO_3$		–233
Магеміт	γ-Fe_2O_3	70…80	~600
Магнезіоферит	$MgFe_2O_4$	21	440
Магнетит	Fe_3O_4	90…92	~575…585
Титаномагнетит	$Fe_{3-x}Ti_xO_4$	0…92	–153…575
	(x = 0…1)		
Піротин	FeS_{1+x}	20	320
Гетит	α-FeOOH	< 1	~120

За магнітними властивостями, таким чином, можна виділити чотири основні групи мінералів:

1) знезалізисті діамагнітні й парамагнітні мінерали, що характеризуються дуже низькою магнітною сприйнятливістю, які становлять основний об'єм магматичних і метаморфічних порід кислого складу;

2) залізисті феропарамагнітні мінерали, які становлять 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, характерні для осадових і метасоматично-змінених порід.

7.4. МАГНІТНІ ВЛАСТИВОСТІ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Оскільки газова і рідинна фази гірських порід практично немагнітні, а вплив мінералізації води незначний (звичайні солі діамагнітні), то внеском газової й рідкої фази в магнітні властивості породи можна нехтувати без будь-яких застережень – важливою є виключно тверда фаза.

Магнітна сприйнятливість:

- 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,

При типових для *магматичних порід* концентраціях ідіоморфних включень феромагнетиків (0,1–5 %) застосовують рівняння А. К. Вейнберга:

$$æ_{ñåð} = \Sigma\left(æ_{ïi} \cdot V_{ïi}\right) + \Sigma(æ_{Ф1i} \cdot V_{Ф1i}) + \frac{\Sigma(æФ2i \cdot VФ2i)}{(1 + 4/3 \cdot \pi \cdot æФ2i)}, \quad (7.5)$$

де $æ_{пi}$ – магнітна сприйнятливість діамагнітних і парамагнітних мінералів; $æ_{ф1i}$ – магнітна сприйнятливість феромагнітних розсіяних мікрозерен (при концентрації до 0,01–0,1 %); $æ_{ф2i}$ – магнітна сприйнятливість крупних зерен феромагнітних мінералів (при концентрації понад 0,01–0,1 %); $V_{пi}$, $V_{ф1i}$, $V_{ф2i}$ – об'ємний вміст у породі відповідних генерацій мінералів.

Найточніше вміст феромагнітних мінералів у породах можна оцінити за величиною намагніченості насичення (I_s), 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 (10^{-6}–10^{-1}) часток од. СІ, що обумовлює високу

різноманітність порід за намагніченістю (індукованою і природною залишковою).

Загальної закономірної залежності між магнітною сприйнятливістю й основністю інтрузивних утворень не існує.

На діаграмах залежності магнітної сприйнятливості порід від вмісту феромагнітних мінералів ($C_ф$), чітко виділяються дві частини.

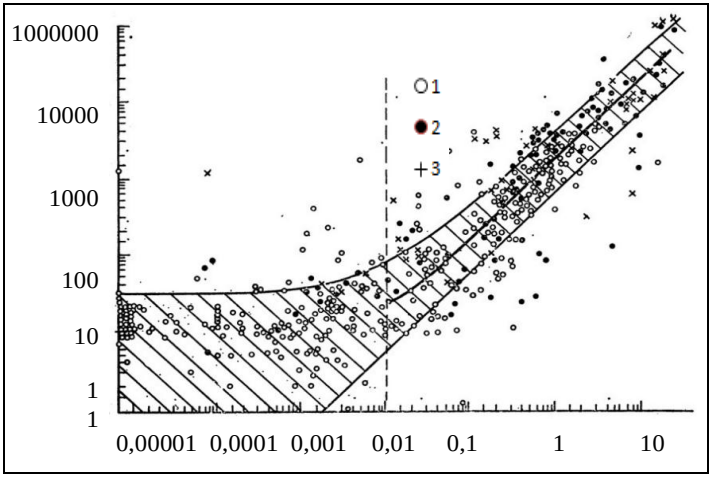


Рис. 7.2. Діаграма залежності магнітної сприйнятливості від вмісту феромагнітної фракції в інтрузивних породах за експериментальними даними (Н. Б. Дортман, В. В. Ляхович) та теоретичними кривими (А. К. Вейнберг):
1 – гранітоїди; 2 – діорити і габро; 3 – гіпербазити

Для слабомагнітних порід (æ < 500÷1000·10^{-6} од. СІ) не виявляється також закономірного зв'язку між магнітною сприйнятливістю порід і вмістом феромагнітних мінералів. Термомагнітні криві æ(T) цих порід складні, таким породам властивий 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 (æ > $1000 \cdot 10^{-6}$ од. СІ, вміст феромагнітної фракції > 0,01 %) феромагнітний ефект створюється головним чином великими зернами магнетиту (титаномагнетиту). Для цих порід (табл. 7.5) спостерігається закономірний кореляційний зв'язок між магнітною сприйнятливістю порід æ і вмістом феромагнітних мінералів порід $C_ф$. Середнє значення коефіцієнта пропорційності між æ і $C_ф$ при переході від кислих порід до ультраосновних зростає у два рази. Закони розподілу магнітної сприйнятливості та намагніченості є логнормальними, а їхні термомагнітні криві є типовими для феромагнетиків.

Таблиця 7.5. **Діапазон зміни магнітної сприйнятливості (у 10^{-3} од. СІ) деяких типів магматичних і метаморфічних порід (за Н. Б. Дортман [49], дані наведено для невивітрених відмін)**

Магматичні породи		**Метаморфічні породи**	
Порода	æ	Порода	æ
Ліпарит	0,001…50	Мармур	–0,05…0,06
Ріоліт	0,01…38	Антрацит	–0,09…0,05
Андезит	0,1…170	Кварцит	0…4,4
Діабаз	0,5…160	Кварцит залізистий	1200…3800
Базальт	0,25…250	Сланець	0,02…3,0
Граніт	0,001…50	Доломіт	0,01…2,0
Гранодіорит	0,01…75	Гнейс піроксеновий	0,1…25
Діорит	0,5…130	Амфіболіт	0,1…38
Сієніт	0,01…80	Кристалосланець	0,02…38
Габро	1…90		
Перидотит, піроксеніт	2…500		

Вивчення зв'язку між магнітною сприйнятливістю і хімічним складом порід ускладнено недостатньою чутливістю хімічних аналізів до тих тонких змін, що впливають на магнітні властиво-

сті порід. Важливими чинниками складу, які дозволяють прогнозувати величину магнітних параметрів, є вміст Fe^{3+} та Fe^{2+}, а також коефіцієнт окиснення заліза ($K_{ок} = Fe^{3+}/Fe_{\Sigma}$).

Таблиця 7.6. **Діапазон зміни магнітної сприйнятливості (в 10^{-3} од. СІ) деяких типів осадових порід (за Н. Б. Дортман [49], дані наведено для невивітрених відмін)**

Порода	æ
Осадові породи	
Пісок	0…38
Пісковик	–0,03…100
Алевроліт	–0,03…50
Глина	0,02…38
Глинистий сланець	0,06…19
Аргіліт	0,02…13
Вапняк	–0,06…25
Доломіт	–0,01…1,0
Гіпс	0,002…1,3
Ангідрит	0,004…0,2
Боксит	0,01…44
Буре вугілля	–0,01…0,025

Певна своєрідність (відносно 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 й титаномагнетиту. Часто спостерігається розпад останнього з утворенням ільменіту або ульвошпінелі. Феромагнетики, як правило, кристалізуються в дрібних зернах – від 10^{-9}…10^{-8} м до 10^{-7}…10^{-6} м. Як наслідок, середня магнітна сприйнятливість різноманітних груп ефузивних порід нижча, ніж їхніх 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 й гіпергенні процеси призводять до новоутворення феромагнетиків, їхньої руйнації або окиснення первинних феромагнітних мінералів з утворенням менш магнітних різновидів. Останнє характерно для рудних родовищ і є наслідком зміни окисно-відновних умов.

Таблиця 7.7. **Модальні значення різних типів намагніченості (у 10^{-3} А/м) деяких відмін інтрузивних порід (за Н. Б. Дортман [39])**

Порода	J_i	J_n	J_{rs} (у полі 200 нТл, 293 К)	J_{rt} (при остиганні від 973 К у полі 0,5 нТл)
Феропарамагнітний клас				
Граніт біотитовий	10	10	35	40
Граніт лейкократовий	10	0	140	1170
Гранодіорит	20	10	2600	240
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

Інтрузивні та ефузивні породи характеризуються широким діапазоном змін значень природної залишкової намагніченості. 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.

Хоч величина намагніченості, як і магнітної сприйнятливості, є залежною від вмісту феромагнітних мінералів, функціональна залежність між æ і J_n відзначається рідко. Це не в останню чергу

пов'язано із 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 – відношення залишкової намагніченості до індукованої

$$Q = J_r/J_i \qquad (7.6)$$

для всіх петрографічних груп порід пара-феромагнітного класу – 0,1 ÷ 0,5, і Q лише зрідка досягають 1. У 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.

У молодих (з мезозойських до четвертинних утворень) ефузивних породах спостерігається обернена залежність між Q та віком порід.

Дисперсія значень Q порівняно невелика в давніх утвореннях, підвищена в молодих вулканітах покривної фації й дуже висока в пірокластичній фації та екструзивних тілах.

Різко підвищені значення Q (до 90 ÷ 160) характерні також для порід метасоматичного генезису, вторинно змінених порід у контактах інтрузивних масивів, у зонах тектонічних порушень, у межах рудних родовищ.

Діапазони зміни магнітної сприйнятливості й природної залишкової намагніченості метаморфічних порід ще ширші, ніж у магматичних. Щоправда, діапазони зміни параметрів у найпоширеніших метаморфічних породах (кристалічних сланцях, гнейсах, амфіболітах тощо) значно вужчі – магнітна сприйнятливість або відповідає феропарамагнітному класу, або є пропорційною вмісту феромагнітної фракції, представленої переважно магнетитом, магемітом, гематитом і піротином.

Усі 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 титаномагнетиту з утворенням менш магнітних або парамагнітних мінералів – гематиту, лимоніту, лейкоксену.

Умови метаморфізму пізніших етапів є більш сприятливими для збереження первинних феромагнетиків і навіть для їхнього новоутворення. Тому первинно магнітні породи, перетворені в біотит-амфіболові та амфіболові сланці й гнейси мають високі значення магнітної сприйнятливості.

Загальна тенденція до зниження величин æ і J_n панує також при ультраметаморфічних перетвореннях. Формування магнетиту (за рахунок вивільнення частини заліза із залізовмісних силікатів) можливе при гранітизації порід і кременево-лужному метасоматозі, при серпентинізації гіпербазитів тощо.

Зменшенню магнітної сприйнятливості й природної залишкової намагніченості порід сприяють процеси грейзенізації, аргілітизації, серицитизації й хлоритизації за рахунок перекристалізації або руйнування феромагнетиків. При цьому часто спостерігається зміна співвідношення J_i та J_n і збільшення Q до 2…3 і більше. Зміна магнітної сприйнятливості й 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, які мають виражені феромагнітні властивості,– магнетитом, магемітом, гематитом і гідроксидами заліза (гетит і гідрогетит, гідрогематит і лепідокрокіт), які

- можуть належати до піщано-алевритової фракції;
- виступати в ролі плівкового цементу;
- входити (розмір часток $0{,}1…10\cdot10^{-6}$ м) до складу глинистої фракції.

Найпоширеніші породотвірні мінерали осадових порід є діамагнетиками або слабкими парамагнетиками, що не роблять помітного внеску в магнітну сприйнятливість порід. Серед сильних парамагнітних мінералів найбільшу роль відіграють сидерит, хлорит, пірит, ільменіт, біотит, іноді глинисті мінерали.

А феромагнетиками є різноманітні за формою та зернистістю пізньодіагенетичні та епігенетичні утворення лімоніту, продукти окиснення і заміщення сидериту, піриту і магнетиту.

Магнітна сприйнятливість осадової породи залежить від вмісту і складу акцесорних мінералів, при цьому значні варіації æ спостерігаються для кожної літологічної відміни. Прямої функ-

ціональної залежності між концентрацією залізовмісних мінералів і магнітною сприйнятливістю осадових порід не спостерігається. Шарувата будова більшості осадових порід обумовлює анізотропію їхніх фізичних властивостей, у тому числі й магнітної сприйнятливості. Найвищою (до 20) $\lambda_{æ}$ є в сильнометаморфізованих осадових породах.

Найімовірніші значення природної залишкової намагніченості осадових порід потрапляють в інтервал $10^{-3} \div 10^{-1}$ А/м.

Орієнтація в магнітному полі землі часток, що несуть залишкову намагніченість материнських порід, залежить від

- напруженості земного магнітного поля;
- залишкової намагніченості часток, їхніх розмірів і форми;
- швидкості й характеру руху водного (повітряного) середовища.

Закріплення при осадженні отриманої орієнтації часток формує сумарний вектор орієнтаційної залишкової намагніченості (J_{ro}), який збігається за напрямком з полем, що діяло в момент осадження. У багатьох осадових породах (хемогенні карбонати, діагенетичні конкреції, латерити, боксити, фероліти тощо) при осадженні аутигенних мінералів заліза, а також при їхній перекристалізації та дегідратації формується хімічна залишкова намагніченість (J_{rc}).

Залишкова намагніченість осадової породи не залишається постійною – первинна намагніченість у 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 оксидів заліза. Термомагнітні характеристики осадових порід, як правило, досить складні.

7.5. МАГНІТНА СПРИЙНЯТЛИВІСТЬ НАФТИ І ГАЗУ

Нафта є діамагнетиком. Її магнітна сприйнятливість приблизно дорівнює $(-1)^{*}10^{-5}$ од. СІ. Залежно від густини і складу магнітна сприйнятливість нафт може змінюватися. У пластових умовах нафта характеризується дуже слабкими парамагнітними властивостями, що обумовлено молекулярними властивостями органічних компонент із залізом та його оксидами і підвищеною концентрацією таких сполук.

Магнітні властивості пластових газів невідомі. За аналогією з іншими газами можна вважати, що значення магнітної сприйнятливості має порядок $1^{*}10^{-5}$ од. СІ. Магнітні аномалії від покладів газу пов'язуються з різноманітною магнітною сприйнятливістю вуглеводнів і законтурних вод, а також порід-колекторів.

7.6. МАГНІТНА АНІЗОТРОПІЯ

Анізотропія магнітної сприйнятливості гірських порід пов'язується з анізотропними властивостями скелета порід, що у свою чергу характеризує анізотропність структури і текстури зразка.

Існують різні методи дослідження магнітної анізотропії, пов'язані здебільшого з вибором апаратури та форми зразків порід.

Одним із методів, який найкраще враховує анізотропні магнітні властивості при дослідженнях порід різного складу, є тензорний метод з використанням капамістка KLY-2.

Суть тензорного методу дослідження анізотропії магнітної сприйнятливості полягає у визначенні тензора магнітної сприйнятливості, що є симетричним тензором другого рангу, за допомогою мінімум шести незалежних вимірів магнітної сприйнятливості "за напрямком".

На стадії інтерпретації даних за допомогою певних обчислень отримують власні значення тензора (головні сприйнятливості), різноманітні коефіцієнти анізотропії, застосовуючи які, можна дати характеристику магнітної текстури досліджуваного зразка.

Методику вимірювань і розрахунків параметрів анізотропії магнітної сприйнятливості детально описано в роботі (D. N. Tarling, E. Hrouda, 1993).

Математично анізотропія магнітної сприйнятливості описується симетричним тензором другого рангу, складеного вимірами різниць магнітної сприйнятливості в трьох ортогональних площинах зразка

$$k_{ij} = \begin{bmatrix} k_{11} & k_{12} & k_{13} \\ k_{21} & k_{22} & k_{23} \\ k_{31} & k_{32} & k_{33} \end{bmatrix}. \qquad (7.7)$$

На вивченні цього параметра і базується тензорний підхід дослідження анізотропії магнітної сприйнятливості.

Зразок у даній системі координат завжди може бути представлений через три головні компоненти тензора (K_1 – максимальної, K_2 – середньої, K_3 – мінімальної). Тензор магнітної сприйнятливості можна подати у вигляді тривісного еліпсоїда, який визначається ортогональними осями K_1, K_2 і K_3.

Найчастіше для дослідження магнітної структури (вивчення форми, орієнтації й розміру еліпсоїда) користуються параметрами, що розраховуються на основі трьох головних компонент тензора K_1, K_2 і K_3 (D. N. Tarling, E. Hrouda, 1993).

Наведемо деякі з них:

1. Магнітна сприйнятливість æ, яка розраховується за формулою

$$æ = (K_1 + K_2 + K_3)/3. \qquad (7.8)$$

2. Коефіцієнт анізотропії L, покажчик ступеня магнітної лінійності

$$L = K_1/K_2. \qquad (7.9)$$

3. Ступінь анізотропії F відбиває ступінь площинно-паралельного орієнтування магнітних мінералів

$$F = K_2/K_3. \qquad (7.10)$$

4. Ступінь анізотропії, інтегральний індикатор упорядкованості магнітних мінералів

$$P = K_1/K_3; \qquad (7.11)$$

5. Параметр форми T

$$T = \frac{2(\ln K_2 - \ln K_3)}{(\ln K_1 - \ln K_3)} - 1. \qquad (7.12)$$

За параметром форми T можна поділити еліпсоїди сприйнятливості на такі групи:

1) витягнутий $-1 < T < 0$ ($K_1 >> K_2 = K_3$) відповідає лінійній анізотропії, яка може бути викликана певним орієнтуванням ви-

довжених зерен, що виникло, наприклад, унаслідок течії або дії зовнішнього магнітного поля на зерна, що випадають в осадок;

2) нейтральний $T = 0$;

3) сплющений $0 < T < 1$ ($K_1 = K_2 >> K_3$) відповідає площинній анізотропії, яку можна пояснити, зокрема, дією направленого тиску під час кристалізації породи, що містить магнітні зерна.

Для наочного подання результатів вимірів користуються стереографічними проекціями. Проекції трьох головних компонент тензора магнітної сприйнятливості виносяться на сітку у вигляді умовних позначок (рис. 7.3): аналізуючи отримані стереографічні проекції, можна визначити тип анізотропії та загальні особливості досліджуваних утворень.

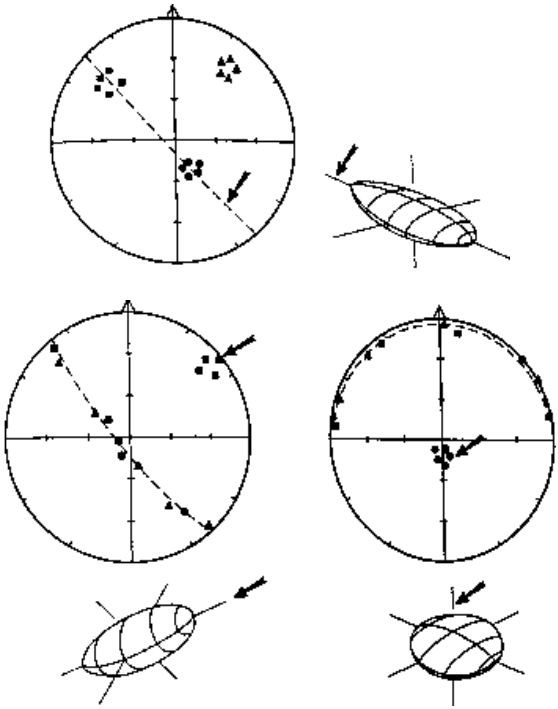


Рис. 7.3. Графічне подання результатів вимірів анізотропії магнітної сприйнятливості за напрямками в стереографічній проекції:

■ Kmax ▲ Kmin ● K сер

При внесенні зразка, що вивчається, у котушку з током в ньому виникає ЕРС. Додаткова ЕРС, що виникає при цьому, пропорційна магнітній сприйнятливості.

Основною перевагою тензорних методів вивчення анізотропії магнітної сприйнятливості є можливість однозначно кількісно описати магнітну анізотропію досліджуваної речовини.

7.7. ПАЛЕОМАГНІТНІ ДОСЛІДЖЕННЯ

Палеомагнітні дослідження призначені для визначення магнітного поля Землі у віддалені геологічної епохи шляхом вивчення залишкового намагнічування зразків гірських порід. Як зазначалося вище, породи, що містять феромагнітні мінерали (магнетит, титаномагнетит, гематит, піротин), мають властивість намагнічуватися в магнітному полі Землі в момент свого утворення, зберігати магнетизм довгий час, незважаючи на зміну інтенсивності й навіть знака вектора напруженості геомагнітного поля в районі, де вони залягають.

Найчастіше об'єктом палеомагнітних досліджень можуть бути осадові й вулканогенні породи, не змінені або слабко змінені процесами метаморфізму та 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 й змінені породи (гідротерми, скарни, кора вивітрювання) досліджуються лише при вирішенні спеціальних завдань.

Середнє положення геомагнітних полюсів для проміжків часу в сотні тисяч років збігається з географічним полюсом, а магнітний диполь, що створює геомагнітне поле, спрямований уздовж осі обертання Землі. Іноді вони розходяться, як це спостерігається сьогодні. Цей факт підтверджується палеокліматичними даними.

Магнітні полюси протягом геологічної історії Землі переміщуються по її поверхні. Це можна пояснити зміною положення осі обертання Землі, що також підтверджується палеокліматичними дослідженнями. Наприклад, північний магнітний полюс у докембрії був на Західному узбережжі Північної Америки, у кем-

брії й силурі – у районі Японських островів, у карбоні й пермі – на східному узбережжі Азії, починаючи з неогену, полюс залишався недалеко від сучасного.

Установлено (В. К. Хмелевской, 1997), що приблизно половина досліджених порід має намагніченість, протилежну за знаком сучасному магнітному полю. Тривалість епох магнетизму одного знака змінювалася в історії Землі за останні 70 млн років з періодичністю від 10 тис. до 1 млн років, а в давніші часи – до декількох десятків мільйонів років. Достатніх обґрунтувань інверсії магнітних полів немає.

Місця розташування полюсів Землі, визначені за зразками одного віку, але взятих з різних континентів (Європа, Америка, Австралія), відрізняються тим більше, чим більше вік порід. Це пояснюють дрейфом літосферних плит. Карти палеоконтинентів у різні геологічні епохи свідчать про різні напрямки їхніх переміщень, про розбіжності й зіткнення материків.

Гідромагнітні зйомки океанів виявили лінійні, знакозмінні, смугові геомагнітні аномалії, симетричні щодо серединно-океанічних хребтів (рифт). Це поряд з палеомагнітними дослідженнями є прямим доказом розсування морського дна від цих хребтів.

Загалом палеомагнітні дослідження допомагають розв'язувати проблему будови і розвитку Землі, кореляції одновікових порід (магнітостратиграфії), тектонічної будови окремих районів, анізотропії осадових порід на основі їхньої палеомагнітної шаруватості, археології та ін.

Оскільки надійну інформацію про давнє земне магнітне поле несе тільки первинна намагніченість гірських порід (термозалишкова, орієнтаційна або хімічна), то головним завданням будь-якого палеомагнітного дослідження є:

- виділення первинної намагніченості J_n;
- визначення її напрямку і величини;
- установлення її відповідності віку породи.

Для доказу синхронності J_n застосовують мінералогічні дослідження, які дозволяють установити її зв'язок з певними мінералами.

Отже, розглянуто петромагнітні параметри та методи, що їх досліджують. Наведені параметри можуть бути використані при

пошуках і дослідженнях перш за все рудних корисних копалин; для відтворення геологічної історії, класифікації гірських порід за петрофізичними та іншими величинами, оцінки впливу на магнітні параметри різноманітних геологічних, фізико-хімічних і термодинамічних чинників; використання даних щодо магнітних властивостей порід та їхніх зв'язків з мінералогічним складом і структурно-текстурними особливостями для інтерпретації даних магніторозвідки і геофізичних досліджень свердловин.

Запитання для самоконтролю

1. Основні петромагнітні параметри, одиниці їхнього виміру.
2. Методи визначення магнітних властивостей гірських порід і мінералів.
3. Магнітні властивості магматичних порід, їхня природа.
4. Магнітні властивості метаморфічних порід, їхня природа.
5. Магнітні властивості осадових порід, їхня природа.
6. Магнітні властивості мінералів, їхня природа.
7. Зав'язок між магнітною сприйнятливістю і хімічним складом порід.
8. Поясніть явище збереження залишкового намагнічування в мінералах і гірських породах.
9. Як поділяються хімічні елементи за магнітними властивостями?

Завдання

Підготувати розгорнутий реферат на тему: "Магнітні властивості мінералів".

8. ЯДЕРНО-ФІЗИЧНІ (РАДІОАКТИВНІ) ВЛАСТИВОСТІ МІНЕРАЛІВ І ГІРСЬКИХ ПОРІД

8.1. РАДІОАКТИВНІСТЬ І ТИПИ РАДІОАКТИВНИХ РОЗПАДІВ

Однією із фундаментальних властивостей речовини Землі є радіоактивність – спонтанний розпад ядер низки хімічних елементів, що супроводжується вивільненням енергії. Ядро може перебувати в широкому наборі дискретних, проквантованих, збуджених станів (М. І. Толстой, М. В. Рева, В. П. Степанюк, А. В. Сухорада, А. П. Гожик, 2006). Поведінка ядер у перетворенні до більш стійких станів певною мірою подібна до перетворення атомів від збудженого до більш стійкого стану, але є деякі важливі відмінності. Зокрема:

1) у збуджених ядрах набагато більша відмінність енергетичних рівнів;

2) тривалість часу перебування ядра в збудженому стані може становити від 10^{-4} с до 10–11 років, тоді як час перебування в збудженому стані атома зазвичай близький до 10^{-8} с;

3) збуджені атоми випускають фотони, а збуджені ядра можуть випустити, крім фотонів, й інші частки. Фотон, який випускається при розпаді нестійких ядер, іменується γ-променем.

Ядерний розпад відбувається зі швидкістю, яка відповідає закону радіоактивного розпаду. Швидкість розпаду залежить лише від природи та енергетичного стану нукліда. Вона не залежить від минулої історії ядра і незалежна від зовнішніх впливів, таких як, наприклад, температура, тиск тощо. Імовірність розпаду ядра в деякому безкінечно малому інтервалі часу (dt), є λ – постійна розпаду.

Активність розпаду радіонукліда можна оцінити за формулою, яку іменують "основним рівнянням радіоактивного розпаду":

$$\mathrm{A} = \frac{\mathrm{d}N}{\mathrm{dt}} = \lambda \cdot N, \qquad (8.1)$$

де N – кількість ядер радіоактивного ізотопу в джерелі.

Випромінювання γ-квантів відбувається тоді, коли збуджене ядро переходить до більш стійкого стану. γ-промінь є просто фотоном з високою енергією (звичайно більше 100 кеВ). Частота цього випромінювання, ν, пов'язана з різницею енергій ядра рівнянням: $h \cdot \nu = E_u - E_l$, де E_u і E_l є енергіями верхнього (збуджений) і нижнього (основний) станів, а h – постійною Планка.

А-розпад є розпадом атомних ядер, що супроводжується випусканням α-частки (ядра атома гелію)

$$Z\,X^{A} \rightarrow {}_{Z-2}X^{A-4} + 2He^{4} + \gamma. \qquad (8.2)$$

Емісія α-частки зменшує масу ядра на масу ядра гелію плюс масовий еквівалент енергії, що витрачається під час розпаду. α-розпад відбувається в ядрах з масами, вищими за максимум на кривій питомої енергії зв'язку, тобто за ^{56}Fe.

β-розпад є процесом, при якому змінюється заряд (кількість протонів) ядра, але не кількість нуклонів загалом (масове число). β-розпад реалізується як самочинне перетворення нейтрона у протон, і навпаки, залежно від співвідношення кількості нейтронів і протонів у ядрі

$${}_{Z}X^{A} \rightarrow {}_{Z+1}X^{A}\,p + e^{-} + \bar{\nu}_e, \qquad (8.3)$$

$${}_{Z}X^{A} \rightarrow {}_{Z-1}X^{A}\,p + e^{+} + \nu_e, \qquad (8.4)$$

де ν_e – нейтрино, а $\bar{\nu}_e$ – антинейтрино.

Іншим типом цього розпаду є реакція захоплення електрона, ефект якої приблизно ідентичний позитронному β-розпаду. β-розпад залишає дочірнє ядро в збудженому стані, тож відбувається його розпад з випуском γ-квантів. Крім того, зміни в ядрі вимагають певних переміщень на електронних орбітах, які супроводжуються випусканням рентгенівських променів (джерелом у даному випадку є електрони внутрішніх орбіт). Таким чином, γ-промені є звичайними супутниками β-розпаду.

Розщеплення є процесом, при якому ядро фактично розколюється на два (або більше) важкі дочірні ядра. У природі такі процеси є дуже рідкісними, вони відбуваються тільки в найважчих ядрах: ^{238}U, ^{235}U і ^{232}Th. Оскільки материнське ядро збагачено нейтронами (співвідношення кількості нейтронів і протонів

зростає зі збільшенням порядкового номера елемента), то при розщепленні ядра утворюються багаті нейтронами нестійкі дочірні ядерні фрагменти із зарядами від 30 (Zn) до 65 (Th) 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 довгоіснуючих ізотопів відомо близько 20, найпоширенішими з них у земній корі є: ^{87}Rb, ^{232}Th, ^{238}U, ^{40}K, ^{235}U. Слід зазначити також, що за час існування Землі кількість радіоактивних ізотопів суттєво зменшилась (^{40}K – у 12 разів, ^{235}U – у 30 разів тощо).

Вторинні радіоізотопи виникають і в результаті взаємодії космічного випромінювання з атмосферою, наприклад:

$$^{14}N + n \Rightarrow {}^{12}C + {}^{3}H; \qquad (8.4)$$

$$^{3}H \Rightarrow \beta + {}^{3}He. \qquad (8.5)$$

Подібним чином в атмосфері утворюються ^{14}C ($T_{1/2}$ = 5600 років, повний розпад 70000 років), а також ^{10}Be, ^{22}Na, ^{26}Al, ^{36}Cl тощо.

8.2. ОСНОВНІ РАДІОАКТИВНІ ПАРАМЕТРИ В ПЕТРОФІЗИЦІ

Одиницею вимірювання активності розпаду є бекерель: 1 Бк відповідає активності речовини, в якій за 1 с відбувається 1 розпад – спонтанний перехід з певного ядерно-енергетичного стану нукліда (табл. 8.1).

Таким чином, радіоактивність гірських порід характеризують такі параметри, як активність нуклідів у радіоактивному джерелі, і такі величини, як питома масова активність (Бк/кг) та питома об'ємна активність (Бк/м^3), які характеризують активність відповідно в одиниці маси та одиниці об'єму породи (В. М. Добринін, Ю. Ю. Вельденштейн, Д. А. Кожевников [23]).

Решту параметрів радіоактивності, що вивчаються в петрофізиці, наведено в табл. 8.1.

Таблиця 8.1. **Параметри радіоактивності, що вивчаються в петрофізиці**

Параметр	Одиниця Вимірювання, СІ	Позасистемні одиниці
Активність нуклідів у радіоактивному джерелі	бекерель (Бк)	Кюрі (1 Кі = $3{,}7 \cdot 10^{10}$ Бк) еман (1 еман = $3{,}7 \cdot 10^{3}$ $м^{-3}с^{-1}$)
Щільність потоку іонізуючих часток	$С^{-1} \cdot м^{-2}$	–
Інтенсивність випромінювання, *J*	$Вт/м^2$	–
Поглинена доза випромінювання	грей (Гр)	Рад (1 рад = 10^{-2} Гр)
Потужність поглиненої дози випромінювання, *P*	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
Інтенсивність випромінювання	$Вт/м^2$	б/р

8.3. 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 їхнього розпаду, а також фіксують результати впливу радіоактивного випромінювання.

Завданням 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.

1. Фізичні (радіометричні) методи не потребують попередньої хімічної підготовки проб для вимірювання. Ґрунтуються вони на взаємодії α-, β- і γ-випромінювання з речовиною і поділяються на інтегральні (іонізаційні та імпульсні) та спектрометричні (напр., рентгеноспектральні) методи.

Окремою відміною фізичних методів слід вважати нейтронно-активаційні методи визначення вмісту і форми знаходження радіоактивних елементів.

2. Фізико-хімічні методи об'єднують групу методів, що включають хімічну обробку проб (виділення і попереднє концентрування радіоактивних елементів), яка передує власне оцінці радіоактивності проб. Серед цієї групи методів виділяються такі різновиди:

- радіохімічний аналіз;
- люмінесцентні;
- колориметричні та інші методи.

3. Фотографічні методи засновані на властивості іонізуючого випромінювання впливати на фотографічну емульсію, викликати внаслідок іонізації розклад молекул бромистого срібла. Серед цих методів виділяють:

- якісні (радіографічні);
- 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 їхнього розпаду, а також ^{40}K, ^{87}Rb). У зв'язку із цим радіоактивність порід і мінералів, що містять ці елементи у стані рівноваги, можна виміряти за будь-яким видом радіоактивного випромінювання. При цьому, звичайно, береться до уваги агрегатний стан препарату, вміст і розподіл радіоактивних елементів, наявні аналітичні засоби тощо.

Залежно від характеру аналізованої проби і методів вимірювання радіометричний аналіз виконується в пробах різної

товщини. Інтенсивність випромінювання шару товщиною x з коефіцієнтом поглинання β-, γ-випромінювання μ дорівнює:

$$J_x = \frac{J_0}{\mu}(1 - e^{-x\mu}), \tag{8.6}$$

де J_o – інтенсивність β-, γ-випромінювання за відсутності поглинального 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 в тонких шарах використовується нечасто через велику кількість поправок.

Більш розповсюдженим є вимірювання в 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 порівняння виміряної активності проби (J_n) з активністю еталона з відомим вмістом радіоактивних елементів (J_e):

$$Q_п = q_e \frac{J_n}{J_e}, \tag{8.7}$$

де $Q_п$, q_e – вміст радіоактивних елементів в досліджуваній пробі і в еталоні;

Значення активності проб та еталона коригуються на величину фону установки

$$J_{e(n)} = J`_{e(n)}) - J_ф. \tag{8.8}$$

Зазначений 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 та апаратури (чутливості, роду вимірюваного випромінювання), так і від характеру вимірюваних проб:

- їхнього агрегатного стану;

- співвідношення активної та неактивної частин проби;
- стану радіоактивної рівноваги між продуктами розпаду;
- еманування тощо.

Особливо важливу роль відіграє еманування проб, що потребує постійного контролю цього фактора – герметизації препаратів, використання спеціальних прийомів вимірювання (метод трьох шарів тощо).

Одним з основних методів 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 та сцинтиляційні β- і γ-датчики. З метою зменшення величини натурального фону, збільшення чутливості, точності й експресності застосовують свинцеве екранування проб.

Потужність γ-випромінювання одних і тих же порід для різних лічильників може відрізнятися в декілька разів. Навіть для радіометрів з однотипними лічильниками результати вимірювання γ-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 у 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 γ-випромінювання може бути визначена за формулою

$$D = K_u \cdot C_u + K_{Th} \cdot C_{Th} + K_k \cdot C_k, \qquad (8.9)$$

де K_u, K_{Th}, K_k – коефіцієнти концентраційної чутливості приладів (коефіцієнти концентраційної чутливості різні для різних типів лічильників), C_u, C_{Th}, C_k – вміст урану і торію в рівновазі з продуктами їхнього розпаду, а також калію.

Коефіцієнти концентраційної чутливості знаходять експериментальним шляхом, у загальному випадку визначаються відповідно як

$$K_{\text{u}} = 7{,}17\cdot10^{-14}\ \text{А/кг},$$
$$K_{\text{Th}} = 2{,}69\cdot10^{-14}\ \text{А/кг}, \qquad (8.10)$$
$$K_{\text{k}} = 8{,}25\cdot10^{-14}\ \text{А/кг}.$$

Найточніші оцінки вмісту радіоактивних елементів можна отримати із застосуванням нейтронно-активаційних методів, поріг чутливості яких становить (10^{-8}–10^{-6} %), а відносна похибка не перевищує 3–6 %.

Оцінка вмісту природних радіоактивних елементів за даними γ-спектрометричного аналізу ґрунтується на відмінності енергетичних спектрів їхнього γ-випромінювання і наявності характеристичних ліній (2,62 МеВ у ряду торію, 1,8 МеВ у ряду урану – радію).

Вміст радіоактивних елементів розраховують шляхом вирішення системи рівнянь, складених на основі незалежних вимірювань γ-випромінювання у вибраних ділянках спектра інтегральним або диференціальним γ-спектрометром.

Точність γ-спектрального методу не перевищує 10^{-15} %. Поріг чутливості залежить від розміру кристала, величини натурального фону, досліджуваних областей спектра, маси проби, геометрії вимірювання і становить близько $n\cdot10^{-4}$ % для урану і торію і сотих часток відсотка для калію.

В основу радіохімічного методу визначення вмісту радіоактивних елементів (радію, урану, торію) покладено оцінку вмісту радіоактивних еманацій – продуктів розпаду відповідних ізотопів – радону і торону. З цією метою застосовують спеціальні герметичні еманаційні камери, в які переводять накопичену попередньо еманацію. Розрахунок вмісту радію за радоном здійснюється за формулою

$$x = a\frac{J_x}{J_a(1-\text{e}^{-\lambda t})q}, \qquad (8.11)$$

де x і a – вміст радію в досліджуваній пробі та в еталоні відповідно; J_x, J_a – виміряні значення інтенсивності радіоактивності в досліджуваній пробі та еталоні; t – час накопичення радону; q – вихідна наважка проби (г).

Рівноважна кількість урану за даним вмістом радію знаходять із виразу: $U = Ra/(3{,}4 \cdot 10^{-7})$. Оцінка вмісту торію торонові методом здійснюється аналогічно.

Люмінесцентний метод діагностики уранових мінералів і визначення вмісту урану в породах і мінералах заснований на властивості урану люмінесціювати під впливом ультрафіолетових променів.

В основу діагностики уранових мінералів покладено вивчення інтенсивності й 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 в породах оснований на прямій пропорційності між інтенсивністю люмінесценції й концентрацією урану в пробі. Для цього пробу попередньо хімічно обробляють і з розплаву за допомогою фтористого натрію вилучають певну частину наважки. Вивчення інтенсивності світіння проводиться за допомогою градуйованих люмінесцентних фотометрів, чутливість визначення становить близько $n \cdot 10^{-5}$ % U.

Радіографічним методом вивчають розподіл радіоактивних мінералів у породі, розподіл радіоактивних елементів у мінералах, оцінюють вміст радіоактивних елементів у породі й мінералах і визначають природу радіоактивності.

Завдання якісної радіографії реалізуються 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 їхньої природи здійснюється методом мікрорадіографії з дослідженням розподілу слідів (треків) α-частинок у товстошарових емульсіях.

Кількісна оцінка вмісту радіоактивних елементів полягає в порівнянні кількості треків на одиниці площі досліджуваного зразка з кількістю треків на тій же площі від еталона за однієї й тієї ж експозиції.

Пряму оцінку вмісту радіоактивних елементів, як і визначення природи радіоактивності, виконують шляхом розрахунку треків від окремих радіоактивних елементів з урахуванням їхніх довжин пробігу у фотоемульсіях.

Вивчення вмісту урану і торію хімічними методами має найменший поріг чутливості ($n \cdot 10^{-3} – n \cdot 10^{-2}$ %).

Для вивчення залишкових явищ радіоактивності найширше використовуються:

- методи вивчення радіаційних дефектів за допомогою петрографічних методів (плеохроїчні ореоли);
- методи термолюмінесценції та електронного парамагнітного резонансу;
- визначення радіогенних продуктів розпаду гелію та ізотопів свинцю (мас-спектрометричним або ізотопно-спектральним аналізом).

За умови відсутності міграції радіоактивних елементів і продуктів їхнього розпаду та наявності інформації про вік геологічних об'єктів за залишковими явищами і радіогенними ізотопами свинцю можна розрахувати первинний вміст урану і торію в мінералі або гірській породі в момент їхнього формування.

8.4. РАДІОАКТИВНІСТЬ МІНЕРАЛІВ

На сьогодні (М. І. Толстой, М. В. Рева, В. П. Степанюк, А. В. Сухорада, А. П. Гожик, 2006) відомо кілька сотень мінералів, до складу яких входять природні радіоактивні ізотопи урану, торію та калію, що за рівнем радіоактивності можна поділити на шість груп (табл. 8.2).

Крім досить значної кількості власне калієвих, торієвих і уранових мінералів (мінерали називають торієвими чи урановими, а не торій- чи урановмісними, якщо до їхнього складу постійно входить 35–45 % торію чи урану), відомо широкий перелік сполук, характерною рисою яких є наявність ізоморфних домішок урану і торію. При цьому уран ізоморфно заміщує переважно цирконій (циркон, циртоліт) та ітрій (сфен, ітрієвий ортит), тоді як торій ізоморфно заміщує чотиривалентний церій в церієвих ортитах і монацитах.

На відміну від глибинних умов у приповерхневій обстановці при різко обмеженому часі застигання порід можливості тривалої міграції урану і торію, а отже, концентрація їхніх 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, у багатьох типах порід мінімальні кількості урану і торію фіксуються саме в мінералах з максимальним вмістом кремнію і лугів – у кварці й польових шпатах, а в магнетиті, апатиті, флюориті, піриті тощо спостерігаються багато вищі концентрації.

Таблиця 8.2. **Класифікація мінералів за ступенем їхньої радіоактивності**

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	Циртоліт, сфен	400–2000	400–1000	< 1
	Ортит, монацит	$600–2\cdot10^3$	$10^4–3\cdot10^4$	> 10
Підвищено радіоактивні	Апатит, ільменіт магнетит	10–100	30–200	2–5
Нормально радіоактивні	Біотит, амфібол	4–8	8–18	1,5–2,3
Слаборадіоактивні	Кварц, польові шпати, нефелін	1–3	2–8	1,8–4,5
Низькорадіоактивні	Піроксен, основні плагіоклази	< 0,1–1	< 0,1–1	2–5

Найменші значення радіоактивності спостерігаються в основних породотвірних мінералах, будова яких визначається головними петрогенними елементами (Si, O, Al) – кварц, польові шпати, плагіоклаз. Дещо вищий рівень концентрування радіоактивних елементів у Fe-Mg силікатах – біотит, амфіболи, піроксени. U і Th можуть заміщувати Ca у породотвірних мінералах, однак як некогерентні елементи накопичуються переважно в залишкових диференціатах магм і, відповідно, у 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 і 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.

8.5. РАДІОАКТИВНІСТЬ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Розсіяння радіоактивних ізотопів і нерівномірність їхнього розподілу в породах і геосферах є однією з головних геохімічних особливостей радіоактивних елементів.

Очевидною є залежність величини і природи (переважний внесок елементів) загальної радіоактивності від наявності й концентрації акцесорних мінералів, незначна зміна вмісту яких може істотним чином вплинути на "петрорадіоактивний портрет" породи.

8.5.1. Магматичні породи

Розподілення радіоактивних мінералів за групами і типами магматичних порід і радіоактивність урано- і торієвмісних мінералів залежать від умов утворення порід та їхнього складу (М. І. Толстой, М. В. Рева, В. П. Степанюк, А. В. Сухорада, А. П. Гожик, 2006).

Радіоактивності порід основного та ультраосновного складу (табл. 8.3) зазвичай надають циркон, ортит та інші акцесорні й калієвмісні мінерали. Рідше основна кількість урану міститься в породотвірних мінералах.

Уран присутній в розсіяному стані або у вигляді субмікроскопічних включень уранових мінералів, а в акцесорних мінералах основна кількість урану і торію входить ізоморфно в їхню кристалічну ґратку.

Таблиця 8.3. **Середні концентрації радіоактивних елементів у магматичних породах (М. І. Толстой, М. В. Рева, В. П. Степанюк, А. В. Сухорада, А. П. Гожик [37])**

Групи порід	Серія	Породи	Концентрації радіоактивних елементів, %		
			K	$U \cdot 10^{-4}$	$Th \cdot 10^{-4}$
Інтрузивні	Вапняково-лужна	Ультраосновні (дуніт, піроксеніт та ін.)	0,15	0,03	0,08
		Основні (габро, діабаз та ін.)	0,7	0,6	1,8
		Середні (діорит, кварцовий діорит та ін.)	1,8	1,8	6,0
		Кислі (гранодіорит, плагіограніт, граніти та ін.)	2,3–4,0	2,1–7,0	8,3–40,0
	Лужні	Мельтейгіт, меймечит	1,8	2,6	9,8
		Кімберліт	–	2,6	8,8
		Кімберліт (алмазомісткий)	–	3,2	16,3
		Сієніт	3,8	–	–
		Нефеліновий сієніт	4,5–5	4,1–10,3	7,2–28,3
Ефузивні		Трахібазальт	2,6	2,4	8
		Трахіт, трахіліпарит	4,8	3,0–8,0	30,0–50,0
		Базальт, діабаз	1,0	0,7	2,3
		Андезит, андезитовий порфірит	1,0	1,2	4,0
		Дацит, дацитовий порфірит	2,3	2,5	10,0
		Ліпарит, кварцовий порфір	3,7	4,7	19,0

Породи середнього складу. Концентрація уранових і урановмісних мінералів у середніх породах вище, ніж у породах основних; вище також у середніх породах вміст радію, торію та калію, що обумовлює загалом більшу радіоактивність цих порід.

Найбільш значні кількості урану встановлені для лужних сієнітів і фонолітів, що виникають на останніх стадіях магматичної диференціації. Лужні сієніти зазвичай містять у кілька разів більше урану, ніж у середньому вапняковисто-лужні граніти.

Породи кислого складу. Типовими радіоактивними мінералами кислих магматичних порід вважають цирконі, сфен, ортити, монацит, ксенотим і апатит. При цьому в гранітах (за винятком лейкократових) цирконі зустрічаються в більших кількостях, ніж у породах середніх, і радіоактивність їх вище.

Зростання радіоактивності цирконів і, мабуть, інших акцесорних урано- і торієвмісних мінералів і збільшення їхньої концентрації від ультраосновних порід до кислих пояснюються збільшенням концентрації Th та U в магматичних розплавах у процесі їхньої кристалізації. Найбільше урану в ксенотимі, цирконі, монациті й апатиті, типових гранодіоритах, вапняно-лужних і натрієвих гранітах; вміст урану в інших мінералах незначний.

Вміст урану в гранітах – $(4 \div 10)\ 10^{-4}$ %, а торію – $20 \div 50 \cdot 10^{-4}$ %. Підвищений вміст калію встановлено у кварцових порфірах, мікроклінових гранітах (до 6 %) і лейцитових нефритах (до 7 %). Вміст урану у вулканічному склі змінюється в межах $(0{,}8 \div 15) \cdot 10^{-4}$ % і становить у середньому $5{,}6 \div 10^{-4}$ %.

За рівнем вмісту радіоактивних елементів і загальної радіоактивності розрізняють такі відміни магматичних порід:

1) багаті кальцієм і натрієм (K < Na) слаборадіоактивні породи із вмістом $U < 2 \div 3 \cdot 10^{-4}$ % і $Th \le 8 \div 10 \cdot 10^{-4}$ % (Th/U < 2 ÷ 3), в яких уран і торій в основному зв'язані з породотвірними мінералами (плагіограніти і гранодіорити габро-плагіогранітової і діорит-гранітної формацій тощо);

2) нормально-радіоактивні породи з близьким до кларка вмістом радіоактивних елементів і Th/U = 2,5 ÷ 4,5, радіоактивні

елементи в яких приблизно рівномірно розподілені між породотвірними та акцесорними мінералами (породи гранодіорит-гранітових формацій);

3) підвищено-радіоактивні породи з підвищеними вмістом торію, який міститься переважно в акцесорних мінералах.

4) високорадіоактивні лейкократові породи рідкіснометалічного типу з підвищеним вмістом U, Th, ($Th/U = 5 \div 10$; $U > 5 \div 6 \cdot 10^{-4}$ %, $Th > 30 \div 40 \cdot 10^{-4}$ %).

Тенденція збільшення радіоактивності зі збільшенням кислотності порід виявляється не тільки для інтрузивних, але й для виверженних порід. Крім того, лужні магматичні породи характеризуються дещо вищою радіоактивністю, ніж аналогічні їм за кислотністю породи вапняково-лужної серії.

В ефузивних породах головна частина урану міститься у склуватій і мікрокристалічній масі.

8.5.2. Осадові породи

Суттєву роль у геохімічному балансі радіоактивних елементів земної кори відіграють осадові породи. Характерною рисою геохімії радіоактивних елементів у зоні гіпергенезу є розділення урану і торію. Уран у 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 в зоні гіпергенезу переважно лише механічно, з уламковим матеріалом.

Найвищим загальним рівнем радіоактивності серед осадових порід вирізняються глинисті породи (глини, аргіліти, глинисті сланці), що обумовлено підвищеним вмістом урану і калію (табл. 8.4).

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 зі збільшенням частки грубоуламкової складової порід. Відмінності природи

радіоактивності глинистих і піщаних порід, можуть використовуватись для оцінки палеогеографічних особливостей утворення досліджуваних осадків.

Середня радіоактивність вапняків і доломітів дуже низька і менше радіоактивності глин. У деяких розрізах нафтових родовищ установлено доломітизовані вапняки підвищеної радіоактивності. Значні (до промислових) концентрації радіонуклідів зустрічаються в морських вапняках, збагачених ванадієм.

Мергелі. Радіоактивність мергелів у середньому вище, ніж у чистих вапняків і в деяких випадках близька до радіоактивності глин.

Галіт, ангідрит, гіпс. Ці породи так само, як і карбонатні, виникають в окиснювальному середовищі в умовах, несприятливих для осадження та адсорбції урану.

Фосфати. Іноді сильно збагачені ураном. Це пояснюється їхнім утворенням у відновних умовах за наявності значних кількостей органічного матеріалу. Фосфати кальцію витягують уран навіть з морської води, але уранові мінерали виникнути не можуть, оскільки U і Ra практично не вилучаються з природних фосфатів карбонатними розчинами. Фосфат кальцію, міцно пов'язуючи уран і продукти його розпаду, обмежує міграцію радіоактивних елементів. Вміст урану у фосфатах змінюється в межах величини (10–1500) – 10^{-4} %.

Викопне вугілля. Радіоактивність вугілля, як правило, дуже незначна. збільшенням зольності.

Осадові породи за ступенем радіоактивності можна поділити на три групи (В. Н. Добринін, 1991).

1. Породи з низькою радіоактивністю: добре відсортовані й слабозцементовані мономінеральні кварцові піски, алевроліти, чисті вапняки, доломіти, кам'яна сіль, ангідрити, гіпси, більшість вугілля і нафтонасичені породи.

2. Породи з підвищеною радіоактивністю: глинисті різновиди осадових порід, глинисті піски, пісковики, алевроліти, деякі мергелі, глинисті вапняки і доломіти, а також породи з органічними домішками.

3. Породи з високою радіоактивністю: калійні солі, монацитові й ортитові піски, глибоководні глини, глобігеринові мули і червона глина.

Таблиця 8.4. **Середні концентрації радіоактивних елементів в осадових породах (В. М. Добринін [23])**

Група порід	Породи	Концентрації радіоактивних елементів, %		
		K	**$U \cdot 10^{-4}$**	**$Th \cdot 10^{-4}$**
	Конгломерат, гравеліт	1,5	2,4	9,0
	Кварцовий конгломерат	1,2	6,3	31,0
	Пісковик, алевроліт	1,7	2,9	10,4
	Аргіліт, глинистий сланець, глина	2,7	4,0	11,5
	Кременистий сланець, кварцит	0,3	1,7	2,2
	Глинисто-кременистий сланець	1,1	2,8	6,2
	Вапняк	0,3	1,6	1,8
	Мергель	0,8	2,8	2,5
	Доломіт	0,4	3,7	2,8
	Бітумінозний вапняк	0,3	7,8	11,9
	Гіпс, ангідрит	0,02	1,0	1,0
	Кам'яна сіль	N1	0,9	1,0
	Кам'яний вуглець	0,1	3,4	4,8
	Торф	–	2,0–5,0	5,2
	Горючий сланець	–	100–200	10–15

8.5.3. Метаморфічні породи

Під впливом різноманітних епігенетичних процесів (метаморфічних, метасоматичних, гідротермальних) первинні осадові й магматичні породи зазнають інтенсивних перетворень, за яких їхній склад і радіоактивність змінюються (табл. 8.5).

Серед метаморфічних порід виділяють:

1. слаборадіоактивні (амфіболіти, амфіболітові сланці, аподіабази, кварцити, мармури, кальцитофіри);

2. з нормальною або слабо підвищеною радіоактивністю (фельсичні гнейси, кристалічні сланці, порфіроїди та метаморфізовані пісковики),

3. підвищено радіоактивні (у радіоактивних рудах, білярудних зонах та ореолах розсіювання).

Різна радіоактивність груп пояснюється різним їхнім хімічним складом. У породах другої групи – підвищений вміст SiO_2, K_2O, CO_2, H_2O.

Чим більший ступінь метаморфізму гнейсів і кристалічних сланців, тим менша концентрація в них урану і торію.

Найбільш значні зміни порід спостерігаються при регіональному метаморфізмі та ультраметаморфізмі.

Дуже широким є діапазон зміни вмісту радіоактивних елементів в ультраметаморфічних породах. Ультраметаморфізм і метасоматоз сприяють збільшенню концентрацій урану і торію в їхніх продуктах, а відношення U/Th в них може бути як дуже малим (< 1), так і дуже великим (> 10–20).

У породах, які зазнали найбільш високого ступеня метаморфізму (гранулітова фація), спостерігається, з одного боку, втрата радіоактивних елементів, а з іншого – вирівнювання їхнього вмісту в різних відмінах порід.

В умовах прояву амфіболітової фації метаморфізму спостерігається зворотний процес – привнесення радіоактивних елементів і диференціація порід за радіоактивністю.

Так, для першої стадії анатектичної гранітизації, з якою пов'язано формування гіперстенових гранітоїдів, плагіогранітів, мігматитів чарнокітового комплексу, характерним є відносно низький вміст радіоактивних елементів, що мало відрізняється від вихідних гнейсів і кристалічних сланців.

Для порід, що сформовані в другу стадію гранітизації й магматизму, характерно суттєве привнесення низки мобільних компонент і насамперед калію. При цьому відбуваються процеси кремнекалієвого метасоматозу і утворюються збагачені ураном і торієм паліогенно-метасоматичні та інтрузивні утворення – калішпатизовані й аляскітові граніти, пегматити.

Розглядаючи радіоактивність метаморфічних порід, необхідно особливо виділити породи пневматолітових і гідротермальних жил. До них приурочені багато різновидів урано- та торієвмісних мінералів (напр., настуран).

Концентрація урану і торію в радіоактивних рудах у зонах ореолів розсіювання набагато більша, ніж у звичайних породах.

Таблиця 8.5. **Середні концентрації радіоактивних елементів у метаморфічних породах (В. М. Добринін [23])**

Фація	Породи	Концентрації радіоактивних елементів, %		
		K	$U10^{-4}$	$Th10^{-4}$
Гранулітова та еклогітова	Еклогіт	0,8	0,2	0,4
	Амфіболіт	0,6	0,7	1,8
	Аподіабазовий порфірит	0,8	0,9	2,7
	Магнезіально-силікатний сланець	0,8	1,2	4,0
	Гиперстеновий гнейс	1,6	0,6	2,1
	Плагіоклазовий мігматит, чарнокіт	1,7	0,8	2,3
	Силіманіт кордієритовий, гнейс, сланець	2,6	1,3	4,2
Амфіболітова та епідот-амфіболітова	Амфіболіт	0,8	1,0	4,0
	Мармур, мармуризований вапняк	0,2	1,1	2,2
	Кварцит	0,6	0,8	3,1
	Метаморфізований пісковик	2,5	2,7	9,2
	Кристалічний сланець	3,1	2,6	10,
	Польовошпатовий гнейс	3,4	3,5	15,0
	Мігматит, гранітогнейс	3,6	3,2	16,1

8.5.4. Пластові флюїди і гази

Вміст радіоактивних елементів у підземних водах, як правило, набагато менший, ніж у породах. Він повністю залежить від збагаченості водомістких порід радіоактивними елементами, від гідрогеохімічної обстановки, яка обумовлює перехід радіоактивних елементів у воду, а також від гідродинамічного режиму.

Середня кількість радію в підземних водах становить $2\ 10^{-12}$ г/л, урану – $4\ 10^{-6}$ г/л, сполуки торію, як найбільш складнорозчинні – майже відсутні.

Вірогідність підвищеної радіоактивності підземних вод зростає:

- при високих окисно-відновних потенціалах вод;

• при підвищених мінералізаціях вод, особливо хлоридно-натрієво-кальцієвого типу.

З глибиною максимальний вміст U у водах має тенденцію до зменшення.

Вміст радію в пластових водах підвищується з наближенням до контурів нафтоносності. Вміст ізотопів радію у зв'язаній воді нафтоносної породи сягає 37–370 БК, що на 1–2 порядки вище, ніж у вільній воді водоносної породи.

Вміст U у зразках нафт різних типів перебуває в межах $6\ 10^{-9}$–$1{,}2\ 10^{-7}$ %. Уран у нафтах міститься в асфальтенах і спиртобензольних смолах, вміст яких зростає зі ступенем оксидації нафти. З глибиною концентрація урану спочатку знижується, а потім стає приблизно однаковою. Вміст урану в нафті збільшується з ростом густини і смолистості, вмісту в ній сірки.

Газова фаза. Радіоактивні елементи містяться в ґрунтовому повітрі завдяки еманації радону, торону, актинону з гірських порід і деяких природних вод. Радіоактивність ґрунтового повітря, де міститься радон, у середньому $5{,}4–10^{-18}$ розп./см^3. Таким чином, внесок до радіоактивні порід газової фази дуже малий.

Отже, розглянуто радіоактивні властивості гірських порід і методи, що їх вивчають.

Результати петрофізичних досліджень у галузі ядерно-фізичних властивостей вивчають для вирішення таких завдань (В. М. Добринін [23]):

• Установлення меж змінення γ-активності порід різних літологічних типів з метою кореляції товщ і класифікації порід за мінеральним складом;

• Дослідження змін γ-активності та вмісту радіоактивних елементів залежно від глинистості у відкладах з однаковим мінеральним складом;

• Реконструкція умов осадконакопичення порід;

• Дослідження зв'язків концентрацій радіоактивних елементів з фаціальною характеристикою відкладів і тектонічним розвитком структур, що можуть виступати як материнські для нафти і газу;

• Дослідження взаємозв'язків радіоактивності порід з їхніми геохімічними особливостями;

• Установлення кореляції між радіоактивністю калієвих і фосфорних руд і вмістом в них калію і фосфору;

• Вивчення зв'язків γ-активності руд радіоактивних елементів із вмістом в них урану, торію і радію для визначення типів руди тощо.

Запитання для самоконтролю

1. Види природної радіоактивності.
2. Радіоактивність хімічних елементів і мінералів.
3. Радіоактивність магматичних гірських порід.
4. Природна γ-активність осадових гірських порід.
5. Радіоактивність метаморфічних гірських порід.
6. Визначення радіоактивності зразків. Групи лабораторних методів.
7. Методи безпосереднього визначення вмісту окремих радіоактивних елементів.

Завдання

Підготувати розгорнутий реферат на тему: "Природа виникнення радіоактивності, радіоактивні властивості мінералів".

9. ОБРОБКА РЕЗУЛЬТАТІВ ПЕТРОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ І ВИКОРИСТАННЯ ЇХ ДЛЯ ІНТЕРПРЕТАЦІЇ ГЕОФІЗИЧНИХ ДАНИХ

9.1. СТАТИСТИЧНА ОБРОБКА РЕЗУЛЬТАТІВ ПЕТРОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Обробка результатів петрофізичних досліджень складається з таких етапів:

1. попередня обробка матеріалів;
2. математичний (статистичний) аналіз даних;
3. створення математичних моделей порід та їхніх асоціацій;
4. побудова петрофізичних карт і розрізів.

Попередня обробка полягає у створенні каталогів даних про склад і фізичні властивості порід на основі статистичного аналізу окремих петрофізичних параметрів. На цьому етапі проводиться повна перевірка результатів петрофізичних даних, їхнє уточнення та відбраковування, каталогізація за окремими літологічними групами порід.

Математичний аналіз дозволяє виділити петрофізичні групи та асоціації й установити основні закономірності зміни фізичних параметрів.

При виділенні петрофізичних груп порід застосовується метод групування за найбільш загальними і стійкими ознаками: генетичним типом, складом, текстурно-структурними особливостями, типом діагенезу, метаморфізмом тощо.

Для з'ясування розподілу фізичного параметра в межах попередньо виділеної петрофізичної групи використовують варіаційний ряд, де кожному значенню параметра x або інтервалу його зміни ΔN відповідає певна повторюваність значень параметра (частота).

Оптимальна ширина інтервалу може бути обчислена за формулою Стерджеса

$$\Delta x = \frac{x_{\max} - x_{\min}}{1 + 3{,}3 \lg N}, \qquad (9.1)$$

де $x_{\max}$, $x_{\min}$ – межі розподілу параметра; N – кількість значень у розподілі.

Для характеристики петрофізичної групи потрібно не менше 20–30 зразків (табл. 9.1).

Таблиця 9.1. **Приклад складання варіаційного ряду густини порід (Н. Б. Дортман [49])**

Інтервал зміни густини, кг/м^3	Частота ΔN	Частість $\frac{\Delta N}{N} \times 100$, %	Накопичення частоти $\Sigma \Delta N$	Накопичення частості $\frac{\sum \Delta N}{N} \times 100$, %
2500–2520	0	0	0	0
2520–2540	7	8	7	8
2540–2560	19	21	26	29
2560–2580	33	37	59	66
2580–2600	24	27	83	93
2600–2620	6	7	89	100
2620–2640	0	0	89	100

На підставі варіаційного ряду може бути побудована варіаційна крива і гістограма або крива накопичення частот (рис. 9.1).

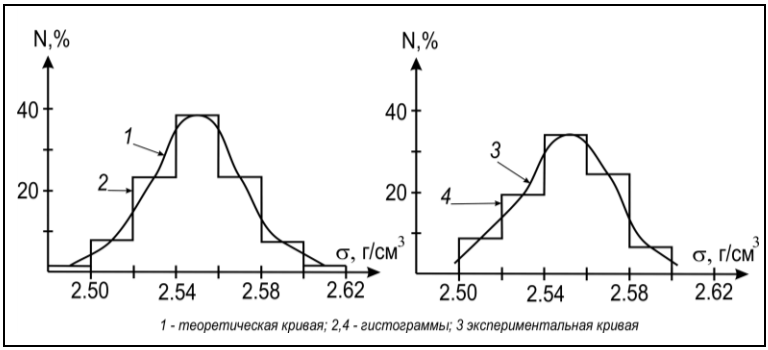
Форма варіаційної кривої або гістограми служать основним якісним критерієм для з'ясування правильності виділення петрофізичної групи.

Розподіл параметра густини і швидкості поширення пружних хвиль у породах, що не зазнали вторинних змін, зазвичай підпорядковуються нормальному закону, магнітна сприйнятливість і намагніченість – логнормальному.

Нормальний закон описується функцією

$$f(x) = \frac{1}{St\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{(x_i - \bar{x})^2}{St}}, \qquad (9.2)$$

де x – значення параметра; $\cdot\bar{x}$ – середнє арифметичне значення параметра; St – стандарт розподілу параметра.



а **б**

Рис. 9.1. Варіаційні криві й гістограми розподілу густини граніту (Н. Б. Дортман [49]): 1 – теоретична крива; 2, 4 – гістограми; 3 – експериментальна крива: а – аналіз змодельованих даних; б – аналіз експериментальних даних

Логнормальний закон описується функцією

$$f(y) = \frac{1}{y St' \sqrt{2\pi}} \cdot e^{\frac{\ln(y_i - \bar{y})^2}{(St')^2}}, \qquad (9.3)$$

де y – значення параметра; $\cdot\bar{y}$ – середнє арифметичне значення логарифмів параметра; $\cdot St'$ – стандарт розподілу логарифмів параметра.

З метою перевірки відповідності розподілу того чи іншого закону використовують криві накопичених частот, побудовані в спеціальному вірогідносному масштабі. У разі відповідності досліджуваного розподілу нормальному або логнормальному законам графік буде виражатися прямою лінією. Різка невідповідність є показником неоднорідності сукупності (Н. Б. Дортман, 1984).

Якщо варіаційні криві розподілу петрофізичних властивостей порід складаються з декількох максимумів, то кожен з них відповідає тій чи іншій групі (рис. 9.2).

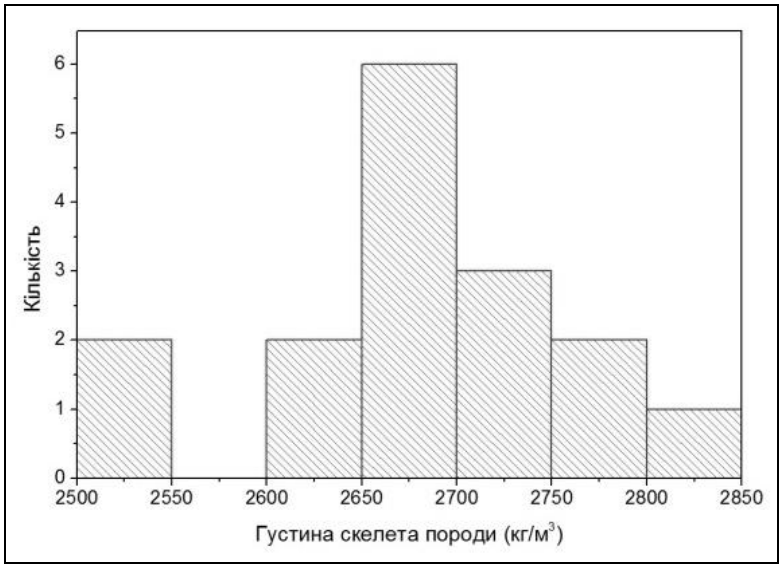


Рис. 9.2. Гістограма розподілу зразків вапняків за густиною скелета

9.2. ВЗАЄМОЗВ'ЯЗОК ПЕТРОФІЗИЧНИХ ПАРАМЕТРІВ

Взаємозв'язок фізичних властивостей – це закономірне їхнє поєднання, і зміна однієї властивості залежить зазвичай від зміни іншої. Знання взаємозв'язків між фізичними властивостями дозволяють за параметром, що легко вивчається, визначати інші параметри; за властивостями, визначеними в зразках, вивчати властивості порід у природному заляганні.

Більшість петрофізичних взаємозв'язків є кореляційними, це обумовлено, головним чином, неможливістю врахування всіх чинників, що впливають на досліджувані параметри.

Кореляція між властивостями не означає тільки залежності однієї властивості від іншої. У багатьох випадках взаємозв'язок існує в результаті залежності параметрів від чинників, що не розглядаються при дослідженнях, але що визначають величину

цих параметрів. В елементах і мінералах такими чинниками є внутрішня будова речовини і зовнішні термодинамічні умови (Н. Б. Дортман [49]).

Кореляція між параметрами має спостерігатися при їхній однотипній залежності від особливостей атомної будови речовини. Так, наприклад, основними чинниками, що визначають густину порід і швидкість поширення пружних хвиль у них, є щільність упаковки атомів і атомна маса речовини. Зі збільшенням щільності упаковки атомів густина елементів і швидкість у них збільшуються. Зростання атомної маси призводить до зменшення швидкості й збільшення густини. Тому кореляція між параметрами σ і *V* має місце лише при зміні одного із чинників порівняно зі зміною іншого. Для елементів і мінералів у діапазоні зміни густини від 1000 до 3500–4500 кг/м^3 варіації атомної маси менше варіацій щільності упаковки речовини. Цим обумовлена позитивна кореляція між σ і *V* (рис. 9.3).

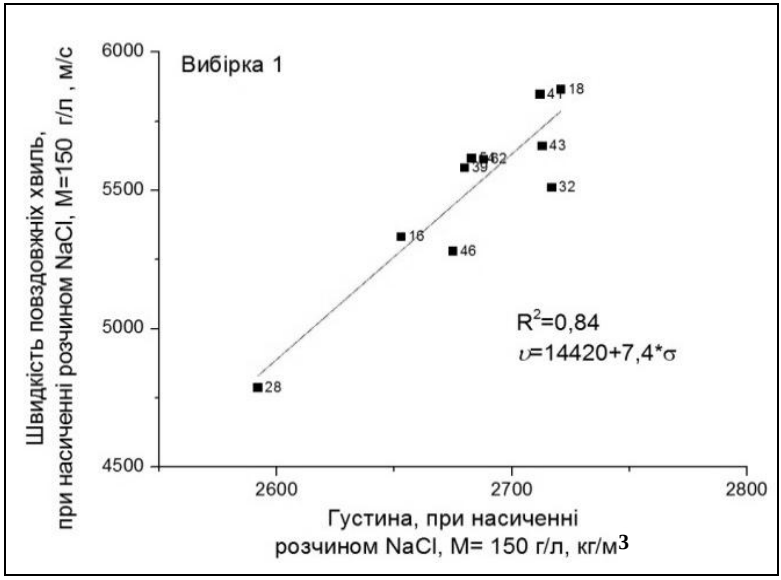


Рис. 9.3. Залежність швидкості поздовжніх хвиль від густини вапняків Зарічної площі (Дніпровсько-Донецька западина)

При $\sigma > 4500$ кг/м^3 зміни атомної маси перевищують зміни щільності упаковки атомів. У результаті між σ *і* V в елементах установлюється негативна кореляція.

Прикладом позитивної кореляції параметрів може служити кореляція електро- і теплопровідності. Електропровідність і теплопровідність мінералів значною мірою визначаються типом кристалохімічного зв'язку. Високу електро- і теплопровідність мають мінерали з металевою, іонно-металевою і ковалентно-металевою формою зв'язку. Ковалентні та іонні з'єднання є напівпровідниками і діелектриками; їхня теплопровідність обумовлена ґратчастою складовою.

У гірських породах установлення взаємозв'язків між фізичними властивостями на основі внутрішньої будови мінералів ускладнено. Це можливо лише в разі, якщо властивості гірських порід адитивно обчислюються за властивостями мінералів, що становлять породу. Проте фізичні властивості гірських порід визначаються не лише їхнім мінеральним складом, але й структурними та текстурними особливостями, типом заповнювача пустотного простору та ін. Отже, кореляція між параметрами в гірських породах має спостерігатися при їхній залежності від одного із цих чинників за меншого впливу інших.

У породах з ущільненими текстурами, тобто в інтрузивних, метаморфічних, палеотипних ефузивних і ущільнених осадових утвореннях мінеральний склад – основний чинник, що визначає більшість фізичних властивостей. Найбільша залежність від загального мінерального складу характерна для густини, меншою мірою – для швидкості пружних хвиль та інших фізичних параметрів. У зв'язку з цим густина гірської породи може бути вирахувана за густиною мінералів з незначною похибкою, обумовленою недоврахуванням пористості. При обчисленні швидкості пружних хвиль ця похибка зростає у зв'язку із впливом пористості й тріщинуватості на величину V. Залежність густини і швидкості пружних хвиль від мінерального складу таких порід підтверджується коефіцієнтом кореляції між σ і V_p, рівним 0,9. Існує велика кількість рівнянь зв'язку між швидкістю пружних хвиль і густиною гірських порід і мінералів, що належать до утворень І типу. Зазвичай цей зв'язок подається у вигляді

$$V_p = a + b\,\sigma,$$

де a і b – коефіцієнти, що визначаються емпірично.

У породах з ущільненими текстурами теплопровідність залежить від мінерального складу і густини порід. Проте цей зв'язок менш чіткий завдяки впливу інших чинників.

У породах з пористими текстурами, представленими кайнотипними ефузивними й осадовими утвореннями, чинником, що має значний вплив на деякі фізичні властивості, є пористість. Для високопористих утворень характерна залежність густини, швидкості пружних хвиль, інтервального часу поширення пружних хвиль, теплопровідності, а для класу іонних провідників – і електропровідності від пористості порід. Це обумовлює, у свою чергу, закономірний зв'язок між цими параметрами (рис. 9.4).

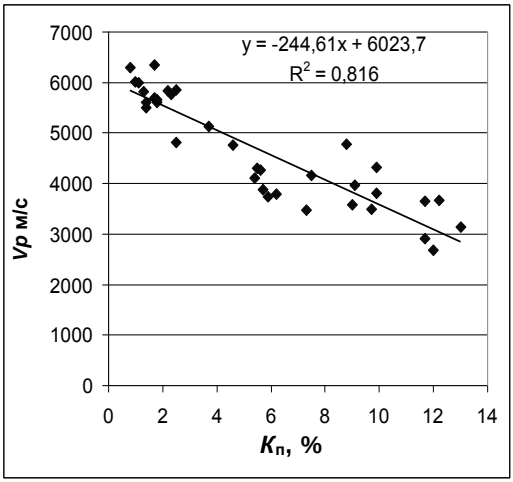


Рис. 9.4. Приклад залежності швидкості поздовжніх хвиль від пористості для колекції карбонатних зразків свердловин Волино-Поділля (девон)

Низка фізичних властивостей (намагніченість, радіоактивність) не має загальної атомної природи або загальних геологічних чинників з іншими властивостями. Прямий взаємозв'язок між ними відсутній, проте непрямий – можливий.

Існує в деяких випадках висока інформативність магнітних властивостей про закономірні зміни хімічного і мінерального

складу і відповідно про густину геологічних утворень. Це обумовлено залежністю магнітної сприйнятливості від вмісту магнетиту, утворення якого пов'язано з умовами генезису порід. Така залежність відзначається, наприклад, для окремих фаз у межах єдиного інтрузивного комплексу.

У породах з пористими текстурами мінеральний склад не є основним чинником, що визначає фізичні властивості. Проте його вплив у деяких випадках дуже істотний. Так, в осадових і ефузивних породах установлюється взаємозалежність між густиною і швидкістю поздовжніх хвиль. Проте у зв'язку зі значним впливом пористості ця залежність менш чітка, ніж для кристалічних утворень. У пористих породах велика кількість петрофізичних параметрів лінійно і нелінійно залежить від пористості як відкритої, так і загальної. Це властивості, які тією чи іншою мірою залежать від структури пустотного простору:

Об'ємна густина зменшується зі збільшенням пористості завжди, а її значення не залежать від типу пористості, а тільки від концентрації пустот.

Швидкості поширення пружних хвиль зменшуються зі збільшенням пористості, експериментально визначено залежності виду

$$V = \frac{a}{\hat{E}_{\ddot{i}}}.$$

Крім цього,установлено, що інтенсивність збільшується за наявності тріщинуватості. Установлено різкий вплив типу пустотного простору та його впорядкованість на акустичну анізотропію зразків порід, причому не тільки високопористих, але й метаморфічних (Г. Т. Продайвода, Д. А. Безродний, 2011; Г. Т. Продайвода, С. А. Вижва, Д. А. Безродний, І. М. Безродна, 2011).

Питомий електричний опір порід залежить від пористості складним чином (має вплив тип пустотного наповнювача) – із зростанням пористості газонасиченої породи опір збільшується, а при водонасиченні зменшується завдяки збільшенню провідних елементів. На основі електричних параметрів розраховуються параметри пористості та насичення.

Параметр пористості обернено залежить від коефіцієнта пористості ($P_n = \left(\frac{1}{K_n^m} \right)$), а параметр насичення – від коефіцієнта водонасичення ($P_н = \left(\frac{1}{K_в^a} \right)$).

Магнітні властивості зменшуються завдяки немагнітності газової та рідкої фаз.

Залежність між пористістю та проникністю не завжди відтворює реальну сутність породи. Порода може мати високу пористість і дуже низьку проникність, або навпаки – висока проникність за низької пористості. Незважаючи на цю фундаментальну відсутність однозначного зв'язку між цими двома властивостями, часто вдається побудувати досить корисні кореляційні залежності між ними. За емпіричними даними було встановлено, що є декілька функцій, які описують залежність між коефіцієнтом пористості та проникності. Вибір якоїсь із них залежить від петрофізичних і мінералогічних особливостей зразків і типу пустотного наповнювача (рис. 9.5). Самі залежності виглядають таким чином:

$$K_{пр} = aK_n^b,\ K_{\text{пр}} = a \cdot exp(b \cdot K_{\text{п}}),\ K_{\text{пр}} = aK_{\text{п}} - b\,. \quad (9.1)$$

Відомо, що Козені ввів одну з фундаментальних кореляційних залежностей, що виражає проникність як функцію пористості та питомої площі поверхні, хоч вона теж не є універсальною. Загалом зазвичай при зростанні пористості зростає проникність, інтенсивність залежить від розміру зерен мінеральної матриці породи, розміру міжзернових пор, кількості та типу пустот. Якщо класифікувати за залежністю пористість – проникність для різних за розміром зерен порід, то виявляється досить стійкий зв'язок.

Тобто на отриманих графіках кожна вибірка, для якої спостерігається кореляція пористість – проникність, характеризується певним розміром зерен породи, і за Крейзом, чим більше кут нахилу прямої, якою апроксимують цю залежність (на білогарифмічному бланку), тим більший розмір зерен ха-

рактерний для зразків, тобто, коли структура змінюється від дрібнозернистої до крупнозернистої, проникність за тієї ж самої пористості зростає.

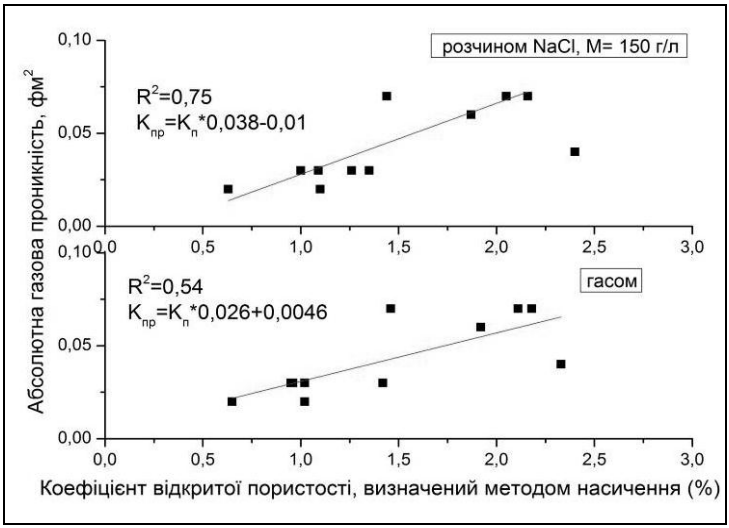


Рис. 9.5. Залежність абсолютної газової проникності від коефіцієнта пористості карбонатних порід різного насичення

9.3. СТВОРЕННЯ МАТЕМАТИЧНИХ МОДЕЛЕЙ ПОРІД ТА ЇХНЄ ВИКОРИСТАННЯ ДЛЯ ІНТЕРПРЕТАЦІЇ ГЕОФІЗИЧНИХ ДАНИХ

Закономірні зв'язки між різними параметрами однієї фізичної властивості відіграють велику роль при інтерпретації геофізичних методів. Особливо істотне значення має чітка кореляційна залежність між магнітною сприйнятливістю і загальною намагніченістю для більшості гірських порід. Вивчення магнітної сприйнятливості дозволяє розкрити зв'язки між магнітною характеристикою порід та їхнім хімічним і мінеральним складом, а кореляція між χ і J – використовувати дані про намагніченість

порід для надійної геологічної інтерпретації карт аномального магнітного поля.

Підвищенню точності інтерпретації сейсмічних матеріалів сприяє вивчення зв'язку між швидкістю поздовжніх і поперечних хвиль у породах різного складу і будови.

Кореляція між різними параметрами електричних властивостей важлива при інтерпретації даних електророзвідки та каротажних досліджень.

Залежності фізичних властивостей гірських порід від різних фізико-геологічних чинників були розглянуті за результатами досліджень у нормальних термодинамічних умовах. При високих термодинамічних параметрах установлені залежності зазвичай зберігаються. Це дозволяє використовувати їх для вивчення властивостей і складу речовини глибинних шарів Землі при інтерпретації геофізичних методів.

Петрофізичне забезпечення комплексної інтерпретації матеріалів ГДС для підрахунку запасів і проектування розробки включає вивчення петрофізичних зв'язків, що дозволяє перейти до властивостей фільтраційних ємностей порід кожного літотипу. За способом отримання емпіричних петрофізичних залежностей розрізняють такі види парних зв'язків: керн – керн (к-к), ГДС – керн (г-к) (Н. Б. Дортман [49]).

Зв'язки типу к-к отримують у результаті вимірів у лабораторії двох параметрів – одного однотипного з параметром, що одержується за даними ГДС, наприклад параметра пористості P_n, або швидкості поширення пружних коливань у породі, і параметра, що характеризує фільтраційні ємності властивості, наприклад коефіцієнта пористості $К_п$ або глинистості $C_{гл}$. Обидва параметри визначаються на одному й тому ж керні за атмосферних або термобаричних умов пластів. Сукупність даних обробляють відомими прийомами математичної статистики, отримуючи рівняння регресії, коефіцієнт кореляції тощо. Ці зв'язки до теперішнього часу переважають у практиці оперативної інтерпретації ГДС і при використанні ГДС для підрахунку запасів.

Для отримання зв'язку типу г-к виконують такі процедури. Складають кернограми різних параметрів, установлених на зразках керна, по ділянці розрізу свердловини, що вивчається, шляхом нанесення точок для кожного зразка в системі координат досліджуваний параметр – глибина в тому ж масштабі глибин, що й діаграми ГДС. У належному інтервалі розрізу по комплексу ГДС виділяють досить однорідні пласти і визначають для кожного з них фізичні параметри для наступного зіставлення з даними керна. Складають графіки зміни цих параметрів за розрізом. Використовуючи кернограму і графік результатів інтерпретації ГДС для двох близьких за своєю природою параметрів, прив'язують дані керна до матеріалів ГДС за глибиною. На кожній кернограмі виділяють пласти, установлені за матеріалами ГДС, визначають середнє значення параметра по керну для кожного пласта. На основі отриманої сукупності точок знаходять рівняння регресії й статистичні параметри, що характеризують тісноту зв'язку, як і в попередньому випадку.

Практично всі петрофізичні зв'язки, використовувані при геологічній інтерпретації матеріалів ГДС, є кореляційними. Це пов'язано з тим, що об'єкти дослідження петрофізики (зразки і пласти гірських порід), як правило, неоднорідні, мають не простий мінеральний, хімічний і фазовий склад, а також дуже складну геометрію меж поділу фаз і часток різних мінералів. У простих випадках ці зв'язки наближаються до функціональних залежностей, розрахованих за теоретичними формулами (для досить простих фізичних моделей).

Використовують петрофізичні зв'язки при вирішенні прямої задачі ГДС – побудові геофізичних синтетичних діаграм для моделі розрізу і порівняння цих діаграм з реальними. При інтерпретації параметри моделі розрізу змінюються до тих пір, поки змодельована діаграма ГДС не збігається в межах заданого інтервалу допустимої розбіжності з реальною діаграмою відповідного методу ГДС. Ітераційний процес завершується встановленням оптимальної моделі розрізу, що включає оптимальний вид петрофізичних рівнянь та їхніх констант.

9.4. ПОБУДОВА ПЕТРОФІЗИЧНИХ КАРТ І РОЗРІЗІВ

При обробці даних петрофізики на останньому етапі масштабних досліджень проводиться побудова петрофізичних карт і розрізів.

Найбільш повне і наочне уявлення про розподіл фізичних властивостей геологічних утворень дають карти (Н. Б. Дортман [49]):

1) петрофізичні, що відображають розподіл у плані петрофізичних груп гірських порід (або геологічних формацій);

2) фізичних параметрів, що показують значення фізичних параметрів порід (товщ) без урахування їхніх типу і складу;

3) спеціалізовані – карти наведених аномальних значень фізичних властивостей гірських порід: палеомагнітні та інші петрофізичні карти.

В основі легенд петрофізичних карт лежить петрофізична класифікація гірських порід, тобто розподілення і групування фізичних характеристик порід різних генетичних типів і петрографічного (літологічного) складу.

Класифікацію порід району проводять з урахуванням їхнього віку або структурно-формаційних комплексів. Карти будують окремо:

- петрогустинні;
- петромагнітні;
- петрошвидкісні;
- петроємнісні та ін.

При побудові карт прагнуть:

- можливо повніше показати фізичну латеральну неоднорідність геологічних утворень району;
- відобразити найбільш суттєві закономірності зміни фізичної характеристики порід різного генезису і складу;
- з найбільшою детальністю показати фізичну характеристику рудоносних, вугленосних і нафтогазоносних формацій і зон білярудних змін (на великомасштабних картах).

Петрофізичні карти, або карти фізичних властивостей порід, отримані за даними лабораторних вимірювань на зразках, є фактичною основою для петрографічного (літологічного) картування досліджуваної площі.

Масштаби карт визначаються щільністю точок спостереження (середні відстані між точками мають бути не більше 1 см в масштабі карти). Перетин ізоліній на картах залежить від точності зйомки і має бути в три рази більше середньоквадратичних або арифметичних помилок петрофізичних спостережень.

Рекомендується групувати фізичні властивості за інтервалами їхньої зміни літерними індексами в алфавітному порядку.

Один або декілька інтервалів групування фізичних властивостей, що відповідають певним літологічним або стратиграфічним утворенням на геологічній карті, заштриховуються або зафарбовуються відповідно до правил оформлення геологічних карт. За достатньої кількості та якості геологічних даних, у тому числі петрографічних визначень зразків, ведеться петрографічне (літологічне) групування порід за фізичними властивостями.

Найважливіше на картах виділити корисні копалини, що характеризуються екстремальними значеннями фізичних властивостей.

Запитання для самоконтролю

1. Статистична обробка даних визначення фізичних властивостей гірських порід (розподіл петрофізичних груп).
2. Класифікація гірських порід за атомною природою.
3. Класифікація гірських порід за густиною.
4. Класифікація гірських порід за пружними властивостями.
5. Класифікація гірських порід за магнітними властивостями.
6. Класифікація гірських порід за електричними властивостями.
7. Класифікація гірських порід за радіоактивністю.
8. Взаємозв'язки між фізичними параметрами гірських порід.
9. Використання петрофізичних зв'язків для геологічної інтерпретації при пошуках нафти і газу.

10. Класифікація гірських порід за атомною природою, густиною, пружними, магнітними, електричними властивостями і радіоактивністю.

11. Які можуть використовуватися петрофізичні моделі для інтерпретації даних геофізичних методів?

12. Перспективи розвитку нових методів петрофізичних досліджень.

Завдання

Підготувати розгорнутий реферат на тему: "Використання петрофізичних зв'язків для геологічної інтерпретації при пошуках корисних копалин" (вид корисних копалин обрати окремо).

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. *Tarling D.* The magnetic anisotropy of rocks / D. Tarling, F. Hrouda. The magnetic anisotropy of rocks. – London, Chapman & Hall, 1993.

2. *Абасов М. Т.* О влиянии пластового давления на изменение фильтрационно-емкостных свойств терригенных пород-коллекторов в процессе разработки месторождений нефти и газа / М. Т. Абасов, Р. Д. Джеваншир, А. А. Иманов и др. // Геология нефти и газа. – 1997. – № 5.

3. *Авчян Г. М.* Физические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах / Г. М. Авчян. – М. : Недра, 1972.

4. *Аносов Г. И.* Исследования физических свойств минерального вещества Земли при высоких термодинамических параметрах / Г. И. Аносов. – К. : Наук. думка, 1977.

5. *Безродна І. М.* Оцінка структури пустотного простору карбонатних порід за результатами акустичних досліджень в умовах змінного тиску / І. М. Безродна // Вісн. НГУ. – 2014. – № 3. – С. 23–30.

6. *Базюк Л. В.* Теплофізичні властивості металів і стопів: залежність коефіцієнта теплопровідности від температури та радіуса атомів / Л. В. Базюк, Г. О. Сіренко // Фізика і хімія твердого тіла. – 2011. – Т. 12, № 4.– С. 1026–1038.

7. *Березкин В. М.* Применение геофизических методов разведки для прямых поисков месторождений нефти и газа / В. М. Березкин, М. А. Киричек, А. А. Кунарев. – М. : Недра, 1978.

8. *Вахромеев Г. С.* Моделирование в разведочной геофизике / Г. С. Вахромеев, А. Ю. Давыденко. – М. : Недра, 1987.

9. *Вахромеев Г. С.* Петрофизика / Г. С. Вахромеев, Л. Я. Ерофеев, В. С. Канайкин. – Томск : Изд-во Томск. ун-та, 1997.

10. *Вахромеев Г. С.* Основы методологии комплексирования геофизических исследований при поисках рудных месторождений / Г. С. Вахромеев. – М. : Недра, 1978.

11. *Вижва С. А.* Комплексні геолого-петрофізичні дослідження складнопобудованих порід-колекторів східного схилу Львівського палеозойського прогину / С. А. Вижва, І. М. Безродна та ін. // Звіт з науково-дослідної роботи. – К., 2011.

12. *Виноградов В. Г.* Практикум по петрофизике : учеб. пособие для вузов / В. Г. Виноградов, А. В. Дахнов, С. Л. Пацевич. – М. : Наука, 1990.

13. *Витовтова В. М.* Проницаемость горных пород при высоких температурах и давлениях: автореф. дис. … канд. геол. наук / В. М. Витовтова. – Черноголовка, 1989.

14. *Гарушев Е. А.* Лабораторное определение тепловых свойств горных пород в условиях, близких к пластовым / Е. А. Гарушев, А. В. Коробкин, А. А. Рогозин // Территория Нефтегаз. – № 4. – 2011.

15. Геология нефти и газа : учебно-метод. пособ. к практ. занятиям и самост. работе / В. И. Русский, С. В. Кривихин, В. П. Алексеев, А. Ш. Зеленская; под ред. С. В. Кривихина. – Екатеринбург : Изд-во Урал. гос. горн. ун-та, 2010.

16. *Гиматудинов Ш. К.* Сборник лабораторных работ по курсу "Физика нефтяного пласта" / Ш. К. Гиматудинов, И. И. Дунюшкин, Л. А. Нагорный; под ред. Ю. П. Желтова. – М., 1986.

17. *Гиматудинов Ш. К.* Физика нефтяного и газового пласта / Ш. К. Гиматудинов, А. И. Ширковский. – М. : Альянс, 2005.

18. *Гиматудинов Ш. К.* Физика нефтяного пласта / Ш. К. Гиматудинов. – М. : Гостехиздат, 1982.

19. *Горбунов А. Т.* Разработка аномальных нефтяных месторождений / А. Т. Горбунов. – М. : Недра, 1981.

20. *Грицишин В. І.* Петрофізична характеристика колекторів нафтових і газових родовищ Карпатського регіону і Дніпровсько-Донецької западини : монограф. / В. І. Грицишин. – Івано-Франківськ, 2012.

21. *Гудок Н. С.* Экспериментальные методы физики пласта / Н. С. Гудок, Н. Н. Богданович. – М. : Спутник+, 2007.

22. *Дахнов В. Н.* Геофизические методы определения коллекторских свойств и нефтегазонасыщения пород / В. Н. Дахнов. – М. : Недра, 1975.

23. *Добрынин В. М.* Петрофизика / В. М. Добрынин, Ю. Ю. Вельденштейн, Д. А. Кожевников. – М. : Недра, 1991.

24. *Зинченко В. С.* Петрофизические основы гидрогеологической и инженерно-геологической интерпретации геофизических данных : учеб. пособ. / В. С. Зинченко. – Москва; Тверь : Изд-во АИС, 2005.

25. *Иванов М. К.* Петрофизические методы исследования кернового материала (Терригенные отложения) : учеб. пособ. Кн. 1. / М. К. Иванов, Ю. К. Бурлин, Г. А. Калмыков и др. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 2008.

26. *Аносов Г. И.* Исследования физических свойств минерального вещества Земли при высоких термодинамических параметрах / Г. И. Аносов. – К. : Наук. думка, 1977.

27. *Кобранова В. Н.* Петрофизика : учеб. для вузов / В. Н. Кобранова. – М. : Недра, 1986.

28. *Кобранова В. Н.* Руководство к лабораторным работам по курсу "Петрофизика" / В. Н. Кобранова, С. Л. Пацевич, А. В. Дахнов и др. – М. : Недра, 1982.

29. Комплексирование методов разведочной геофизики : справочник геофизика; под ред. В. В. Бродового, А. А. Никитина. – М. : Недра, 1984.

30. *Ладынин А. В.* Петрофизика :лекции для студ. геол. специальн. / А. В. Ладынин. – Новосибирск : Изд-во Новосиб. ун-та, 2002.

31. *Марморштейн Л. М.* Петрофизические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах / Л. М. Марморштейн. – М. : Недра, 1985.

32. *Машанов А. А.* Разность скоростей распространения продольной и поперечной акустических волн и параметр Грюнайзена твердых тел / А. А. Машанов, М. В. Дармаев, Д. С. Сандитов и др. // Вест. Бурят. гос. ун-та. – 2009. – № 3. – С. 178–180.

33. *Михайлов Н. Н.* Геолого-технологические свойства пластовых систем / Н. Н. Михайлов. – М. : Макспресс, 2008.

34. *Михайлов Н. Н.* Проницаемость пластовых систем / Н. Н. Михайлов. – М. : РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина, 2006.

35. *Михайлов Н. Н.* Физика нефтяного и газового пласта (физика нефтегазовых пластовых систем) / Н. Н. Михайлов. – М. : Макспресс, 2008.

36. *Нестеренко М. Ю.* Петрофізичні основи обґрунтування флюїдонасичення порід-колекторів / М. Ю. Нестеренко : монограф. – К., 2005.

37. Нетрадиційні джерела вуглеводнів України. Кн. 1. Нетрадиційні джерела вуглеводнів : огляд проблеми / В. А. Михайлов, Е. А. Ставицький, О. А. Проскуряков та ін. – К. : Ніка-Центр, 2013.

38. Определение физических свойств нефтеводосодержащих пород : учеб. пособие / Н. С. Гудок, Н. Н. Богданович, В. Г. Мартынов. – М. : Недра, 2007.

39. Петрофизика : справочник : в 3 кн. / под ред. Н. Б. Дортман. – М. : Недра, 1992.

40. *Продайвода Г. Т.* Акустичний текстурний аналіз метаморфічних порід Криворіжжя : монограф. / Г. Т. Продайвода, С. А. Вижва, Д. А. Безродний та ін. – К. : ВПЦ "Київський університет", 2011.

41. *Продайвода Г. Т.* Геофізичні методи оцінки продуктивності колекторів нафти і газу : монограф. / Г. Т. Продайвода, С. А. Вижва, І. М. Безродна та ін. – К., 2011.

42. *Продайвода Г. Т.* Основи сейсмоакустики : навч. посіб. / Г. Т. Продайвода. – К. : ВПЦ "Київський університет", 2000.

43. *Прошляков Б. К.* Коллекторские свойства осадочных пород на больших глубинах / Б. К. Прошляков, Т. И. Гальянова, Ю. Г. Пименов. – М. : Недра, 1987.

44. *Рудько Г.* Обгрунтування кондиційних значень фільтраційно-ємнісних параметрів теригенних порід-колекторів для підрахунку запасів вуглеводнів : метод. вказівки / Г. Рудько, М. Нестеренко та ін. – Київ; Львів, 2005.

45. Справочник физических констант горных пород / ред. Г. Д. Афанасьев, Б. П. Беликов, М. П. Воларович. – М. : Мир, 1969.

46. *Тиаб Дж.* Петрофизика: теорія и практика изучения коллекторских свойств горнах пород и движения пластовых флюидов; пер. с англ. / Дж. Тиаб, Эрл Ч. Долалдсон. – М. : ООО "Премиум Инжиниринг", 2009.

47. *Толстой М. І.* Загальний курс геофізичних методів розвідки : підруч. / М. І. Толстой, М. В. Рева, В. П. Степанюк. – К. : ВПЦ "Київський університет", 2006.

48. *Тугарова М. А.* Краткие лекции по курсу "Нефтегазовая литология"/ http://lithology.ru/node/42 // 2008.

49. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых : справочник геофизика / под ред. Н. Б. Дортман. – М. : Недра, 1984.

50. *Флоренский П. В.* Основы литологии : учеб. пособие / П. В. Флоренский, Л. В. Милосердова, В. П. Балицкий. – М. : РГУ Нефти и газа им. И. М. Губкина, 2003.

51. *Хамидуллина Г. С.* Петрофизика : пособие для самостоятельного изучения лекционного курса слушателей повышения квалификации специальности "геофизика". – Казань : Казан. гос. ун-т, 2009.

52. *Ханин А. А.* Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение / А. А. Ханин // Рипол-Классик. – 2013.

53. *Хмелевской В. К.* Геофизические методы исследования земной коры / В. К. Хмелевской // Междунар. ун-т природы, общества и человека. – "Дубна", 1997.

Навчальне видання

БЕЗРОДНА Ірина Миколаївна
ГОЖИК Андрій Петрович

ПЕТРОФІЗИКА

Навчальний посібник

Редактор *Л. Л. Воронцова*
Технічний редактор *Л. П. Шевченко*

Оригінал-макет виготовлено ВПЦ "Київський університет"

258

Формат 60×84$^{1/16}$. Ум. друк. арк. 14,88. Наклад 100. Зам. № 218-8624.
Гарнітура Times New Roman. Папір офсетний. Друк офсетний. Вид. № Гл11.
Підписано до друку 16.04.18

Видавець і виготовлювач
ВПЦ "Київський університет"
01601, Київ, б-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43
☎ (044) 239 32 22; (044) 239 31 72; тел./факс (044) 239 31 28
e-mail: vpc_div.chief@univ.net.ua, redaktor@univ.net.ua
http: vpc.univ.kiev.ua
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 1103 від 31.10.02