

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 1

ЗАТВЕРДЖЕНО

Науково-методичною радою
Державного університету
«Житомирська політехніка»
протокол від 05 вересня 2025 р. №05

МЕТОДИЧНІ РЕКОМЕНДАЦІЇ для проведення практичних занять з навчальної дисципліни «Геологія»

для здобувачів вищої освіти освітнього ступеня «бакалавр»
спеціальності G16 «Гірництво та нафтогазові технології»
освітньо-професійна програма «Гірництво»
факультет гірничої справи, природокористування та будівництва
кафедра маркшейдерії

Рекомендовано на засіданні
кафедри гірничих технологій та
будівництва ім. проф. Бакка М.Т.
25 серпня 2025 р.,
протокол № 8

Розробники:

д.геол.н, проф. кафедри гірничих технологій та будівництва ім. проф. Бакка М.Т.
ПІДВИСОЦЬКИЙ Віктор,
ст. викладач кафедри гірничих технологій та будівництва ім. проф. Бакка М.Т.
ОСТАФІЙЧУК Неля,
к.т.н., доц. кафедри гірничих технологій та будівництва ім. проф. Бакка М.Т.
БАШИНСЬКИЙ Сергій

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	<i>Випуск 1</i>	<i>Зміни 0</i>	<i>Екземпляр № 1</i>	<i>Арк 78 / 2</i>

УДК 551

Методичні рекомендації для проведення практичних занять з навчальної дисципліни “Геологія” (для здобувачів вищої освіти освітнього ступеня «бакалавр» спеціальності G16 «Гірництво та нафтогазові технології» освітньо-професійна програма «Гірництво»).

Укладачі – д.геол.н., проф. ПІДВИСОЦЬКИЙ Віктор, ст. викладач ОСТАФІЙЧУК Неля, к.т.н., доц. БАШИНСЬКИЙ Сергій. – Житомир: Державний університет «Житомирська політехніка», 2025. – 78 с.

Рецензенти:

к.т.н., доцент кафедри гірничих технологій та будівництва ім. проф. Бакка М.Т. ШАМРАЙ Володимир

к.т.н., доцент кафедри маркшейдерії ПАНАСЮК Андрій

Методичні рекомендації розроблені для здобувачів вищої освіти спеціальності G16 «Гірництво та нафтогазові технології» освітнього ступеню «бакалавр» денної форми навчання і містять детальні рекомендації для проведення практичних занять з навчальної дисципліни “Геологія”.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	<i>Випуск 1</i>	<i>Зміни 0</i>	<i>Екземпляр № 1</i>	<i>Арк 78 / 3</i>

ЗМІСТ

1. Внутрішні геосфери Землі	4
2. Основи кристалографії	6
3. Мінерали	11
4. Основні етапи еволюції Землі	22
5. Форми залягання гірських порід і тіл корисних копалин	26
6. Тектонічні порушення	32
7. Тектонічне районування території України	38
8. Будова річкової долини	42
9. Класифікація гірських порід	44
10. Підрахунок запасів корисних копалин	47
11. Нафтогазоносність території України	53
12. Елементи залягання гірських порід, їх визначення і позначення в геологічній документації	56
13. Умовні позначення на геологічних картах та розрізах	61
14. Побудова геологічних карт гірських порід, що залягають горизонтально	65
15. Класифікація гірських порід стосовно інженерної петрографії	69
16. Гідрогеологічне районування території України	74
Список рекомендованої літератури	77

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 4

1. ВНУТРІШНІ ГЕОСФЕРИ ЗЕМЛІ

Земля – третя планета Сонячної системи, яка має форму геоїда (апроксимується з еліпсоїдом обертання) і центральносиметричну будову з декількома оболонками або геосферами.

Літосфера – це тверда зовнішня оболонка Землі, що включає земну кору та верхню, тверду частину мантії (до астеносфери), яка є кам'янистою, неоднорідною та складається з літосферних плит, що рухаються по більш пластичному шару, спричиняючи землетруси та вулканізм, і містить ґрунт та корисні копалини. Товщина літосфери різна – під континентами (до 200-300 км) та океанами (від 5 до 150 км).

Земна кора – верхня тверда оболонка Землі, що складається з гірських порід і мінералів. Потужність її неоднакова і коливається в межах 5-6 км під дном океанів та до 70-80 км у гірських районах континентів (Гімалаї, Тянь-Шань та ін.). Середня потужність земної кори 35 км.

В земній корі виділяють три шари. Верхній шар складають різноманітні за складом осадові гірські породи – глини, піски, вапняки, пісковики та ін., які несучільним чохлам покривають літосферу з поверхні. Потужність осадового шару неоднакова і змінюється від декількох метрів (наприклад, на Українському щиті) і до 15 км у западинах (наприклад, в Дніпровсько-Донецькій). Щільність осадового шару 1,8-2,5 т/м³, швидкість розповсюдження сейсмічних хвиль – 1-4 км/с.

Середній шар земної кори складається з порід типу граніту і тому називається гранітним. Він не суцільний і розповсюджується в основному на континентах, а на глибоководних ділянках океану – відсутній. Середня потужність гранітного шару на континентах становить близько 15 км, у гірських районах – до 35-40 км. Щільність цього шару – 2,5-2,75 т/м³, континентальна швидкість сейсмічних хвиль – 5,5-6,3 км/с. У складі осадового та гранітного поясів переважають Si (лат. "сіліцій") та Al (лат. "алюміній"), і тому їх часто об'єднують під загальною назвою сіаль або сіалістська оболонка.

Нижче гранітного залягає базальтовий шар, потужність якого складає 20-30 км на материках і 5-7 км під дном океану. Щільність змінюється в межах 2,75-3,0 т/м³, швидкість сейсмічних хвиль – 6,1-7,4 км/с.

Виділяють два типи земної кори (рис. 1.1): океанічний та материковий. Кора материкового типу складається з гранітного шару потужністю до 35 км, який вкритий на окремих ділянках (прогинах) осадовим чохлам потужністю до 15 км і більше. В океанічній корі гранітний шар відсутній і земна кора складається лише з базальтового шару, який зверху вкритий тонким чохлам осадових порід (не більше 1 км).

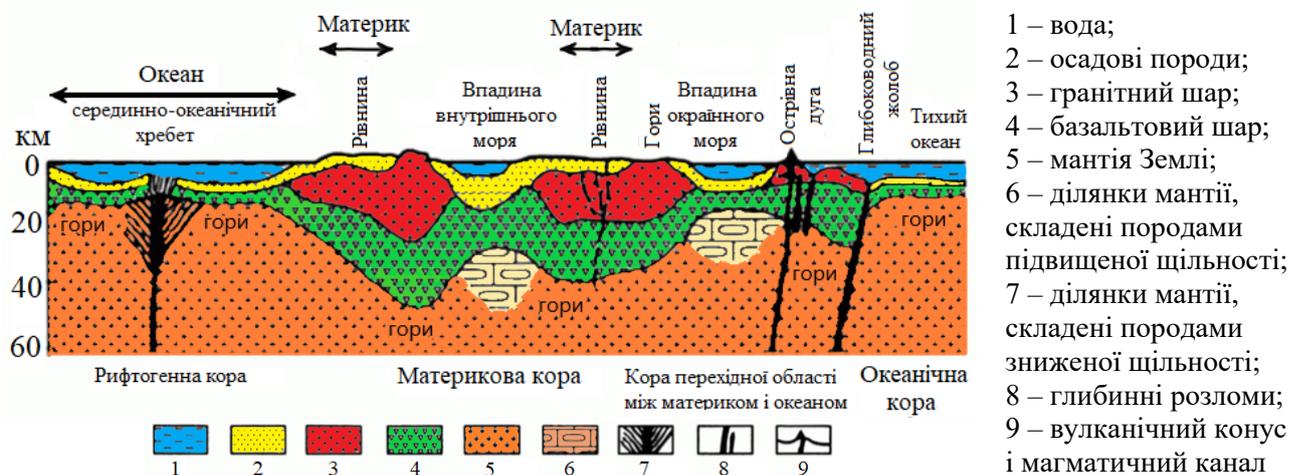


Рис. 1.1. Схематичне зображення земної кори

Мантія – це суцільна оболонка, що залягає безпосередньо під базальтовим поясом і властивості якої різко відрізняються від літосфери.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 5

У ній виділяють верхню мантію до глибини 700 км та нижню мантію – до глибини 2885 км (рис. 1.2). Верхня частина мантії називається перидотитовою зоною у зв'язку з переважанням у її складі ультраосновних або лужних речовин. Нижня частина мантії потужністю близько 1900 км називається рудною зоною, у складі якої багато заліза, нікелю, кремнію та магнію. Щільність речовини в цій зоні досягає 4700-9400 кг/м³, тиск становить 134 ГПа, а температура – 2800-3800°C.

Ядро Землі починається з глибини 2885 км, має радіус 3470 км. Воно неоднорідне за своїм складом, і в ньому виділяють зовнішнє ядро – з глибини 2900 км до 4980 км, внутрішнє – з глибини 5155 км до центра Землі (рис. 1.2). Добра електропровідність та висока щільність ядра (від 11500 до 17300 кг/м³) дають підставу вважати, що воно складене нікелем та залізом з домішками сірки та кремнезему. Тому його називають ще "нафе" від латинських символів цих елементів. Тиск у центрі Землі досягає 350 ГПа, а температура – 3800-4000°C.

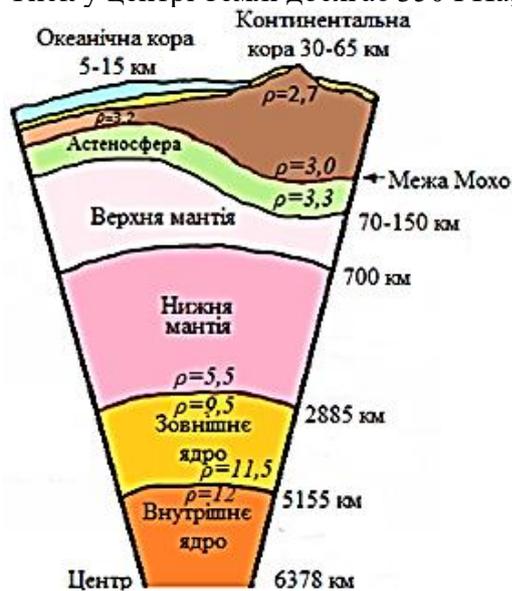


Рис. 1.2. Схематичне зображення будови Землі

Теплова енергія Землі має внутрішнє та зовнішнє походження. Основним джерелом внутрішнього тепла є енергія радіоактивного розпаду хімічних елементів у надрах планети. Зовнішнє джерело надходження тепла – променева енергія Сонця. Кожна ділянка поверхні Землі площею 1 см², яка орієнтована перпендикулярно променям Сонця, одержує за хвилину 8,13 Дж тепла. Ця величина називається сонячною постійною. Усього за рік Земля одержує від Сонця близько 10¹⁷ Дж тепла, що складає 99,5 % енергії, яка поступає в земну кору.

Завдання до виконання роботи.

Робота виконується на аркуші формату А4 або в зошиті. Користуючись рис. 1.2. описати будову Землі, результати занести в звітну таблицю.

Геосфера	Потужність, км	Стан речовини	Тиск, ГПа і температура, °С	Домінуючий склад
Континентальна кора				
Океанічна кора				
Астеносфера				
Верхня мантія				
Перехідна зона (410-660 км)				
Нижня мантія				
Зовнішнє ядро				
Внутрішнє ядро				

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 6

2. ОСНОВИ КРИСТАЛОГРАФІЇ

1. Симетрія кристалів

Мінерал має постійний хімічний склад. Наприклад, галіт (звичайна кухонна сіль) має хімічну формулу NaCl ; його кристали прямокутні, подібні на кубики або сірникову коробку, і подальше подрібнення кристалів галіту дає такі ж кубики, лише більш дрібні. Ця властивість свідчить про кристалічну структуру мінералів і є найбільш характерною рисою. Найбільший кристал в світі – кристал берилу, який був знайдений на Мадагаскарі, має масу 380 тон, довжину 18 м і ширину 3,5 м в поперечнику.

Особливості будови кристалічної ґратки мінералів встановлюють за допомогою рентгенівських методів. На рисунку 2.1 зображено розташування атомів вуглецю в кристалічних ґратках алмазу і графіту.

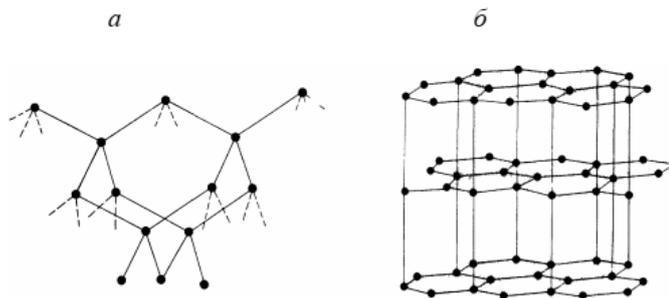


Рис. 2.1. Приклади кристалічних ґраток мінералів

a – алмаз; *б* – графіт

Обидва мінерали мають однаковий хімічний склад – вуглець. Але алмаз має дуже високу твердість завдяки своїй структурі, а графіт м'який, тому що в нього зв'язок атомів між площинами в кристалічній ґратці слабкий.

Зовнішнім вираженням внутрішньої структури мінералу служать *кристали*. Це геометрично правильні тверді тіла, обмежені природними плоскими поверхнями, або *гранями*.

Симетрія – основна властивість кристалів. В кристалографії існує термін *вісі симетрії*. *Вісь симетрії* – пряма лінія, при повороті навколо якої на певний кут симетрична фігура займе в просторі те ж положення, що вона займала до повороту, але на місце одних її частин перемістяться інші такі ж частини. Вісі симетрії, що зустрічаються в кристалах, позначають L_2 , L_3 , L_4 , L_6 . Кут повороту, при якому елементи фігури співпадають, складає при цьому 180° , 120° , 90° і 60° відповідно. При такому розташуванні вузлів плоска сітка кристалічної ґратки побудована без просвітів, що призводить до стійкості структури. На рис. 2.2 зображено типи плоских сіток багатокутників з вісями симетрії різного порядку.

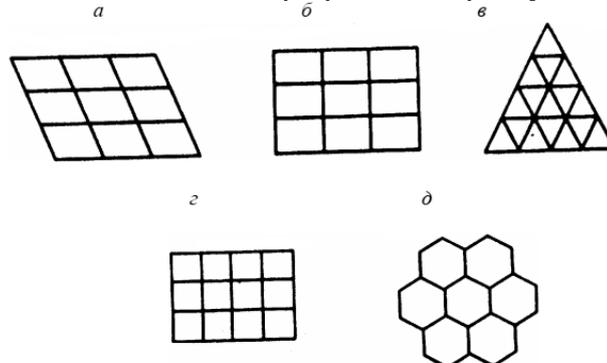


Рис. 2.2. Плоскі сітки багатокутників

Вісі симетрії: *a* – першого порядку; *б* – другого порядку; *в* – третього порядку; *г* – четвертого порядку; *д* – шостого порядку

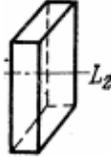
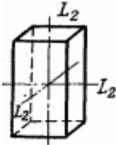
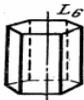
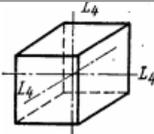
Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 7

В кристалічних багатокутниках присутні лише вісі симетрії другого, третього, четвертого і шостого порядків. Вісь першого порядку практично не визначає симетрії кристалу, а вісь симетрії п'ятого і вище шостого порядку в кристалах не існує.

Вивчення форм, які утворюються гранями кристалів, і кутів між гранями дозволило створити класифікацію кристалів, поділивши їх на сім сингоній (табл. 2.1).

Таблиця 2.1

Кристаліграфічні сингонії

Сингонія	Типовий вигляд гратки	Характерні особливості	Типові мінерали
Триклінна		три нерівні вісі, похило розташовані одна до одної	плагіоклаз
Моноклінна		три нерівні вісі, дві з яких перпендикулярні одна до одної, а третя похила	гіпс, ортоклаз, рогова обманка
Ромбічна		три вісі однакової довжини перетинаються під прямим кутом	барит, топаз, самородна сірка
Тригональна		три вісі рівної довжини, кути між ними не прямі	кальцит, кварц, турмалін
Тетрагональна		три взаємно перпендикулярні вісі, дві з яких однакової довжини	халькопірит, везувіан
Гексагональна		три рівні вісі перетинаються під кутом 120° в одній площині, а четверта вісь до цієї площини розташована перпендикулярно	апатит, берил
Кубічна		три вісі однакової довжини, перетинаються під прямими кутами	галіт, пірит, галеніт, гранат, алмаз

Велику кількість мінералів можна визначити, поглянувши на кристали (рис. 2.3). Наприклад, везувіан можна впізнати за своєрідною формою кристалів, в гранатів і піриту прекрасні гарно ограничені кристали кубічної сингонії, а кварц утворює характерні друзи.

Деякі речовини можуть існувати в декількох кристалічних фазах. Такого роду структури називають поліморфними модифікаціями. Найяскравіший приклад – поліморфні перетворення вуглецю. При температурі 1000 °С алмаз легко переходить в графіт. В той же час перехід графіту в алмаз може бути здійснено лише при температурах вище 3000 °С і тисках до 10⁸ Па.

Габітус кристалів – цей термін служить для визначення характерної форми, в якій мінерал, як правило, кристалізується. Знаючи звичайний зовнішній вигляд кристалів будь-якого мінералу, можна визначити його візуально.

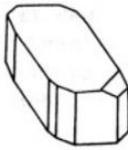
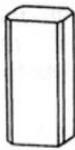
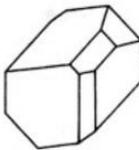
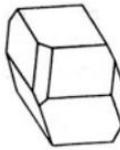
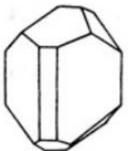
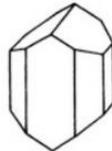
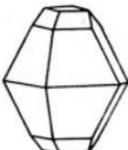
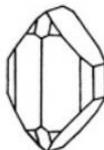
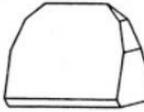
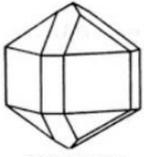
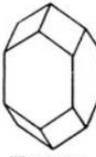
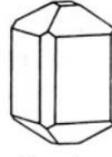
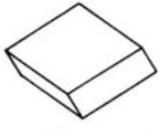
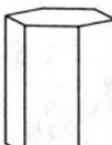
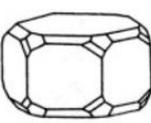
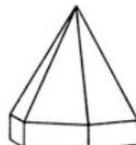
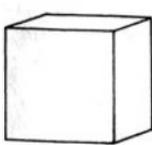
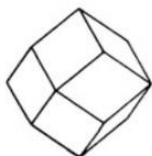
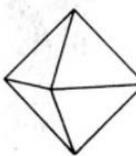
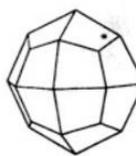
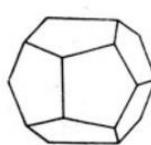
ТРИКЛІННА					
МОНОКЛІННА					
РОМБІЧНА					
ТЕТРАГОНАЛЬНА					
ТРИГОНАЛЬНА					
ГЕКСАГОНАЛЬНА					
КУБІЧНА					

Рис. 2.3. Сингонії та форми кристалів деяких мінералів

У багатьох мінералів спостерігаються закономірне зростання кристалів по визначених гранях – *двійники*.

Слід згадати про друзи, конкреції і секреції (рис. 2.4), що являють собою особливі форми кристалізації мінеральної речовини (характерні концентрично-зональні утворення).

2.2. Форми виділення мінералів

При діагностиці мінералів їхній зовнішній вигляд є нерідко характерною ознакою. Кристали в природі рідко утворюються поодиночі. Вони складають різні агрегати, що складаються із кристалів одного, двох або декількох мінералів. По морфології серед агрегатів можуть бути виділені зернисті, друзи (шітки), секреції, конкреції, ооліти й інше.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ OK10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 9

Друзи (щітки) – це зростки кристалів, які утворилися на стінках пустот. Кристали перпендикулярні або майже перпендикулярні до поверхні тріщин.

Секреції утворюються при пошаровому заповненні мінералом замкнених ізометричних порожнин. Ріст мінералів від периферії до центру, найчастіше у центрі секреції розміщуються друзи. Крупні секреції (більш 100 мм) називаються жеодами, а більш дрібні – мигдалинами.

Конкреції – кулясті, іноді сплюснені, неправильно округлені агрегати радіально-променистої будови. У їхньому центрі нерідко перебуває зерно, що служило запалом при рості конкреції. Найчастіше вони утворюються в пористих осадових породах (пісках і глинах).

Ооліти (бобовини або горошини) утворюються в тих випадках, коли мінерал кристалізується з розчину на якому-небудь зернятку, як би прикриваючи його шкарлупками, що налягають один на одного. Вони мають концентрично-шкарлупкувату будову, яка зобов'язана ритмічній зміні мінералоутворення та характерні для бокситів, марганцевих та залізних руд.

Сфероліти та брунькоподібні агрегати названі так по своїй морфології. Сфероліти дуже часто мають майже ідеально-кулясту форму й розмір від часток до 1-2 см і більше. Вони як кульки нарастають на інші мінерали і на стінки різних порожнеч у рудах і гірських породах. В них, як і в конкреції, є ядро (або зерниста маса), на яке нарастає мінерал.

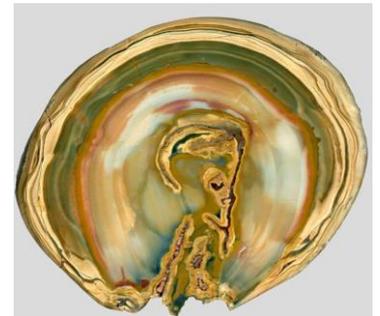
Дендрити мають гіллясту, деревоподібну будову і схожі на відбитки рослини, утворюються завдяки проникненню розчинів у тріщини, при цьому відбувається швидка кристалізація мінералів.



a



б



в



г



д



е

Рис. 2.4. Природні форми мінералів:

a – друза гірського кристалю; *б* – жеода аметисту; *в* – секреція агату; *г* – дендрит самородної міді; *д* – ооліти; *е* – натічна форма кальциту

Брунькоподібні агрегати складаються з безлічі дотичних "бруньок", кожна з яких має, подібно сфероліту, радіально-променисту будову, правда воно не завжди помітно неозброєним оком. Особливо типову будову мають брунькоподібні агрегати гетиту і малахіту. Їхнє утворення відбувалося на нерівній поверхні за рахунок групового росту й геометричного відбору сферолітів; залишалися і розросталися тільки ті сфероліти, котрі перебували на опуклостях субстрату. Найбільше часто брунькоподібні агрегати утворюються

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 10

в різних порожнинах у приповерхневих зонах руйнування та вивітрювання руд і гірських порід.

Зернисті агрегати – суцільні маси зерен, які довільно зрослися, одного або декількох мінералів. Зернисті агрегати розрізняються за величиною зерен: дрібнозернисті (зерна менш 1 мм), середньозернисті (1-5 мм) і крупнозернисті (зерна більш 5 мм). Також розрізняють рівно-розмірно зернисті й не рівно-розмірно зернисті. Серед не рівно-розмірно зернистих виділяють: лускаті, голчасті, волокнисті, землясті.

Завдання до виконання роботи.

Робота виконується на аркуші формату А4 або в зошиті. Описати запропоновані зразки, результати занести в звітну таблицю.

Назва мінералу	Сингонія	Форма кристалів	Елементи симетрії	Форми росту
кварц	тригональна	дитригональна піраміда	L_3L_23PC	кристали, друзи, щітки, секреції
...				

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 11

3. МІНЕРАЛИ

3.1. Діагностичні властивості мінералів

Мінерали – стійкі сполуки хімічних елементів, що утворюються при геологічних процесах і мають певну внутрішню будову.

Хімічний склад і внутрішня будова визначають усі властивості мінералу. Для визначення будь-якого мінералу необхідно знати його основні фізичні властивості і форми перебування цього мінералу в природі.

Розрізняють наступні основні фізичні властивості:

- а) оптичні – колір, колір риски, блиск, прозорість;
- б) механічні – твердість, спайність, характер зламу, крихкість;
- в) хімічні – реакція з HCl, розчинність;
- г) інші – форми виділення (вигляд зерен, кристалів і характер мінеральних агрегатів), щільність, магнітність і інше.

Колір – зовнішнє забарвлення мінералу. Причини фарбування мінералів ще не вивчені і залежать від складного сполучення різних факторів. О.Є. Ферсман запропонував розрізняти три типи забарвлення:

- а) ідіохроматичне (власне), яке зумовлене складом і текстурою мінералу (більшість сполук міді пофарбоване в зелений і синій колір)
- б) алохроматичне, викликане ізоморфними домішками або вrostками кольорових мінералів – домішок (фіолетовий кварц – аметист, чорний кварц – моріон);
- в) псевдохроматичне (помилкове), пов'язане з розсіюванням світла, інтерференцією світлових хвиль (мінливість, іризація).

Мінливість – барвисте чи райдужне фарбування приповерхнього шару, що з'являється за рахунок окислювання мінералів. Барвиста мінливість характерна халькопїриту.

Іризація – відблиск, що з'являється на окремих гранях мінералу при визначеному куті падіння світла і зникаючий при зміні цього кута. Лабрадор – іризує у синіх і фіолетових тонах, опал – у перламутрових тонах.

Колір риски – колір мінералу в порошок. Порошок мінералу володіє більшою сталістю забарвлення, чим колір того мінералу-зразка. Щоб отримати риску, мінералом креслять по білій не полірованій поверхні фарфору, якщо твердість мінералу не перевищує твердість фарфору. Колір мінерал у порошок часто не збігається з кольором мінералу в зразку. Пірит – солом'яно-жовтого кольору, колір риски – чорний.

Блиск – здатність мінералу відбивати від своєї поверхні сонячні промені.

За блиском мінерали поділяються на 3 групи:

- 1) металічні властивий металам (такий блиск у самородних металів, у багатьох сульфідів, оксидів);
- 2) напівметалічні характерний для темнозабарвлених і непрозорих мінералів, поверхня яких має вигляд потьмянілого металу (магнетит, графіт);
- 3) неметалічні має найбільша частина мінералів. Серед них розрізняють наступні види блиску:
 - скляний – характерний для прозорих мінералів (кварц, кальцит);
 - алмазний – алмаз, кіновар;
 - перламутровий – слюда;
 - жирний – сірка;
 - шовковистий – спостерігається при тонковолокнистій будові мінералу (азбест, селеніт);
 - матовий – мають мінерали з пористою, землистою поверхнею, не блищать (каолініт, лимоніт);
 - восковий – змійовик, халцедон.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 12

Для деяких мінералів блиск на гранях і на зламі різний. Наприклад, у сірки на гранях блиск алмазний, на свіжому зламі жирний.

Прозорість – здатність мінералів пропускати світло. За ступенем прозорості мінерали поділяють на прозорі (кварц, галіт), напівпрозорі (халцедон), непрозорі (пірит, магнетит).

Спайність – здатність мінералів розколюватися по певних кристалографічних напрямках з утворенням рівних дзеркальних поверхонь.

Для оцінки спайності існує наступна шкала:

1. Спайність дуже досконала – кристал розколюється на найтонші пластинки із дзеркальною поверхнею (слюда, гіпс).

2. Спайність досконала – кристал у будь-якому місці колеться по певних напрямках, утворюючи рівні поверхні; неправильний злам виходить дуже рідко (кальцит, галіт).

3. Спайність середня – при розколі утворюються як рівні спайні поверхні, так і нерівні поверхні зламу (польові шпати, рогова обманка).

4. Спайність недосконала – рівні спайні поверхні не утворюються, при зламі здебільшого утвориться неправильний злам (берил, апатит).

5. Спайність дуже недосконала – спайність відсутня, кристали мають нерівні поверхні зламу при розколі (кварц, каситерит).

Злам – вид поверхні мінералу, що з'являється при його розколюванні.

За характером поверхні, що утворюється при розколюванні мінералу, виділяють наступні види заму:

- раковистий – поверхня розколу нагадує створи раковини (кварц);
- нерівний – характерний для мінералів з поганою спайністю (apatит);
- скалковий – характерний мінералам з волокнистою або голковою будовою (рогова обманка, гіпс);
- східчастий – поверхня у вигляді сходинок, характерний для мінералів досконалиї спайності у двох або більш напрямках (слюда,);
- зернистий – поверхня представлена дрібними зернами (кристалами), які утворюють зернисту поверхню (альбіт);
- гачкуватий – поверхня зламу має дрібні гачки (самородна мідь, золото).

Щільність мінералів коливається від 0,8 до 22,7 г/см³. Щільність зростає з ростом компактності кристалічної структури речовини, побільшуванням атомного номера тобто маси хімічних елементів, що складають мінерал, зменшенням їхніх радіусів. На практиці для швидкого приблизного визначення щільності застосовується метод зважуванням на руці.

Мінерали по щільності умовно можна розділити на чотири групи:

- легкі – щільністю до 2,5 г/см³ (гіпс, галіт),
- середні – щільністю до 4 г/см³ (кварц, польові шпати);
- важкі – щільністю до 8 г/см³ (рудні мінерали та барит BaSO₄)
- дуже важкі – щільністю більше 8 г/см³ (благородні метали, кіновар HgS).

Твердість – здатність мінералу протидіяти зовнішнім механічним навантаженням (дряпанню, вдавненню). В мінералогії твердість визначають методом дряпання за допомогою шкали твердості.

Для визначення відносної твердості прийнята шкала, запропонована Ф. Моосом у 1824 р., в якій як еталони використовуються мінерали з відомою й постійною твердістю. У цій шкалі мінерали розташовані таким чином, що кожен наступний мінерал своїм гострим кінцем дряпає попередній еталон.

При визначенні твердості мінералу по його поверхні проводять мінералом-еталоном. Якщо на поверхні мінералу залишається слід, беруть наступний мінерал-еталон і так продовжують до утворення подряпини. Наприклад, ортоклаз (твердість 6), не дряпає досліджуваний мінерал, а кварц (твердість 7) – дряпає, то твердість досліджуваного мінералу приблизно 6,5.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 13

В польових умовах, за відсутності шкали твердості, можна користуватися різними легко доступними предметами, твердість яких відома. Наприклад, м'який олівець має твердість 1, твердість нігтя близько 2,5, залізний цвях має твердість 4, віконне скло – 5, будь-який сталевий предмет – 6.

Таблиця 3.1

Шкала твердості (шкала Мооса)

Мінерали-еталони	Хімічна формула	Твердість	
		відносна	абсолютна, МПа
Тальк	$Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$	1	24
Гіпс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	2	36
Кальцит	$CaCO_3$	3	1090
Флюорит	CaF_2	4	1890
Апатит Ca_5	$[PO_4]_3(F,Cl,OH)$	5	5360
Ортоклаз	$K(AlSi_3O_8)$	6	7950
Кварц	SiO_2	7	11200
Топаз	$Al_2(F,OH)_2 [SiO_4]$	8	14270
Корунд	Al_2O_3	9	20600
Алмаз	C	10	100600

Магнітність – характерна для деяких мінералів. Лише деякі мінерали характеризуються сильною магнітністю (магнетит, нікелісте залізо). Найбільш чітко магнетизм спостерігається при взаємодії з магнітною стрілкою компасу. Слабомагнітні мінерали проявляють свою властивість за допомогою електромагніту.

Смак – ця властивість характерна мінералам, що розчиняються у воді (галіт – солоний, карналіт – гірко-солоний).

3.2. Утворення мінералів

За умовами утворення всі процеси утворення мінералів прийнято поділяти на дві великі групи – ендегенні та екзогенні. В кожній такій великій групі процесів поєднано декілька типів процесів (відповідно – генетичних типів мінералоутворення):

I. Ендегенні (гіпогенні) – процеси, які зумовлені потраплянням речовини або енергії з глибин Землі, протікають в умовах високих тисків, температур і дії гарячих флюїдів (водних розчинів і газів).

Вони включають в себе дві великі групи процесів магматогенні і метаморфогенні, які розрізняються за характером дії на речовину.

Магматогенні процеси, так або інакше, пов'язані з кристалізацією магми і діяльністю постмагматичних розчинів; для цих процесів зазвичай характерні: (1) високі температури, (2) підвищений тиск (для інтрузивних утворень), (3) порівняно низький потенціал кисню.

Метаморфічні процеси протікають при зануренні порід будь-якого генезису на великі глибини або при піднятті глибинних порід до поверхні і пов'язані з переходом цих порід в нові фізико-хімічні умови. Температури цих процесів можуть змінюватися від низьких до високих, також значно може варіювати і тиск, і потенціали CO_2 і O_2 . Назва – від *метаморфос* (перетворення, зміна). Особливе положення займають процеси ударного метаморфізму, зумовлені різким підвищенням РТ-параметрів в зонах ударної дії падаючих на Землю космічних тіл.

Магматичний процес протікає безпосередньо в магматичному розплаві при його застиганні. Основна особливість магматичного процесу – кристалізація мінералів із розплаву при пониженні температури. Кристалізація мінералів відбувається із *магми* – складного

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ OK10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 14

розплаву (розчину) оксидів Si та Al з розчиненими в ньому металами Mg, Ca, Ti, Na, K. Інші елементи (Mn, Ni, Ba, Cu, S та інші) присутні в незначних кількостях. Процес кристалізації магми (швидкість, порядок виділення мінералів, структура та текстура породи) залежать від температури і початкового складу магми, а також від вмісту в магмі летючих компонентів (H₂O, CO₂, B, P, Li, Cl, F). Вміст летючих компонентів в породах в складі мінералів (апатит, монацит, турмалін, слюди, топаз, карбонати) значно менший ніж в магмі де концентрація їх суми може досягати 15%.

Найбільш важливим при оцінці хімізму магматичних процесів є вміст в розплаві кремнезему, якій може змінюватись від 25 до 80 %.

Послідовну зміну парагенезисів, що відповідають породам нормального ряду, можна представити як реакційний ряд Боуена.

Американський петролог Н. Боуен показав, що кристалізація розплаву починається з утворення найбільш тугоплавких, багатих Mg і Fe силікатів. Пізніше, у міру зниження температури, в результаті реакцій з розплавом, до них приєднуються Ca-Mg силікати і алюмосилікати Ca, Na і K. У результаті утворюється переривистий ряд істотно залізо-магнезійних силікатів, названих *фемічними* (Mg-Fe), і безперервний паралельний ряд *салічних* (Si-Al) Ca-Na алюмосилікатів. Відповідно виділяють дві гілки реакційного ряду Боуена (рис. 3.1).

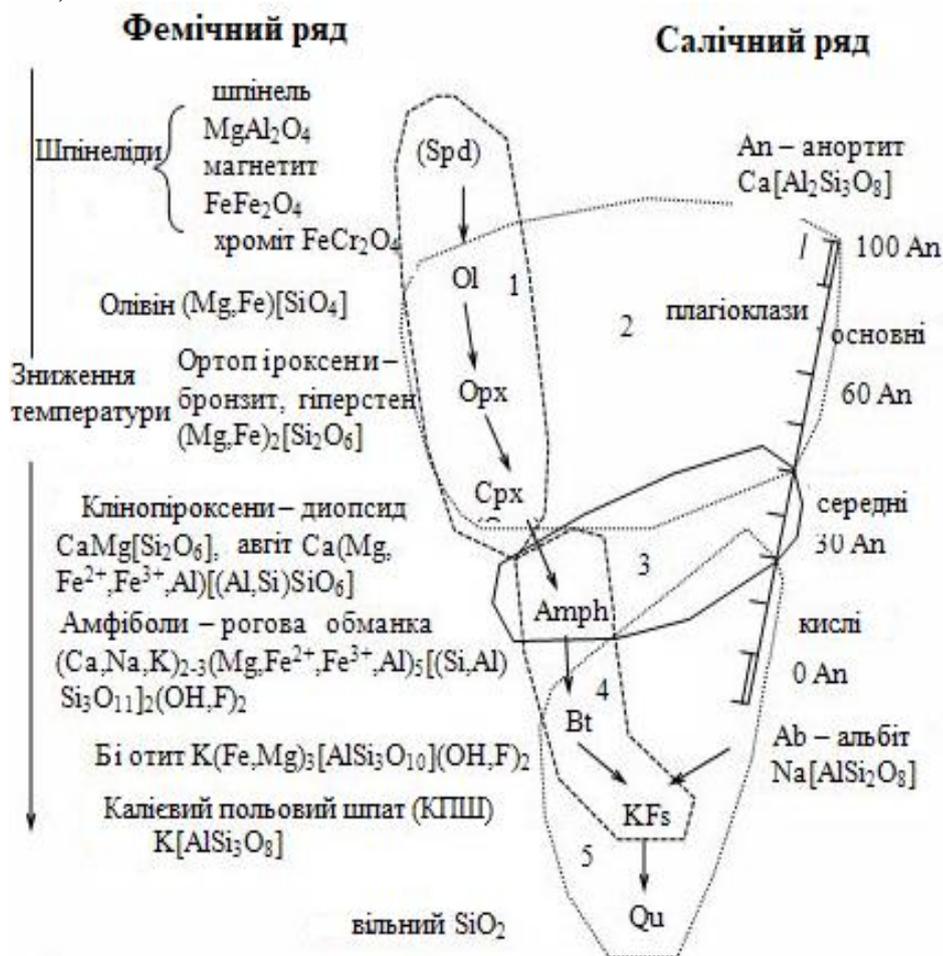


Рис.3.1. Схема зміни парагенезисів при кристалізації магматичних розплавів (ряд Боуена)

Умовні позначення: Spd – шпінеліди, Ol – олівін, Орх – ортопіроксен, Срх – клінопіроксен, Amph – амфібол Bt – біотит, Pl – плагіоклаз, KFs – калієвий польовий шпат, Qu – кварц.

Пегматитовий процес пов'язаний з кристалізацією залишкового магматичного розплаву, що збагачений леткими сполуками. **Пегматити** – крупнозернисті та гігантозернисті тіла

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідас ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 15

переважно жильної і лінзоподібної форми; для них характерні слюда, турмалін, берил, сподумен, танталіт, колумбіт, мінерали рідких земель. Пегматити надзвичайно цікаві в практичному відношенні. Вони є єдиним джерелом слюди – мусковіту, джерелом рідкісних металів – літію, берилію, олова, цезію, танталу і ніобію, рідких земель, а також керамічної та п'єзооптичної сировини (п'єзокварц) та ін. Пегматитові жили можуть досягати декількох кілометрів в довжину і декількох десятків метрів потужності.

Пневматолітовий тип утворення мінералів пов'язаний з газоподібними і леткими речовинами, які виділяються з магми. Мінерали утворюються як за рахунок безпосереднього виділення з газів (возгони), так і за рахунок взаємодії з навколишніми породами.

Вулканічні гази в великих кількостях надходять в атмосферу при виверженнях. Про кількість газів, які виділяються, можна уявити з наступних даних. В долині Десяти Тисяч Димів на Алясці fumarоли Катман виділили за один рік 1 250 000 т HCl і 200 000 т HF. Один з основних конусів Етни при виверженні виділяв стільки водяної пари, що при її конденсації можна було б отримати 20 млн. л води за добу.

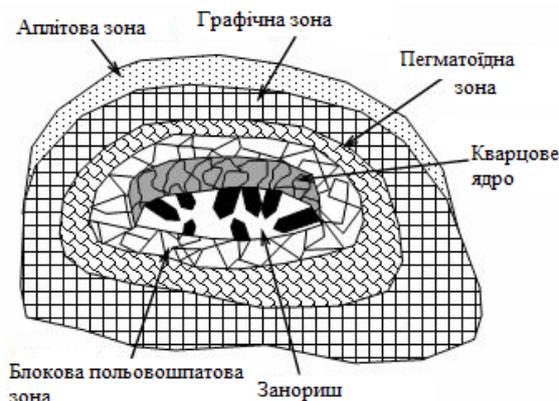


Рис. 3.2. Будова пегматитового тіла

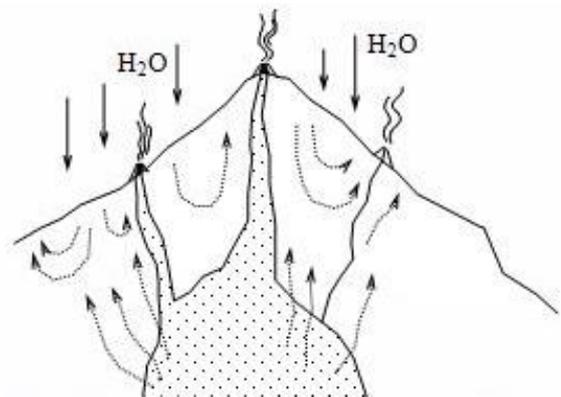


Рис. 3.3. Механізм утворення вулканічних возгонів (стрілками показано переміщення летких компонентів)

Промислове значення мінералів вулканічного походження досить обмежене. Це в першу чергу самородна сірка (яка іноді містить селен). В Італії також видобувають природну борну кислоту – сасолін В(OH)₃.

Гідротермальний процес пов'язаний з гарячими водними розчинами, які піднімаються від магматичних осередків по різного роду тріщинах і розломах земної кори. По мірі руху гідротерм до поверхні температура і тиск знижуються, і відбувається процес виділення розчинених в них речовин у вигляді жил. Найбільш сприятливі умови для прояву гідротермальних процесів створюються на малих і середніх глибинах (до 3–5 км від поверхні). Причина руху гідротерм – різниця тисків. Високотемпературні (450–300 °С) мінеральні тіла розташовуються ближче до материнської інтрузії, в той час як низькотемпературні (нижче 200 °С) більш віддалені. Це призводить до зонального розташування продуктів гідротермального процесу відносно до тієї інтрузії, з якої вони утворилися.

Найбільш характерні форми гідротермального мінералоутворення – це жили. Гідротермальні жили утворюються двома способами:

- 1) шляхом заповнення відкритих тріщин мінералами, які відкладаються з розчину;
- 2) при метасоматичному утворенні гідротермальних жил розчини, просочуються вздовж тонких, часто капілярних, тріщин, взаємодіють з мінералами вмістних порід, їх розчиняють або роз'їдають та на їх місці утворюють інші мінерали.

Гідротермальне походження мають більшість руд кольорових, рідкісних і радіоактивних металів, а також різні неметалічні корисні копалини. Гідротермальне утворення мінералів також проявляється в кінці пегматитового процесу.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідас ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 16

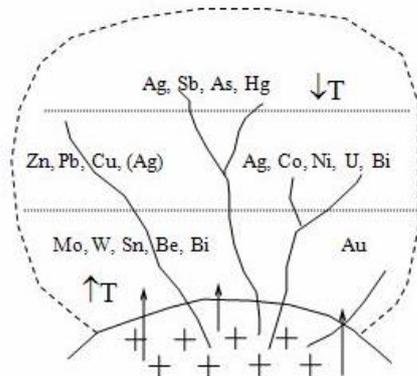


Рис. 3.4 Зміна мінералізації жил по мірі віддалення від джерела гідротермальних розчинів і зниження їх температури (Т)

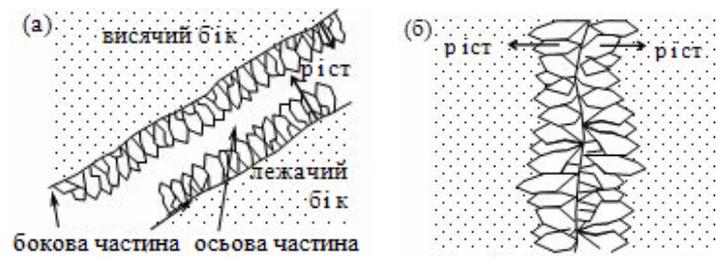


Рис. 3.5. Схеми будови гідротермальних жил: а) жила заповнення відкритої тріщини, б) метасоматична жила

Метаморфічні процеси проходять в надрах земної кори без переплавлення вихідної речовини. За ступенем інтенсивності весь процес метаморфізму можна поділити на РТ-області, яким будуть відповідати свої визначені мінеральні асоціації – фації метаморфізму. Метаморфічні фації називаються за характерними мінералами, або характерному вигляду порід (рис. 3.6).

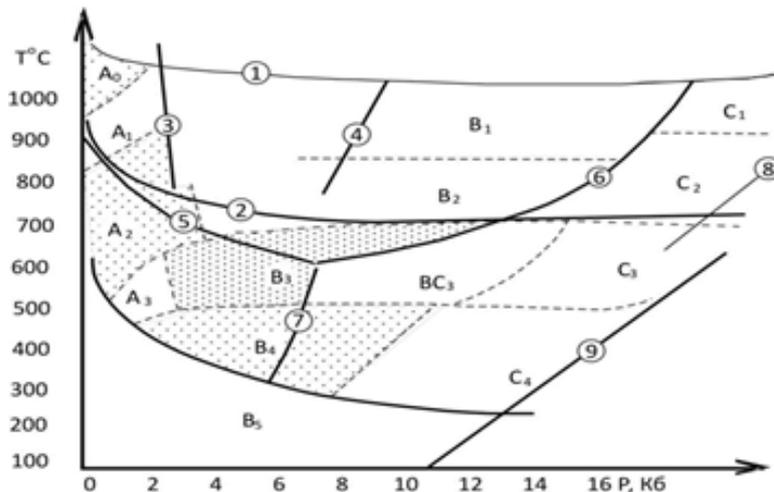


Рис. 3.6. Схема фацій метаморфізму в Р-Т координатах

A_0 - A_3 – фації контактового метаморфізму (A_0 – спурит-мервенітова, A_1 – піроксен-роговикова, A_2 – амфіболіт-роговикова, A_3 – мусковіт-роговикова); B_1 - B_5 – фації регіонального метаморфізму (B_1 – двопіроксенова, B_2 – біотит-силіманітова, B_3 – андалузит-мусковітова, B_4 – зелено-сланцева, B_5 – преніт-пумпелітова); C_1 - C_4 фації високих тисків (C_1 – еклогітова, C_2 – кіаніт-гнейсова, C_3 – гранат-глаукофанова, C_4 – глаукофан-сланцева); Деякі реперні границі і репери (зліва на право): 1) лінія плавлення мокрого базальту; 2) лінія плавлення мокрого граніту; 3) форстерит + кордієрит = енстатит + шпінель; 4) анортит + форстерит = енстатит + діопсид + шпінель; 5) андалузит = силіманіт; 6) силіманіт = кіаніт; 7) андалузит = кіаніт; 8) гранат + кіаніт + кварц; 9) альбіт = жадеїт + кварц.

Як видно з рисунка, виділяються області метаморфізму при нормальних (ліва частина діаграми) і підвищених тисках (права частина – поля еклогітів і дістен-глаукофан-вмістних порід).

II. Екзогенні (гіпергенні) – процеси, які розвиваються на поверхні Землі або безпосередньо близько від поверхні під впливом енергії Сонця, води, вітру, вільного кисню і CO_2 атмосфери. Для цих процесів характерними є низькі температури і тиск, високий хімічний потенціал CO_2 і кисню та наступні фактори мінералоутворення:

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 17

а) зміна фізико-хімічної обстановки РТ-умов. В умовах денної поверхні (низького тиску і температур) багато ендогенних мінералів, які виникають при високих Р і Т, стають не стійкими. Це призводить до їх розкладання, появи нових поліморфних модифікацій, до розпаду твердих розчинів;

б) поява нових факторів мінералоутворення – вільного кисню атмосфери, вуглекислоти, атмосферної води (ненасиченої, яка володіє великою розчинною здатністю), різких перепадів температур (добових і сезонних; в областях з різко континентальним кліматом діапазон таких перепадів може сягати 100 С) – є головною причиною екзогенного утворення мінералів, направлено на створення нових мінеральних асоціацій, рівно вісних в поверхневих умовах.

Кори вивітрювання.

А. В умовах вологого і жаркого клімату вивітрювання характеризується глибоким окисленням, особливо мінералів, які містять закисні форми елементів (Fe^{+2} , Mn^{+3}), винесенням кремнезему, лужних і лужноземельних елементів, тобто глибокою хімічною зміною породи (рис. 3.7). При цьому залежно від складу вихідних порід кінцеві продукти будуть відрізнятися.

1. Якщо вивітрюванню підлягає *ультраосновна* порода, відбувається накопичення головним чином оксидів і гідроксидів Fe – гематиту, лимоніту.

2. Якщо вивітрюванню підлягають *основні, кислі або лужні* породи, багаті на глинозем, накопичуватися будуть гідроксиди алюмінію – діаспор, гібсит, бйоміт, які утворюють іноді скупчення – **боксити**.

І в тому, і в іншому випадку утворення мінералів супроводжується глинистими мінералами, наприклад, каолінітом. Такі кори вивітрювання називаються **латеритними**.

3. Якщо вивітрюються породи, збагачені марганцем, – карбонати Mn (родохрозит), силікатні марганцеві породи (наприклад, метаморфічні сланці з високим вмістом спесартину – марганцевого гранату), утворюються **кори вивітрювання марганцевого типу**. Потужність таких кір може сягати декількох десятків метрів. При цьому утворюються оксиди і гідроксиди марганцю – піролюзит, манганіт, псиломелан. Інші компоненти порід, які зазнають руйнування, виносяться настільки інтенсивно, що іноді виникають і чисті, суцільні марганцеві руди.

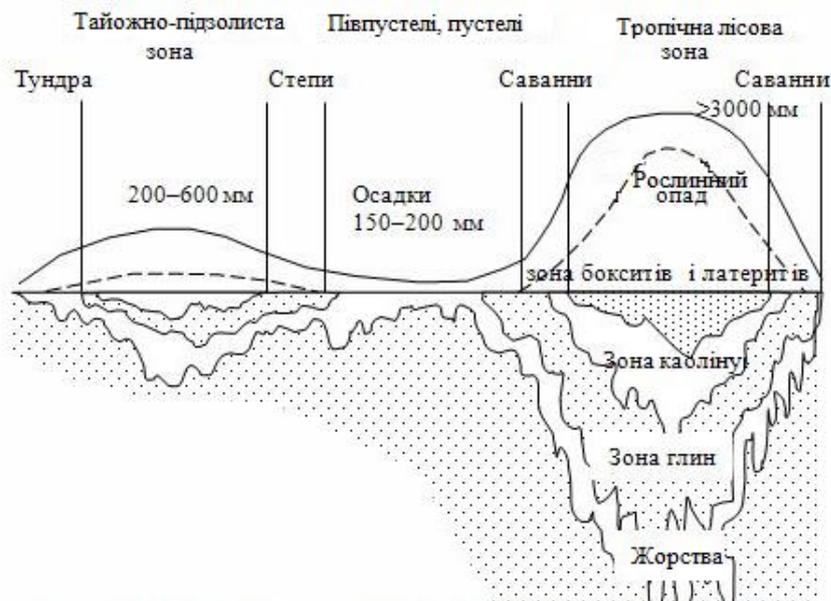


Рис. 3.7. Будова кори вивітрювання в різних кліматичних зонах

Б. В умовах помірного клімату такого інтенсивного хімічного руйнування порід, як у вологому і жаркому кліматі, не відбувається. Найбільш суттєвим є те, що кремнезем

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 18

залишається на місці вивітрювання, тому продукти вивітрювання будуть відрізнятися від кір латеритного типу.

1. За рахунок ультраосновних порід будуть формуватися **кори силікатно-нікелевого типу**. Ультраосновні породи, попередньо серпентинізовані, розкладаються із «скиданням» SiO_2 у вигляді тонкодисперсного кварцу – халцедону; виникають глинисті мінерали, карбонат Mg (магнезит), гідроксиди Fe, оксиди Mn. За рахунок нікелю, яким багаті ультраосновні породи, утворюються складні шаруваті силікати Ni (гарнієрит, ревенскіт). Такі кори вивітрювання використовуються як руди на нікель.

2. По кислих породах в умовах помірного клімату буде розвиватися **кора глинисто-каолінітового типу**: за рахунок руйнування польових шпатів утворюється каолініт, і граніти перетворюються в кварц-каолінітові породи, потужність відкладів яких іноді сягає декількох метрів (в Україні відомі товщі до 100 метрів і більше).

3. **Кора залізного типу** виникає по карбонатних залізистих відкладах. Карбонати переходять в гідроксиди заліза, скупчення яких представляють дуже цінну руду.

4. При вивітрюванні соляних покладів утворюються **гіпсові шляпи**: хлориди натрію і калію (галіт і сильвін) розчиняються і виносяться, а більш важкорозчинні сполуки (гіпс, ангідрит, глинисті мінерали) залишаються на місці. При такому типі вивітрювання, якщо воно відбувається в засушливих умовах, можуть також утворюватися скупчення боратів, які мають практичне значення.

Зони окислення. Формування і узагальнену будову зони окислення рудного тіла можна представити наступним чином (рис. 3.8).

Вище рівня ґрунтових вод в умовах низхідної циркуляції приповерхневих вод зони аерації формується власне **зона окиснення** (1) з такими підзонами:

а) **підзона окислених руд**. Це область дії атмосферного кисню, дощових вод і вуглекислоти. Тут відбувається інтенсивне окислення сульфідів і утворення вторинних оксидів, гідроксидів та інших мінералів. Розчини поступово збагачуються розчинними сульфатами та іншими проміжними продуктами реакцій і просочуються глибше;

б) **підзона вилужених окислених руд**. Тут посилюється вилуговування сульфідів і винос металів високо-кислими розчинами-електролітами;

в) **підзона багатих окислених руд**. Це окислена верхівка нижчележачої зони вторинного збагачення сульфідами.

Нижче, в умовах бічної циркуляції ґрунтових вод, у відновних умовах формується **зона вторинного сульфідного збагачення** (2). Ще нижче, в зоні застійних вод, знаходяться незмінені первинні руди (3).

Головні фактори формування зон окиснення сульфідних родовищ – хімічне і біогенне окиснення мінералів і електрохімічні процеси. Реакції проходять не тільки при участі кисню, але і таких хімічно активних речовин, як H_2SO_4 , CuSO_4 , FeSO_4 , $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$, які утворюються при окисненні:

Наприклад, зміна халькопіриту схематично представлена на рис. 3.9. Крім того, в зоні окислення проходять реакції з іншими компонентами, які присутні в розчинах або твердих фазах. Таким шляхом вище рівня ґрунтових вод утворюється велика кількість оксидів і гідроксидів (куприт, лимоніт), карбонатів (малахіт, азурит, смітсоніт, церусит), сульфатів (англезит, гіпс, ярозит), силікатів (вілеміт, геміморфіт), молібдатів (вульфеніт, повеліт). При окисненні сульфідів і гідролізі сульфатів заліза утворюються гідроксиди Fe (вохристій лимоніт, натічні агрегати гетиту). Іноді їх так багато, що породи стають зовсім бурими. Збагачену залізом верхню частину зони окислення часто називають **залізною шляпою**.

Слід відмітити, що для формування зон окислення сульфідних родовищ вода має важливе значення – як переносник реагентів і продуктів окиснення. Тому в умовах її недостатньої кількості можуть формуватися зони окиснення з однією і тією ж мінеральною асоціацією як на родовищах розташованих в зоні вічної мерзлоти, так і у випадку, коли окиснення проходить в засушливих районах Африки.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ OK10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 19

В зонах окиснення арсенідних мало сульфідних родовищ нікелю і кобальту головними вторинними мінералами є різні арсенати (еритрин, анабергит). Зона цементації з вторинними арсенідами в цих родовищах не розвивається.

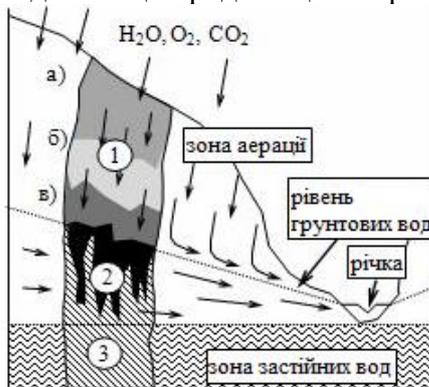


Рис. 3.8. Будова зони окиснення рудного тіла

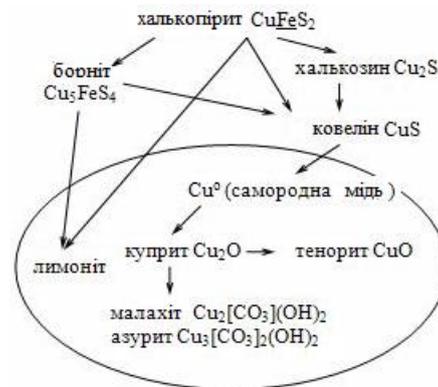
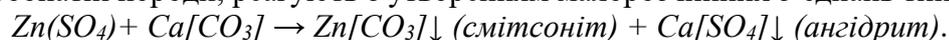


Рис. 3.9 Схема зміни халькопіриту в зоні окиснення Оконтурена верхня частина зони (звана «залізна шляпа»)

Процеси накопичення відкладів. Залежно від того, чи проходить механічне накопичення переносних мінералів, чи мають місце іще і хімічні процеси новоутворення мінералів, розрізняють декілька типів продуктів накопичення відкладів.

Механічні відклади. Як показує назва, тут мова іде не стільки про утворення мінералів, а про збереження і накопичення стійких в поверхневих умовах мінералів. До таких відносяться кварц, каолініт, рутил, ільменіт, золото, платина і платиноїди, алмаз, монацит, циркон, танталіт-колумбіт і деякі інші. Залежно від механічної міцності, і особливо від щільності, відбувається розподіл цих мінералів. При цьому можуть виникати, наприклад, кварцові піски або поклади так званих перевідкладених каолінітів, які найбільш ціняться за чистоту і однорідність і являють собою високоякісну сировину; таким же шляхом виникають перевідкладені боксити – скупчення мінералів алюмінію; за рахунок диференціації виникають річкові і морські розсипи.

Інфільтрати. Утворення інфільтраційних мінералів відбувається шляхом відкладення речовини, яка розчинена в поверхневих водах, в пустотах або пористих породах. Причиною такого відкладання є реакція цих вод, збагачених розчинними компонентами порід, через які води «фільтрувалися», з породами відмінними за складом. Часто такими породами є вапняки з їх карстовими порожнинами або пористі пісковики. Наприклад, при утворенні зони окиснення в розчинах утворюються легкорозчинні $ZnSO_4$ і $CuSO_4$. Іноді розчини з цими сульфатами виносяться за межі зони окиснення і, потрапляючи в карбонатне середовище або силікатно-карбонатні породи, реагують з утворенням малорозчинних з'єднань типу:



Також сульфатні розчини міді, потрапляючи в піщано-карбонатні або карбонатно-глинисті породи, реагують з утвореннями карбонатів, оксидів та інших мінералів міді: виникає дуже важливий в промисловому відношенні тип **мідистих пісковиків** (Джезказган) і **мідистих сланців** (Мансфельд). Таким же шляхом, зв'язуючись у вигляді ванадатів, фосфатів, арсенатів, утворюються інфільтраційні родовища урану – у вигляді уранових слюдок (провінція Отен у Франції, плато Колорадо в США, які дають уран і ванадій).

Цей тип мінералоутворення можна вважати перехідним до гідротермального, а в деяких випадках і власне гідротермальним, якщо температура розчинів перевищує температуру вмістних порід (наприклад, гідротермокарст).

Хімічні відклади.

А. Хемогенно-колоїдне мінералоутворення. Поверхневі води часто містять розчинені речовини у вигляді колоїдів. При потраплянні таких колоїдних розчинів в морські басейни відбувається руйнування колоїдів морською водою, яка є електролітом. Відбувається

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 20

коагуляція колоїдів – злипання колоїдних часток, які потім у вигляді дрібних згустків, грудочок опускаються на дно, і дають початок морським відкладам. У вигляді таких колоїдно-хемогенних відкладів можуть накопичуватися гідрооксиди Fe, Al, Mn. При цьому, через те, що стійкість колоїдних розчинів цих елементів різна, руйнуються вони не одночасно, і, внаслідок цього, в їх відкладах часто спостерігається зональність (рис. 3.10).

В міру віддалення від берегу, все більшу роль починають відігравати істинні розчини, і колоїдно-хемогенні осадки змінюються гідрохімічними – в першу чергу карбонатами (сидерит, родохрозит).

Таким шляхом утворилися родовища хлоритів (Німеччина, Франція), діаспор-шамозитові породи Уралу і боксити Середземного моря.

Б. Гідрохімічне хемогенно-осадове мінералоутворення – це утворення мінералів з перенасичених розчинів. Ось декілька таких випадків:

1) упарювання морської води в замкнених басейнах (відшнурованих лагунах). В міру випаровування концентрація електролітів у воді збільшується, і вона перетворюється в розсіл, з якого в порядку досягнення концентрації насичення починається відкладання солей.

Першими реагують на упарювання карбонати (рис. 3.11) – утворюється кальцит, який, реагуючи з Mg, що міститься в придонному шарі води, буде переходити в доломіт $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ (придонна доломітизація). Після карбонатів, а іноді одночасно з доломітизацією, починають відкладатися сульфати Ca.

При цьому, при більш низькій температурі буде відкладатися гіпс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, а при більш високій – безводний ангідрит CaSO_4 . Потім до сульфатів Ca приєднується галіт NaCl, далі – сильвін KCl, після нього – подвійні соли Na, K, Mg, і, на завершення, солі Mg і борати.

2) при упарюванні вод замкнених континентальних басейнів (безстічних озер) виникають більш різноманітні мінеральні асоціації, залежно від хімічного і мінерального состава порід областей зносу. Приклади: родовища боратів в Долині Смерті (Каліфорнія), родовища селітри в Чилі, родовища соди в озерній зоні Кулундинського степу. Особливий випадок являють продукти упарювання озер на місці соляних куполів. При цьому можуть виникати родовища боратів, як, наприклад, на озері Індер (Північно-Західний Казахстан).

Зазвичай гідрохімічні хемогенні відклади називають **евапоритами**, хоча іноді цю назву застосовують лише до морських утворень.

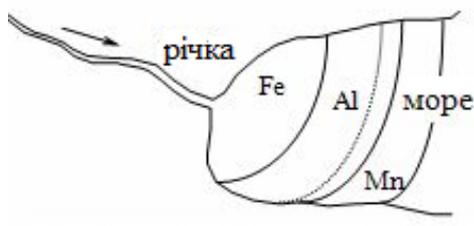


Рис. 3.10. Схема коагуляції колоїдів Fe, Al і Mn в міру віддалення від берегової лінії

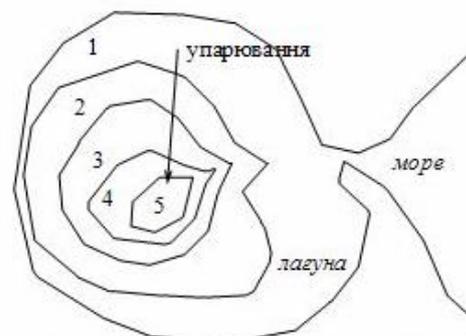


Рис. 3.11. Порядок осідання мінералів в міру упарювання морської води в лагуні:

1. Випаровування + відкладання карбонатів; 2. Осідання гіпсу/ангідриту; 3. NaCl + KCl + гіпс; 4. NaCl + KCl + полігаліт; 5. Калійні солі + солі Mg + борати

В. Осадове хемогенне мінералоутворення може проходити при взаємодії розчинів з газами, які виділяються у водоймах. Так, сірководневе зараження придонної області в результаті гниття органіки призводить до осадження сульфідів (піриту, марказиту, сульфідів Cu, Zn, Pb).

Біогенне накопичення відкладів, як це слідує з назви, пов'язане з життєдіяльністю організмів.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 21

1. **Органогенні залишки.** За рахунок скелетних елементів морських організмів (раковин, коралітів, голок, спікул) виникають органогенні вапняки, діатоміти, трепели.

2. **Анаеробні організми** приймають участь в утворенні самородної сірки. Вони забезпечують відновлення гіпсу до самородної сірки, «проїдаючи» каверни в гіпсі, і виділяють при своїй життєдіяльності тепло, якого вистачає для возгонки і перевідкладення сірки у вигляді друз кристалів в пустотах осадових порід.

Непряма участь організмів: при вибірковій адсорбції деяких речовин органіки діє як відновник. Наприклад, саме за рахунок органіки відбувається відновлення U^{+6} до U^{+4} в бітумінозних ураноносних сланцях. Так само, розкладання органіки є непрямою участю організмів в сірководневому зараженні басейнів (Чорне море), що може призвести до осідання сульфідів або утворення болотних руд.

Завдання до виконання роботи.

Робота виконується на аркуші формату А4 або в зошиті. Визначити діагностичні властивості запропонованих зразків, результати занести в звітну таблицю.

Назва	Діагностичні властивості				Особливі властивості	Генезис
	Забарвлення, колір риси	Твердість, густина	Спайність, злам	Блиск, прозорість		
Галіт	білий, безбарвний	2, 2,2	досконала, нерівний	скляний, напівпрозорий	солоний на смак	хемогенно-осадовий
...						

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 22

4. ОСНОВНІ ЕТАПИ ЕВОЛЮЦІЇ ЗЕМЛІ

Історію Землі прийнято поділяти на проміжки часу, межами яких є великі геологічні події: горотворні процеси, підняття і опускання суші, зміна обрисів материків, рівня океанів. Рухи і розломи земної кори, що відбувалися в різні геологічні періоди, супроводжувалися посиленою вулканічною діяльністю, що було однією з причин розвитку зледенінь, які викликали зміну клімату і сильно вплинули на розвиток органічного світу. В процесі еволюції постійно виникали нові форми організмів, а колишні форми, які опинилися непристосованими до нових умов існування, вимирали.

Протягом багатьох мільйонів років на планеті накопичувалися залишки колись живих організмів. На основі знахідок викопних форм у відкладах земних пластів вдається простежити історію живої природи (табл. 4.1).

Таблиця 4.1

Геохронологічна шкала Землі

Ера	Період, початок (млн. років назад)	Епохи горотворення	Корисні копалини	Розвиток життя
Кайнозой KZ (67 млн. років-дотепер)	четвертинний (антропоген) 2,4	альпійська	буре вугілля, торф, кам'яна сіль, піски, руди алюмінію, морена	панування квіткових рослин, птахів, ссавців, поява людини
	неоген, 2,5			
	палеоген, 66			
Мезозой MZ (67-240 млн. років тому)	крейда, 145	мезозойська	крейда, фосфорити, нафта, горючі сланці, руди золота, міді	панування голонасінних, динозаври, перші птахи і ссавці
	юра, 201			
	тріас, 252			
Палеозой PZ (240-570 млн. років тому)	перм, 299	герцинська	кам'яне вугілля, нафта, піски, глини, вапняки	мохи, папороті, риби, земноводні, велетенські комахи
	карбон, 359			
	девон, 419			
	силур, 444	каледонська	піски, вапняки, глини, солі	життя у воді, водорості, медузи, молюски, ракоподібні
	ордовик, 485			
кембрій, 541				
Протерозой PR (2 млрд. років тому)	-	байкальська	граніти, базальти, лабрадорити, залізні та уранові руди	бактерії, водорості, гриби, одноклітинні тварини
Архей AR (2-4 млрд. років тому)	-	-	граніти, кварцити, кристалічні сланці	зародження життя на мілководді
Гадей (4-4,6 млрд. років тому)	-	-	циркон, основні та ультраосновні вулканогенні породи	утворення Землі та Місяця

На основі даних палеонтології всю історію життя на Землі поділяють на ери і періоди.

Розвиток Землі у ранні геологічні ери.

Архейська ера тривала від 4 млрд до 2 млрд років тому і становить половину всієї геологічної історії планети. Життя в ті часи не існувало. Панувало море та був глобальним вулканізм. Первинні материки мали вигляд велетенських застиглих потоків лави.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 23

Протерозойська ера охопила відрізок часу від 2 млрд до 570 млн років тому і становить ще 40 % геологічного часу. На думку вчених, земна кора залишалася неспокоїною. Літосфера розтріскалася на велетенські плити, які почали дрейфувати. Процеси вулканізму й активного горотворення локалізувалися на краях літосферних плит. На кінець протерозою припала байкальська епоха горотворення. Нині на місці її прояву розташовані сильно зруйновані брилові гори. Близько 3 млрд років тому в океані на мілководді виникли перші мікроорганізми. Наприкінці протерозойської ери в океанах переважали водорості та прості м'якотілі тварини, які майже не лишили після себе слідів існування.

Разом архейську та протерозойську ери називають докембрієм (за назвою першого періоду наступної палеозойської ери), який охоплює 90 % усього геологічного часу. Проте поки що накопичено мало знань про ті віддалені часи, тому дві перші ери не поділяють на геологічні періоди.

Розвиток Землі у палеозойську еру.

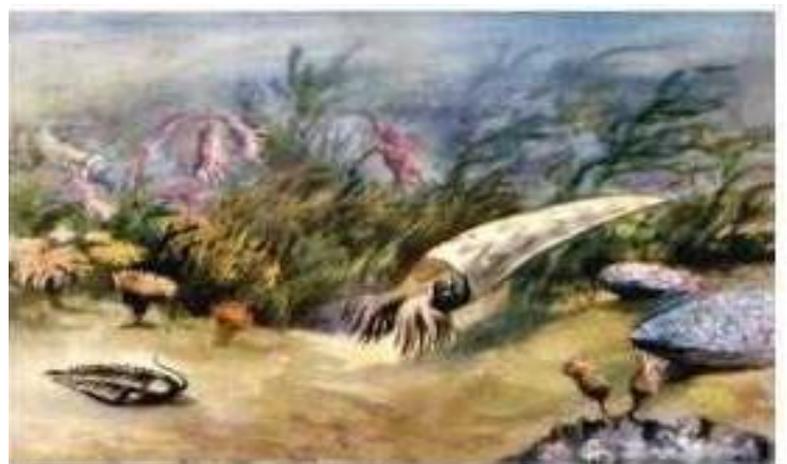
Палеозойська ера розпочалася 570 млн років, а закінчилися 240 млн років тому і становить 6 % від усього геологічного часу. Про цей відрізок історії Землі нагромаджено багато знань, тому палеозойську еру поділяють на 6 геологічних періодів. Перші три – ранній палеозой, три наступні – пізній палеозой.

У ранньому палеозої материка й океани зовсім не були подібні до сучасних. У південній півкулі існував давній материк Гондвана (рис. 4.1 а), а у північній – кілька окремих материків: Лаврентія, Ангарида, Європа. На краях тодішніх літосферних плит відбувалося каледонське горотворення.

У ранньому палеозої життя вирувало лише в океані (рис. 4.1 б). Переважали водорості, а з тварин – медузи, губки, молюски, давні ракоподібні істоти трилобіти. У силурійський період перші рослини вийшли з океану на заболочені краї суходолу й наситили повітря киснем.



а



б

Рис. 4.1. Земля в ранньому палеозої

а – давні материки Гондвана і Лавразія; б – дно ранньопалеозойського моря

У пізньому палеозої внаслідок пересування літосферних плит давні материки поступово зблизилися й наприкінці пермського періоду утворився надматерик Пангея (рис. 4.2 а.), який оточив океан Панталасса. При цьому в місцях зіткнення давніх материків відбувалося герцинське горотворення. В Україні в той час сформувалися гори на місці Донецького кряжа та рівнинної частини Криму. В океані панівною групою тварин стають риби. На суходолі в умовах вологого й теплого клімату серед деревоподібних папоротей літали велетенські комахи (рис. 4.2 б). З води вийшли на суходіл велетенські земноводні – родичі сучасних жаб.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 24



а



б

Рис. 4.2. Земля в пізньому палеозої
а – надматерик Пангея, б – краєвид палеозойської ери

Розвиток Землі у мезозойську еру.

Мезозойська ера тривала від 240 млн до 67 млн років тому й становить близько 3 % від усієї історії розвитку земної кори. Вона складається з трьох геологічних періодів: тріасового, юрського та крейдового. Клімат материка Пангея стає сухим і спекотним. Це призводить до вимирання вологолюбної флори і фауни пізнього палеозою. Папороті змінюють посухостійкі голонасінні рослини, а земноводних тварин – плазуни (рептилії), яких назвали динозаврами (рис. 4.3). Останні опанували суходіл, повітря, воду.



Рис. 4.3. Краєвид мезозойської ери

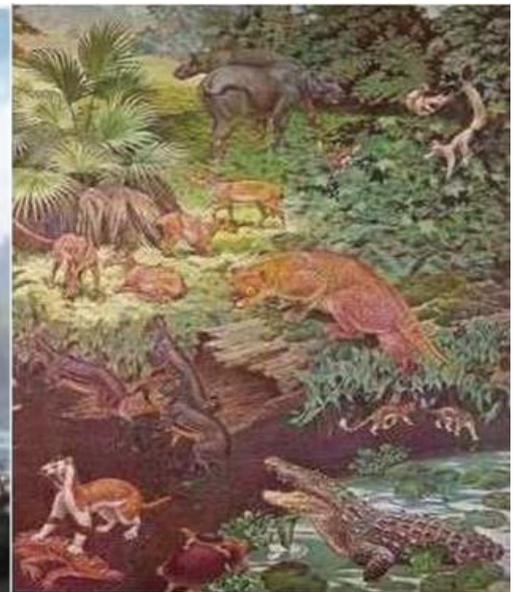


Рис. 4.4. Краєвид палеогенового періоду

Наприкінці тріасового періоду Пангея починає розколюватися на 2 материки: південний – Гондвану, північний – Лавразію (рис. 4.1 а.). Між ними виникає океан Тетис. До кінця мезозою материки продовжують розколюватися на сучасні континенти. Унаслідок розсування материків виникають улоговини сучасних океанів. У місцях зіткнення літосферних плит відбувається мезозойське горотворення.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 25

У середині мезозою з'явилися квіткові рослини й перші птахи і ссавці. Спочатку ці тварини були нечисленними і невеликими за розмірами й не становили серйозної конкуренції динозаврам. Однак вони мали значну перевагу порівняно з рептиліями – теплокровність, що дало змогу вижити в епохи істотного похолодання.

Розвиток Землі у кайнозойську еру.

Кайнозойська ера розпочалася 67 млн років тому і триває донині. Вона становить менше 1% геологічної історії. Її поділяють на 3 геологічні періоди: палеогеновий (рис. 4.4), неогеновий та четвертинний (або антропогеновий).

Материків й океанів поступово набувають сучасних обрисів. У місцях зіткнення літосферних плит проявляється альпійська епоха горотворення, в результаті якої утворюються величезні пояси гір, серед них – Карпати і Кримські гори. Динозаври вимерли ще наприкінці мезозою. Клімат палеогену та неогену був теплим і вологим, тому на суходолі у той час жили теплолюбні рослини і тварини. У четвертинному періоді відбувається різке похолодання, що спричиняє чотири епохи зледеніння у північній півкулі Землі. Максимальна з них, Дніпровська, дісталася території України. Це суттєво вплинуло на склад гірських порід, змінило рельєф, а також видовий склад рослин і тварин. Антропоген – час появи і розвитку людини.

Завдання до виконання роботи.

Робота виконується на аркуші формату А4 або в зошиті. За текстом вказівок та геохронологічною шкалою заповніть звітну таблицю.

Геологічна ера, часові межі	Геологічні періоди	Існуючі материків і океанів	Епоха горотворення	Панівні організмів групи
MZ (67-240 млн. років тому)	тріас	Лаврвзія, Гондвана, Тетіс	мезозойська	голонасінні, динозаври
...				

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ OK10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 26

5. ФОРМИ ЗАЛЯГАННЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД І ТІЛ КОРИСНИХ КОПАЛИН

5.1. Форми залягання магматичних порід

Первинні магми, утворюючись на різних глибинах, мають тенденцію формуватися в великі маси, які просуваються у верхні горизонти земної кори, де літостатичний тиск менший. При визначених геологічних і, в першу чергу, тектонічних умовах магма не досягає поверхні Землі і застигає (кристалізується) на різній глибині, утворюючи тіла неоднакової форми і розміру – *інтрузиви*. Будь-яке інтрузивне тіло оточене вмісними породами або рамою, взаємодіючи з ними, володіє двома контактними зонами (рис. 5.1). Така зона шириною від перших сантиметрів до десятків кілометрів називається зоною *екзоконтакту*, тобто *зовнішнім контактом*. Зона змінених магматичних порід в крайовій частині інтрузиву називається зоною *ендоконтакту*, тобто *внутрішньою зоною*.

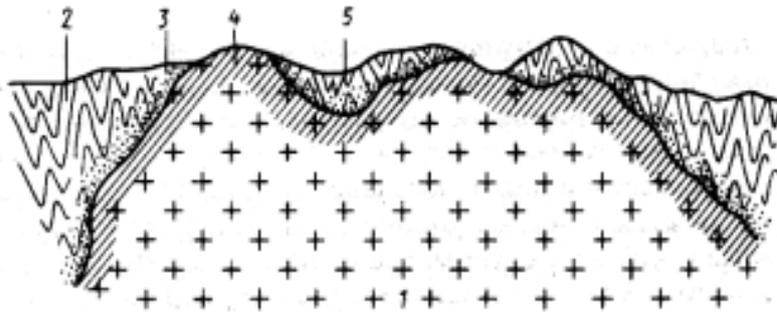


Рис. 5.1. Схема будови інтрузивного тіла

- 1 – шток,
- 2 – вмісні породи (рама інтрузиву),
- 3 – зона екзоконтакту,
- 4 – зона ендоконтакту,
- 5 – провисання покрівлі

Залежно від глибини формування інтрузивні масиви поділяються на *приповерхневі*, або *субвулканічні* (останнє слово означає, що магма майже підійшла до поверхні, але все ж таки не вийшла на неї, тобто утворився «майже вулкан» або субвулкан) – до перших сотень метрів; *середньоглибинні*, або *гіпабісальні*, – до 1-1,5 км і *глибинні*, або *абісальні*, – глибше 1-1,5 км. Подібний розподіл не дуже строгий, але в цілому достатньо чіткий.

Відносно до вмісних порід інтрузиви поділяються на *згідні* і *незгідні*. Незгідні інтрузивні тіла перетинають, проривають пласти вмісних порід.

До найбільш розповсюджених незгідних тіл відносяться *дайки* (рис. 5.2. а), довжина яких набагато разів більша ширини, а площини ендоконтактів практично паралельні.

Дайки мають довжину від перших десятків сантиметрів до 5-10 км і укорінюються по ослаблених зонах кори – тріщинах і розломах. Дайки можуть бути одиночними або групуватися в кільцеві або радіальні рої паралельних дайок. Радіальні і кільцеві дайки часто приурочені до інтрузивних тіл і вулканів, коли впливає розпірний тиск магми на вмісні породи і останні розтріскуються з утворенням кільцевих і радіальних тріщин. Кільцеві дайки можуть бути не лише вертикальними, але й конічними, які ніби підєднуються до магматичного резервуару на глибині. Від дайок необхідно відрізняти *магматичні жили*, які мають неправильну гіллясту форму і набагато менші розміри.

Широко розповсюджені *штоки* (рис. 5.2. б), стовпоподібні ізометричні інтрузиви з крутими контактами, площею менше 100-150 км².

Крупні гранітні інтрузиви площею в багато сотень і тисячі км² називаються *батолітами* (рис. 5.2. в). Займаючи величезні площі і об'єми, гранітні батоліти утворюються в результаті магматичного заміщення вмісних порід, тому внутрішня структура батолітів часто визначається структурою тих товщ, які підлягали такому заміщенню. Від батолітів, які мають неправильну форму, часто відходять *анофізи* – більш дрібні гіллясті інтрузиви, які використовують ослаблені зони в рамі батоліту. Крупніші батоліти відомі в Андах Південної Америки, де вони безперервно прослідковуються більш ніж на 1000 км, мають ширину біля 100 км; в Північно-Американських Кордильєрах довжина батоліта перевищує 2000 км.

Згідні інтрузиви володіють різноманітною формою. В платформних областях серед них найбільш широко розповсюджені *сіли* (рис. 5.2. г), або *пластові інтрузиви*, які залягають

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ OK10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 27

серед шарів паралельно їх напластуванню. Потужність сілів змінюється від перших десятків сантиметрів до сотень метрів. Сіли утворюються в умовах тектонічного розтягу, і загальне збільшення потужності шаруватих товщ за рахунок укорінення в них пластових інтрузивів може досягати багатьох сотень метрів і навіть перших кілометрів. При цьому шари вмісних порід не деформуються, а лише переміщуються по вертикалі.

Лополіт (рис. 5.2. д) – чахоподібний згідний інтрузив, який залягає в синкліналях і мульдах. Розміри лополітов в діаметрі можуть сягати десятків кілометрів, а потужність – багатьох сотень метрів. Як правило, лополіти розвинені в платформних структурах, складені породами основного складу і формуються в умовах тектонічного розтягу і опускання. Крупніші диференційовані лополіти – Бушвельдський в Південній Африці і Седбері в Канаді.

Лаколіти (рис. 5.2. е) являють собою грибоподібні тіла, що свідчить про сильний гідростатичний тиск магми, який перевищує літостатичний в момент її укорінення. Зазвичай лаколіти відносяться до інтрузивів малої глибини. Багато інтрузивних масивів, що описуються як лаколіти, наприклад, в районі Мінеральних Вод на Північному Кавказі, або на Південному березі Криму – Аюдаг, Кастель, володіють згідними контактами лише у верхній, антиклінальній частині. Їх більш глибокі контактні зони уже рвучі і в цілому форма тіла нагадує редьку хвостом вниз, тобто *магматичний діаніп* (рис. 5.2.є), а не лаколіт.

Існують й інші менш розповсюджені форми інтрузивних тіл.

Факоліт – (рис. 5.2. ж) лінзоподібні тіла, які розташовані в склепіннях антиклінальних складок, згідно з вмісними породами.

Гарполіт (рис. 5.2. з) – серпоподібний інтрузив, по суті, різновид факоліту.

Хоноліт – інтрузив неправильної форми, який утворився в найбільш ослабленій зоні вмісних порід, ніби заповнює «пустоти» в товщі.

Бісмаліт (рис. 5.2. і) – грибоподібний інтрузив, подібний до лаколіту, але ускладнений циліндричним горстоподібним підняттям, ніби штампом в центральній частині.

Всі ці інтрузиви, як правило, малоглибинні і розвинені в складчастих областях.

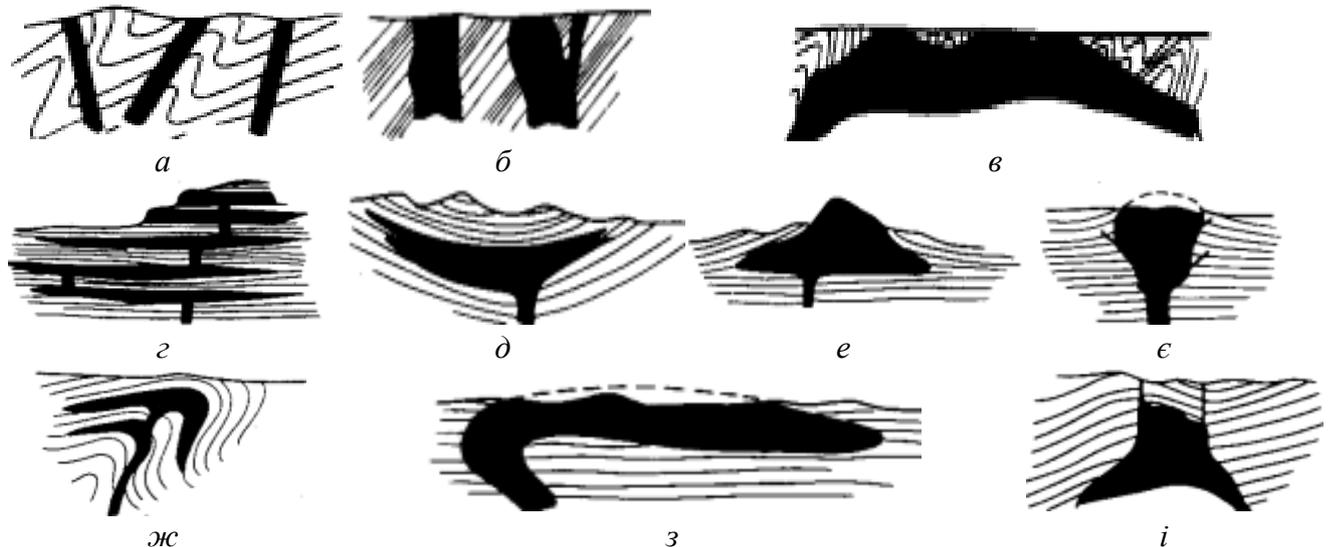


Рис. 5.2. Форми інтрузивних тіл:

а – дайки, *б* – штоки, *в* – батоліт, *г* – багатоярусні сіли, *д* – лополіт, *е* – лаколіт, *є* – магматичний діаніп, *ж* – факоліт, *з* – гарполіт, *і* – бісмаліт

До субвулканічних (зв'язкових) інтрузивних тіл належать приповерхневі магматичні форми, які мають явний зв'язок з поверхневими вулканічними апаратами.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ OK10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 28

Неки – вулканічні жерловини – трубоподібні і розширені у верхній частині канали, які заповнені суцільною лавою або пірокластичною породою. В нижній частині часто переходять в дайки. Діаметри неків зазвичай не перевищують сотні метрів.

Діатреми (трубки вибуху) – гігантські циліндричні, іноді зверху розширені воронкоподібні канали. Характерні для ультраосновних порід. Як правило, складені пірокластичними, уламково-магматичними породами. Діаметри їх бувають різними – від сотень метрів до десятків кілометрів. Трубки вибуху часто містять алмази та інші мінерали, які утворені при високому тиску: гранати, стишовіт, коесіт. Велика кількість діатрем зустрічається серед трапових плато в Якутії (рис. 5.3), Африці, Індії.

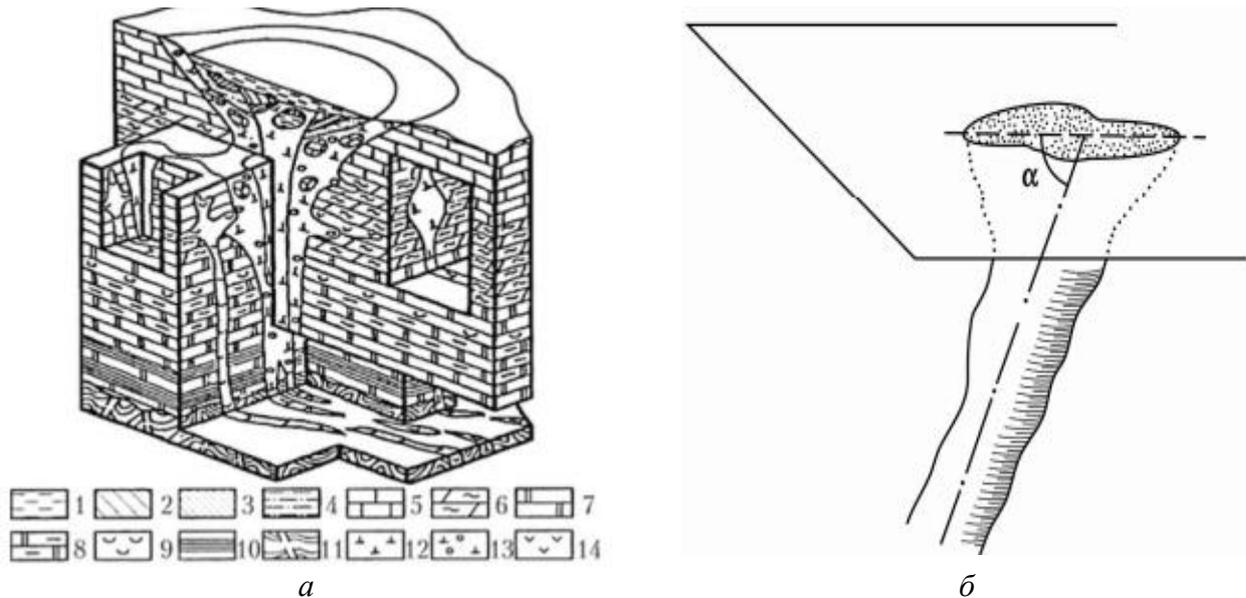


Рис. 5.3. Трубоподібні тіла:

а – узагальнена модель алмазонасної кімберлітової трубки: 1 – осадово-вулканогенні світи; 2 – туфогравеліти кратеру фації; 3 – туфонісковики кратеру фації; 4 – туфоалевроліти кратеру фації; 5 – вапняки; 6 – мергелі; 7 – доломіт; 8 – доломіт-ангідритні породи; 9 – солі; 10 – аргіліти; 11 – кристалічні породи фундаменту; 12 – масивні кімберліту; 13 – вулканічні кімберлітові брекчії; 14 – трапи; *б* – елементи залягання трубоподібного тіла: α – кут занурення (пірнання).

5.2. Форми залягання тіл корисних копалин

За умовами залягання відносно до вмісних гірських порід розрізняють згідні та січні рудні тіла. Для родовищ твердих корисних копалин можна виділити три морфологічних типи покладів: пласкі, витягнені в одному напрямку та ізометричні.

ПЛАСКІ ТІЛА – характеризуються двома протяжними і одним коротким розміром. До пласких тіл належать пласти і жили. Основні елементи, які визначають геологічну позицію і розміри пластів – напрям простягання і довжина за простяганням, напрям падіння, кут падіння, довжина за падінням і потужність пласта. Зазвичай пластові поклади мають велику довжину – до десятків кілометрів за падінням – до 2 км. Потужність – від ледве помітних пропластків – до сотень метрів.

Пласти (рис. 5.4) – найбільш типові для осадових родовищ руди, вугілля, неметалічних корисних копалин. Пласт може розділятися на окремі шари. В залежності від цього розрізняють пласти прості (без прошарків породи) і складні (з прошарками).

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ OK10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 29

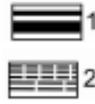
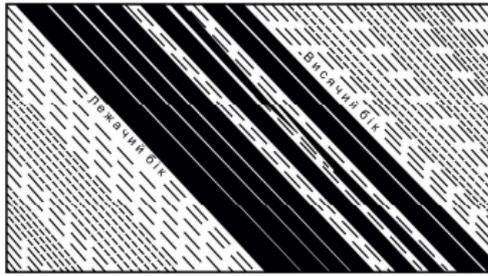
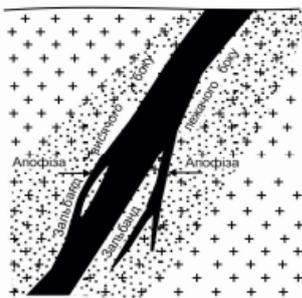


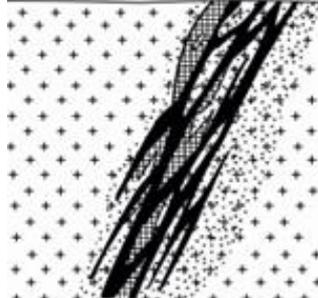
Рис. 5.4. Пластове (згідне) залягання корисної копалини в розрізі

1 – пачки і шари корисної копалини;
2 – прошарки породи

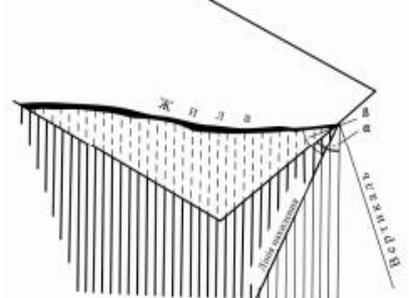
Жили (рис. 5.5) – це тіла в гірських породах, що виникли внаслідок прямого заповнення тріщин мінеральними агрегатами або метасоматичного заміщення порід мінеральною речовиною вздовж тріщин. Жили бувають прості (рис. 5.5. а) і складні (рис. 5.5. б). Елементи залягання їх, у разі складного залягання можна визначати тільки наближено (рис. 5.5. в).



а



б

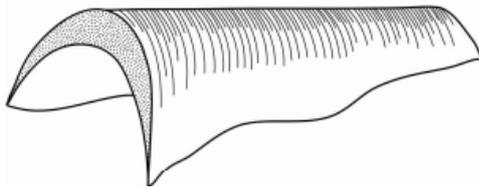


в

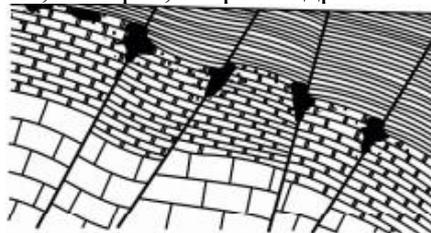
Рис. 5.5. Жильне (вторинне) залягання корисної копалини.

Жили: а – проста; б – складна; в – елементи залягання жили в точці її виклинювання:
α – кут падіння, β – кут схилення.

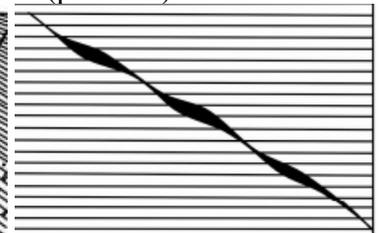
За деталями морфології і характеру зміни потужності серед жил виділяються: сідлоподібні, гніздоподібні, вервечкові, камерні, опірені і драбинчасті (рис. 5.6).



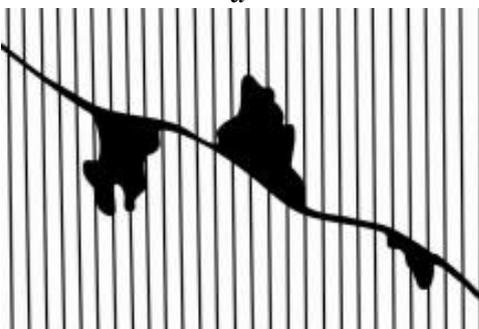
а



б



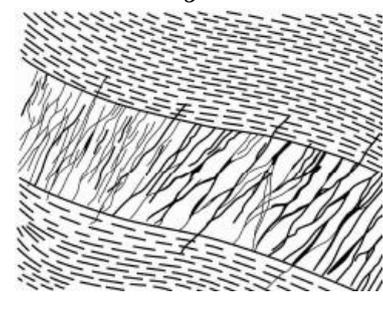
в



г



д



е

Рис. 5.6. Морфологічні різновиди жил:

а – сідлоподібна; б – гніздоподібна; в – вервечкова; г – камерна;
д – опірена; е – драбинчаста.

Сідлоподібна – утворюється при накопиченні речовини в шарнірах складок (рис. 5.6. а).

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 30

Гніздоподібна – відносно невелике локальне скупчення корисної копалини (рис. 5.6. б). Часто гнізда переходять в ізометричні тіла. Прикладом можуть слугувати рудні тіла деяких родовищ золотих, свинець-цинкових, ртутних і інших руд.

Вервечкова – характеризуються чергуванням в її площині роздувів і пережимів, які іноді переходять в тонкі провідники (рис. 5.6. в).

Камерна жила – відрізняється ще більш різкими роздувами, які в формі крупних накопичень ніби нанизані на жильний шов (рис. 5.6. г).

Опірені – відносяться до складних, які заповнюють тріщини скиду або зсуву і тріщини опірнення, які відходять від неї (рис. 5.6. д).

Драбинчасті – вивернюють поперечні тріщини в пластах або дайках крихких порід, які залягають серед більш пластичних утворень (рис. 5.6. е).

Жильні родовища інколи складені однією жилою, а частіше із груп. Рудні поля, утворені жильними родовищами називають жильними полями (рис. 5.7. а). Якщо більш-менш ізометричний об'єм гірської породи пронизаний дрібними і різноорієнтованими жилками, які створюють своєрідний клубок зосередження, і насичений вкрапленістю мінеральної речовини то виділяється **штокверкове рудне тіло** (рис. 5.7. б). Така порода з прожилками і вкрапленням цінних мінералів добувається цілком як корисна копалина.

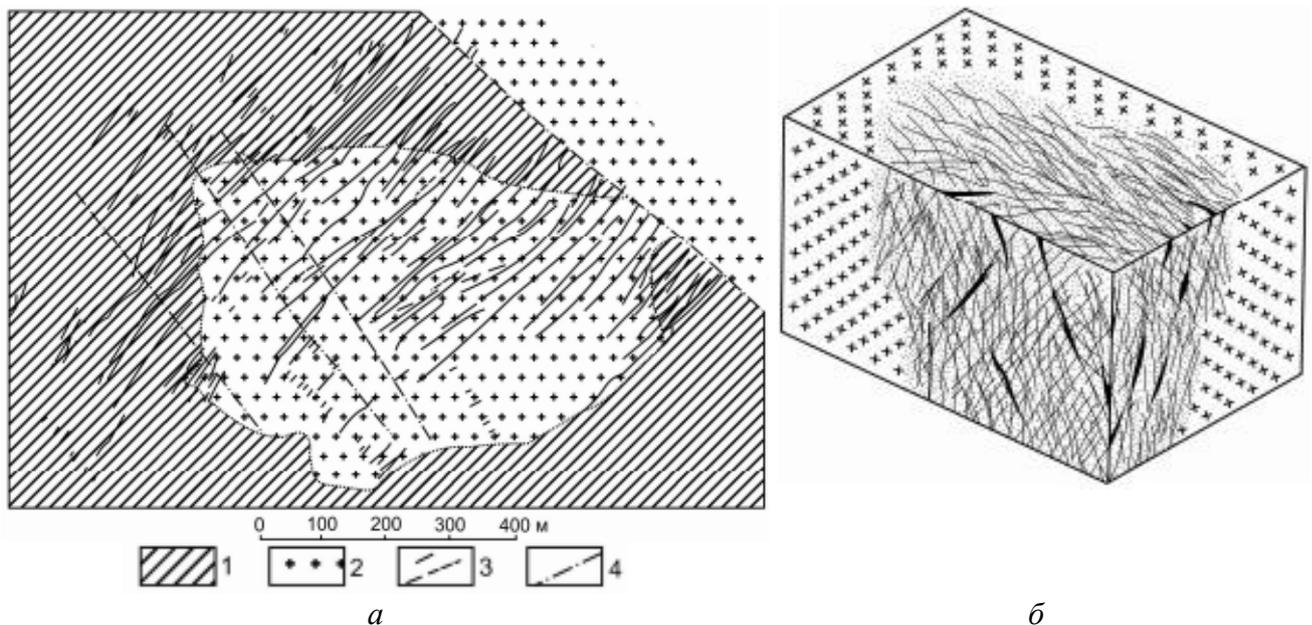


Рис. 5.7. Форми локалізації жильних рудних тіл:

а – жильне поле вольфрамового родовища: 1 – пісковики, сланці; 2 – граніти; 3 – жили; 4 – скиди; б – блок-діаграма штокверка.

Тіла, що відрізняються меншою площею поширення та відносно більшою потужністю, що досить плавно змінюється від центра до периферії, мають назву **лінзи**. Умовно можна вважати, що лінзами називаються тіла, у яких відношення потужності до двох інших розмірів більше 0,01, при меншому значенні цієї величини – пластами. Нерідко в практиці тіла перехідних між ними форм називають плаstopодібними або лінзоподібними. Лінзи і лінзоподібні поклади за морфологією належать до утворень перехідних між ізометричними і плоскими тілами.

Завдання до виконання роботи.

Робота виконується на аркуші формату А4 або в зошиті. Після ознайомлення з основними формами залягання гірських порід і тіл корисних копалин здобувачі вищої освіти самостійно заповнюють звітну таблицю.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 31

<i>Форми залягання</i>	<i>Залягання відносно вмісних порід</i>	<i>Морфологія та розміри</i>	<i>Механізм утворення</i>	<i>Характерні породи</i>
батоліт				
бісмаліт				
гарполіт				
гніздо				
дайка				
діатрема				
жила				
купол				
лаколіт				
лополіт				
нек				
пласт				
покрив				
поток				
сіл				
трубка				
факоліт				
шток				
штокверк				

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 32

6. ТЕКТОНІЧНІ ПОРУШЕННЯ

6.1. Пластичні форми порушень (плікативні дислокації)

Під дією пластичних деформацій виникає порушене залягання пластів земної кори без розриву їх суцільності. Такі форми порушень прийняті називати плікативними дислокаціями. Серед плікативних дислокацій виділяють наступні форми: монокліналі, складки і флексури. Найбільш розповсюдженою (основною) їх формою є складки.

Якщо пластичні деформації горизонтально залягаючих пластів осадових порід призвели до рівномірного однобічного нахилу (без розриву суцільності), то така форма порушення або дислокації називається **монокліналлю**. Монокліналь найбільш проста форма плікативних дислокацій (рис. 6.1).

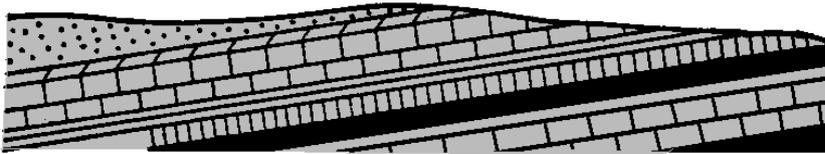


Рис. 6.1. Монокліналь

Флексури являють собою коліноподібний або східчастоподібний перегин шарів або пластів (рис. 6.2). На місці перегину пластів їх потужність звичайно зменшується, вони стають тонші та розриваються. Частини флексури, які розташовані по обидві сторони перегину, називаються крилами. Вертикальний зсув крил флексури (амплітуда зсуву) може досягати декількох десятків і навіть сотень метрів. Флексуру нерідко розглядають як структуру, перехідну до розривних дислокацій.

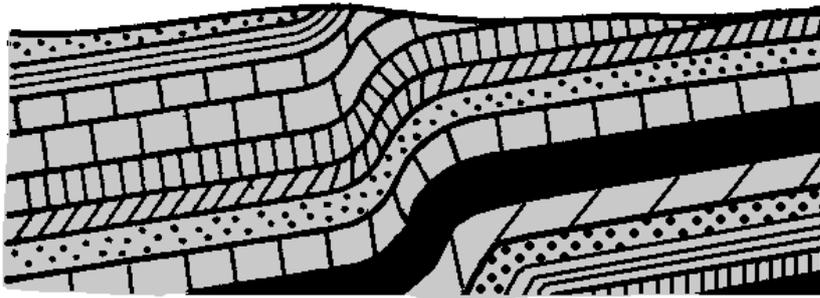


Рис. 6.2 Флексура

Основним вираженням плікативних порушень є **складки** – будь-які вигини верстви гірських порід без розриву їх суцільності.

В складках розрізняють наступні елементи (рис. 6.3):

- **крила** – верстви (пласти), які складають бокові частини складки, розташовані по обидва боки згину;
- **ядро** – внутрішня частина складки, обмежена якою-небудь верствою порід;
- **кут при вершині складки** – кут, утворений продовженням крил складки до їх перетину;
- **замок, або склепіння** – місце вигину пластів;
- **осьова поверхня** – поверхня, яка ділить кут при вершині складки навпіл;
- **шарнір** – точка перегину в замку, або склепінні складки;
- **шарнірна лінія** – лінія перетину осьової поверхні з покрівлею, або подошвою верстви в замку або склепінні складки;
- **осьова лінія, або вісь** – лінія перетину осьової поверхні складки з горизонтальною поверхнею;
- **гребінь** – найвища точка складки, яка не співпадає з шарніром у випадку нахилених або лежачих складок.

Виділяється два основних типи складок: **антиклінальні**, в ядрі яких залягають древні породи, і **синклінальні**, де ядро складене більш молодими породами в порівнянні з крилами (рис. 6.4).

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 33

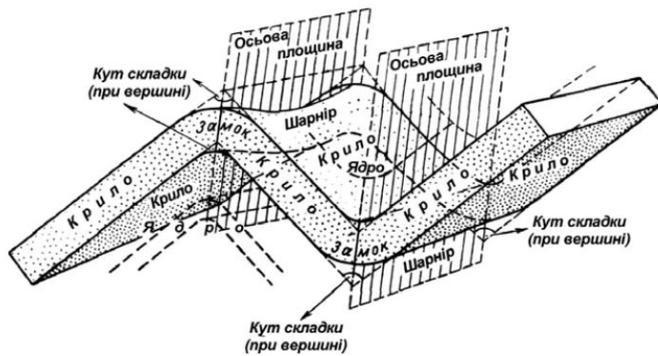


Рис. 6.3. Основні елементи складки

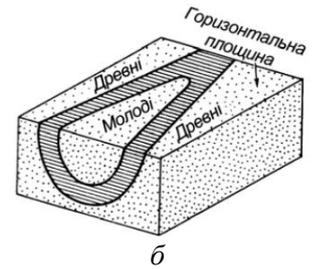
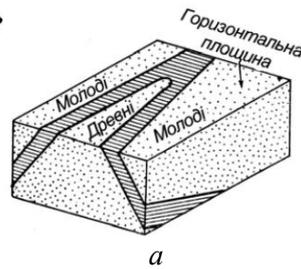


Рис. 6.4. Антикліналь (а) і синкліналь (б)

Залежно від нахилу осьової поверхні та положення крил (у поперечному розрізі) виділяються наступні різновиди складок (рис. 6.5):

- **пряма** (симетрична і асиметрична) – це складка, осьова поверхня якої вертикальна;
- **похила** – осьова поверхня нахилена, але крила падають в різні сторони;
- **перевернена** – осьова поверхня нахилена, а крила падають в одну і ту ж сторону під різними або однаковими кутами;
- **лежача** – осьова поверхня горизонтальна.



- а – пряма симетрична;
б – пряма асиметрична;
в – похила;
г – перевернена;
д – лежача.

Рис. 6.5. Види складок виділені за положенням осьової поверхні

Коли осьова поверхня “пірнає” нижче лінії горизонту таку складку називають **піднаючою**.

Залежно від величини кута при вершині складки та співвідношення осьової поверхні і крил розрізняють: **відкриті** складки, які характеризуються тупим кутом при вершині; **закриті**, кут при вершині яких гострий, та **ізоклінальні**, осьова поверхня яких паралельна крилам складки.

За формою замка складки діляться на: **гребенеподібні** – вузькі, гострі антикліналі, розділені широкими пологими синкліналями; **кілеподібні** – вузькі гострі синкліналі, розділені широкими, пологими антикліналями; **скринеподібні** – широкі пологі антикліналі та синкліналі та інші (рис. 6.6).



- а – гострі; б – гребенеподібні;
в – аркоподібні; г – скринеподібні;
д – віялоподібні; е – ізоклінальні.

Рис. 6.6. Види складок виділені за формою замка та крил

За співвідношенням потужностей верств на крилах та в замках виділяються подібні, концентричні, діапирові і діапироїдні складки (рис. 6.7).

Подібні складки – це складки, в яких потужність верст на крилах менша в порівнянні з їх потужністю у замковій частині, при збереженні кута нахилу крил. Такі складки утворюються при роздавлюванні крил під тиском порід, які залягають вище, що спричиняє переміщення матеріалу в склепінну, або замкову частини.

Концентричні складки характеризуються однаковою потужністю верст на крилах і в замку, але з глибиною відбувається зміна нахилу кута крил.

Діапирові складки – це складки, ядра яких складені пластичними породами (сіль, гіпс, глина та інші), які виринаючи в результаті інверсії щільності, протикають верстви, що їх перекривають, нерідко виходячи на поверхню.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 34

Діапиріодні складки характеризуються потоншеними замками і добре розвиненим ядром, що спостерігається в пластичних товщах.

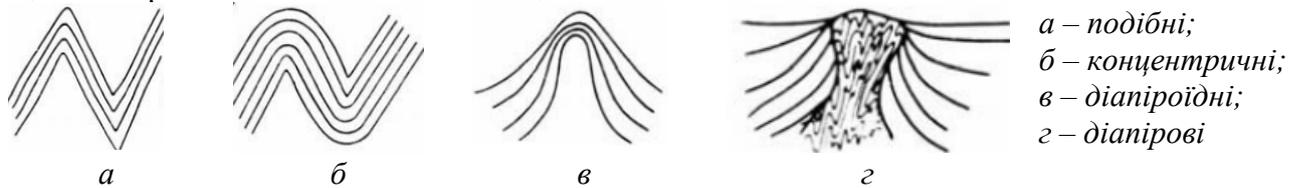


Рис. 6.7. Види складок виділені за співвідношенням потужностей верств на крилах і в замках

За характером вираження в плані складки поділяються на (рис. 6.8): **лінійні** – довжина складки набагато перевищує її ширину; **брахіформні** – овальні складки, довжина яких у два-три рази більша за ширину; **кулоподібні** – антиклінальні складки, довжина і ширина яких приблизно однакові; **мульди** – синклінальні складки, довжина і ширина яких приблизно однакові.

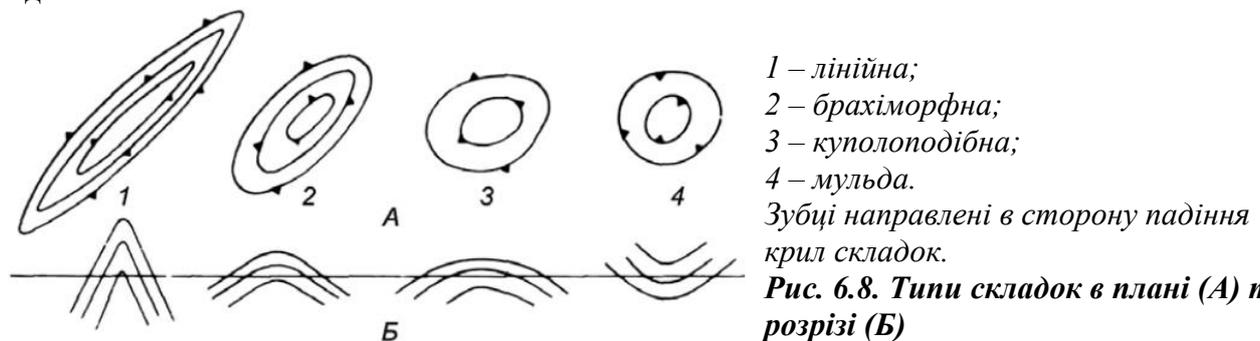


Рис. 6.8. Типи складок в плані (А) та розрізі (Б)

Замикання антиклінальної складки в плані називається **перикліналлю**, а синклінальної – **центрикліналлю** (рис. 6.9). Ці ознаки форми складки, мають велике значення при побудові геологічних розрізів. На периклінальних закінченнях антиклінальної складки шарнірна лінія занурюється нижче денної поверхні, а в центрокліналях, навпаки, піднімається. В таких випадках говорять про **ундуляцію** шарнірної лінії. Якщо всі найвищі точки складок (гребені) з'єднати площиною або в поперечному розрізі лінією, то ця лінія буде називатися **дзеркалом складчастості**.

При поєднанні антиклінальних та синклінальних складок виникають більш складні складчасті форми. Так, коли спостерігається переважання антиклінальних складок і дзеркало складчастості утворює випуклу криву, така структура називається **антиклінорієм** і, навпаки, переважання синклінальних складок і увігнута крива дзеркала складчастості характерні для **синклінорія** (рис. 6.10).

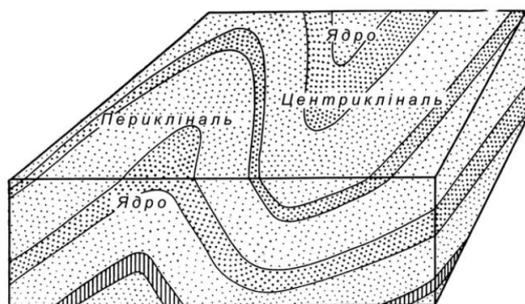


Рис. 6.9. Перикліналь і центрикліналь

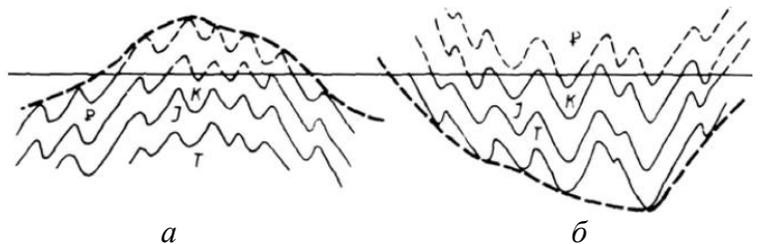


Рис. 6.10. Антиклінорій (А) і синклінорій (Б)

Складки нерідко займають значні простори і крило антикліналі переходить в крило сусідньої синкліналі. Таке поєднання складок називається **складчастістю**. Виділяють три основних типи складчастості: 1) повну, або голоморфну; 2) переривчасту, або ідіоморфну, і 3) проміжну між двома першими типами.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ OK10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 35

Повна складчастість характеризується суцільним заповненням поєднаними складками. Останні, зазвичай, лінійні, паралельні одна одній і мало відрізняються за амплітудами та шириною.

Переривчаста складчастість характеризується ізольованістю складок, розташованих на значній відстані одна від одної. В ній переважають антиклінали ізометричної форми, розділені майже недеформованими породами, які залягають горизонтально.

Проміжна складчастість володіє рисами повної та переривчастої і характеризується розвитком окремих гребеноподібних та кілеподібних складок і їх поєднанням на фоні спокійного залягання відкладів.

За типом деформацій порід розрізняють складки: **поздовжнього згину**, **поперечного згину** та **текучості** (нагнітання). В першому випадку на верстуву, або товщу гірських порід діють горизонтально орієнтовані сили і верстви зминаються в складки завдяки тому, що відбувається ковзання одних верств по інших і при цьому в покрівлі та підшві кожної верстви діють протилежно направлені сили, які спричиняють деформацію зсуву.

Складки поперечного згину утворюються в результаті дії сил, направлених перпендикулярно до покрівлі або підшви верстви. В такому випадку над блоком, який піднімається, верстви, деформуються, зазнають розтягування і стають довшими.

Складки текучості, або нагнітання, властиві гірським породам з низькою в'язкістю, таким як глини, гіпс, кам'яна сіль, ангідрит, кам'яне вугілля. Для таких складок характерні різноманітні та складні форми.

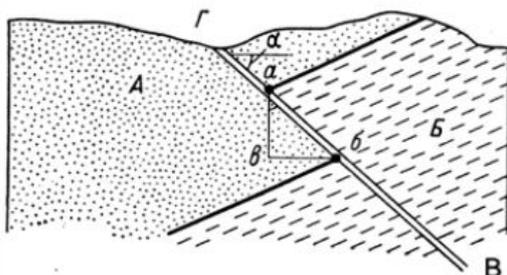
Морфологічна класифікація складчастості враховує тільки її форму та поєднання складок. Виділяють складки загального зім'яття, які характеризують загальне горизонтальне здавлювання гірських порід, що спричиняє формування повної, або голоморфної складчастості. Брилова складчастість призводить до утворення ідіоморфних або переривчастих складок, а складчастість нагнітання формує діапирові складки або ядра діапирових куполів, що пов'язане з перетіканням пластичних гірських порід.

6.2. Розривні типи порушень (диз'юнктивні дислокації)

Розривними або **диз'юнктивними порушеннями**, називаються деформації верств, товщ, пачок гірських порід з порушенням їх суцільності, яка виникає у випадку перевищення межі міцності порід. Як і складки, тектонічні розриви дуже різноманітні за своєю формою, розмірами, величиною зміщення та іншими параметрами. Вони також характеризуються своїми елементами (рис. 6.11).

В будь-якому розривному порушенні виділяється площина розриву або зміщувач і крила розриву. Останні являють собою блоки порід по обидва боки зміщувача, які підлягали переміщенню. Крило, або блок, який знаходиться вище площини розриву, називається **висячим**, а нижче – **лежачим**.

Важливим параметром розриву є його **амплітуда**, тобто відстань від підшви або покрівлі пласта в лежачому крилі до підшви або покрівлі того ж пласта в висячому крилі по площині розриву. Розрізняють **вертикальну амплітуду** – проекцію амплітуди по зміщувачу на вертикальну площину та **горизонтальну амплітуду** – проекцію амплітуди по зміщувачу на горизонтальну площину.



А – лежаче крило (опущене); Б – висяче крило (підняте); ВГ – зміщувач (площина скиду); α – кут падіння площини підкиду; аб – істинна амплітуда; ав – вертикальна амплітуда підкиду; бв – горизонтальна амплітуда підкиду.

Рис. 6.11. Елементи підкиду

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 36

Серед різних типів розривних порушень (рис. 6.12) головними є: **скид** – зміщувач вертикальний, або має падіння в сторону опущеного крила; **підкид** – зміщувач має падіння в сторону піднятого крила; **насув** – це підкид з кутом падіння зміщувача менше ніж 45° ; **зсув** – розрив з переміщенням крил у горизонтальному напрямку по простяганню зміщувача; **розсув** – розрив з переміщенням крил перпендикулярно до зміщувача; **покрив**, або **шар'яж** – розрив з майже горизонтальним положенням зміщувача.

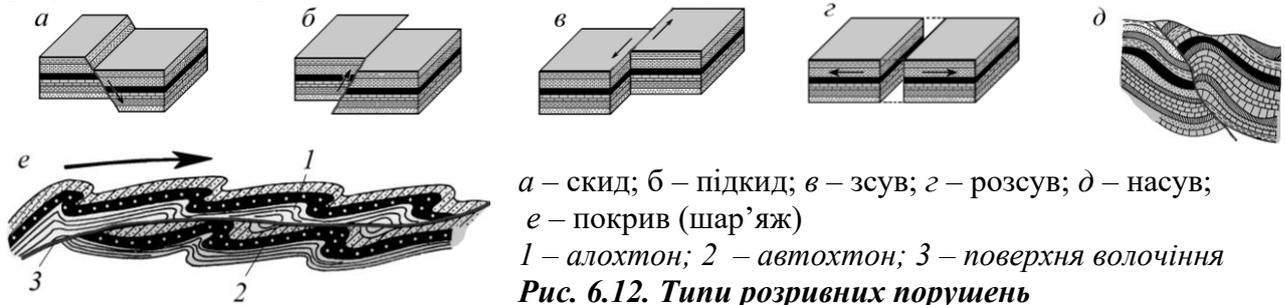


Рис. 6.12. Типи розривних порушень

Покриви складаються з **алохтона**, тобто тієї частини яка зазнала переміщення, і **автохтона** – частини, що підстеляє алохтон. Якщо алохтон під впливом ерозії руйнується і відслонюються породи автохтона, їхній вихід на денну поверхню називається **тектонічним вікном**, а якщо від фронтальної частини алохтона ерозією відокремлені блоки порід, вони називаються **тектонічними останцями**. Зміщувач в покриві ще називають поверхнею зриву або волочиння.

Тектонічні порушення, здебільшого, утворюють цілі системи. Так, скиди, розташовуючись паралельно, утворюють східчасту структуру, в якій кожний наступний блок опущений нижче по відношенню до попереднього. В умовах розтягування нерідко утворюються зустрічні скиди і тоді центральна частина структури зазнає опускання. Така структура називається **грабеном** (рис. 6.13. а). У випадку паралельних підкидів центральна частина структури, навпаки, піднята і її називають **горстом** (рис. 5.13. б). Витягнені на сотні і тисячі кілометрів складні системи грабенів, які поєднуються з горстами (рис. 5.14), називаються **рифтами** (англ. “рифт” – розходження).

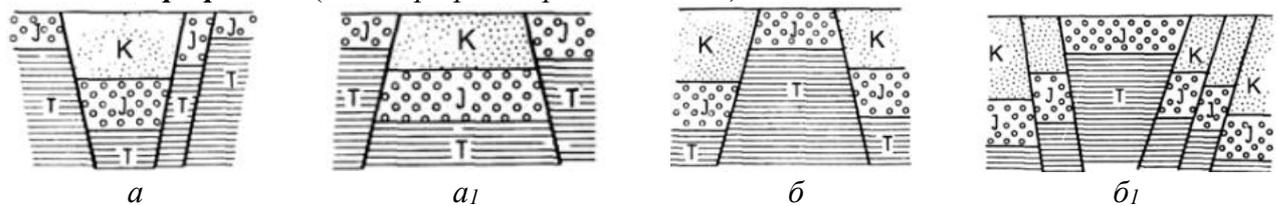


Рис. 6.13. Схема будови грабенів та горстів.

a – грабен утворений скидами; а1 – грабен утворений підкидами;
б – горст утворений скидами; б1 – горст утворений підкидами.



Рис. 6.14. Рифти, які складаються з системи грабенів і горстів

Утворення складок в умовах загального тектонічного стиску здебільшого супроводжується формуванням підкидів, насувів та покривів. Перевертання складок призводить до зриву їх лежачого крила, в зв'язку з чим підвернені крила сприятливі для утворення скидів і насувів.

Зсувні порушення виникають в умовах стиснення складчастості системи паралельно до простягання складок.

Говорячи про розривні порушення всіх типів, слід мати на увазі, що вони можуть утворюватися одночасно з осадконакопиченням, і тоді називаються **конседиментаційними**, або після накопичення відкладів – **постседиментаційними**.

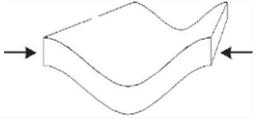
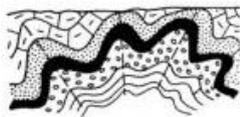
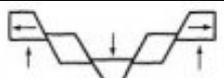
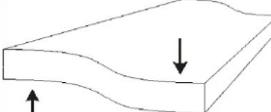
Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 37

Окрему категорію розривних порушень утворюють зони *глибинних розломів*. Вони характеризуються значним простяганням, потужністю та тривалим розвитком, що свідчить про їх глибинне закладення. Сейсмічними дослідженнями було встановлено, що ці розломи досягають навіть межі Мохоровичича. На поверхні зона глибинного розлому може мати ширину в десятки кілометрів і складатися з серії більш дрібних кулісоподібних розломів, між якими затиснуті блоки порід. В ній можуть бути конседиментаційні западини і підняття, потужні зони брекчіювання, тощо.

Вивчення тектонічних рухів та різноманітних форм їх проявлення має велике значення не тільки для пізнання історії формування геологічного вигляду земної кори, але також і практичне значення.

Завдання до виконання роботи.

Робота виконується на аркуші формату А4 або в зошиті. Після ознайомлення з найбільш поширеними дислокаціями здобувачі вищої освіти самостійно заповнюють звітну таблицю.

Назва та вид порушення	Зображення	Назва та вид порушення	Зображення
			
			
			
			
			
			
			

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 38

7. ТЕКТОНІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

Тектонічною будовою зумовлені особливості великих форм рельєфу (гір і рівнин, їх висоти і розташування), а також поширення родовищ корисних копалин.

Як відомо, окремі ділянки літосфери (перш за все, земної кори – верхньої частини літосфери) мають різну потужність, час виникнення, історію розвитку. Ділянки літосфери, обмежені глибинними розломами, називаються **тектонічними структурами**. Найбільшими тектонічними структурами є літосферні плити. На Землі виділяють сім найбільших літосферних плит.

Україна, більшою мірою, розташована в межах Євразійської великої літосферної плити, вираженої у рельєфі переважно рівнинами. Між Євразійською і Африканською плитами розташований Середземноморський рухливий пояс, у межах якого протягом геологічної історії періоди стиснення і підняття гірських порід, утворення гір чергувались із періодами розтягування і опускання ділянок літосфери, заповнення їх водою океанів і морів, накопичення гірських порід на їх дні. До цього поясу належать крайні західна і південна частини України. У рельєфі рухливий пояс проявляється у вигляді гірських систем (що складаються із гірських пасом чи масивів, передгірних і міжгірних западин), та внутрішніх морів (більшої частини дна Чорного і Азовського). У межах найбільших тектонічних структур виділяються дещо менші структури.

Так, у межах **Євразійської літосферної плити** виділяють жорсткі малорухомі ділянки **платформи**: давню Східноєвропейську і відносно молоду Західноєвропейську.

Платформи мають двоповерхову будову (рис. 7.1): нижній поверх становить фундамент, складений докембрійськими кристалічними (у давніх платформ), або палеозойськими зім'ятими в складки гірськими породами (у молодих платформ); верхній поверх платформи – її осадовий чохол. Утворення осадового чохла є наслідком процесу накопичення осадових гірських порід, яке відбувалося одночасно з опусканнями ділянки літосфери. У межах платформи, за потужністю осадового чохла, виділяють дві групи тектонічних структур: **щит** (де осадовий чохол відсутній або має потужність до 500 м) і **плиту** (з потужністю осадового чохла понад 500 м).

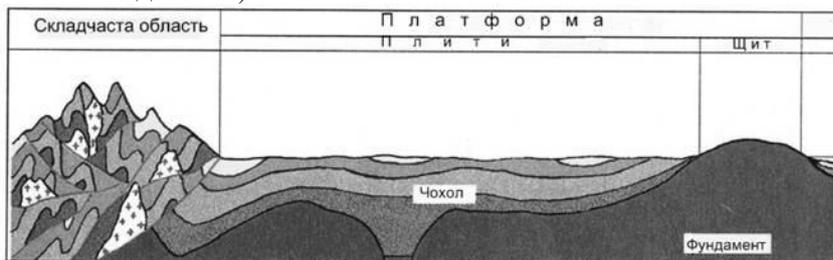


Рис. 7.1 Елементи будови платформи

У складі Східноєвропейської платформи виділяється Український щит (УЩ), у межах якого кристалічні породи давнього фундаменту магматичного (граніти, базальти, габро тощо), або метаморфічного походження (гнейси, кварцити, кристалічні сланці, мармури тощо) часто виходять на поверхню по схилах річкових долин і балок. Щит займає біля 2/5 площі України. Він розбитий розломами на ряд блоків (рис. 2): Волино-Подільський (1а), Білоцерківський (1б), Кіровоградський (1в), Дніпровський (1г), Приазовський (1д). Вони в різній мірі підняті й виражені в рельєфі (як Придніпровська й Приазовська височини, Запорізька знижена рівнина).

Плити платформи – це ділянки, перекриті чохлам осадових гірських порід (пісками, глинами, вапняками тощо). Ці породи накопичувалися тут у періоди опускання даної ділянки літосфери (яка, як правило, затоплювалася морем). У межах плит платформ є ділянки із глибше зануреним фундаментом – западини або прогини та ділянки з відносно піднятим ближче до поверхні фундаментом – масиви.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідас ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ OK10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 39

У свою чергу, западини складаються із *грабенів* – найбільш занурених ділянок фундаменту, перекритих потужним осадовим чохлам, і *бортів западин* – ділянок, де поверхня пластів осадових порід, нахилена в один бік – до грабену.

Кристалічний фундамент бортів западин являє собою схил щита або масивів. Якщо нахил пластів у межах борта западини невеликий, поступовий, то такі ділянки плити платформи ще називають *монокліналями*.

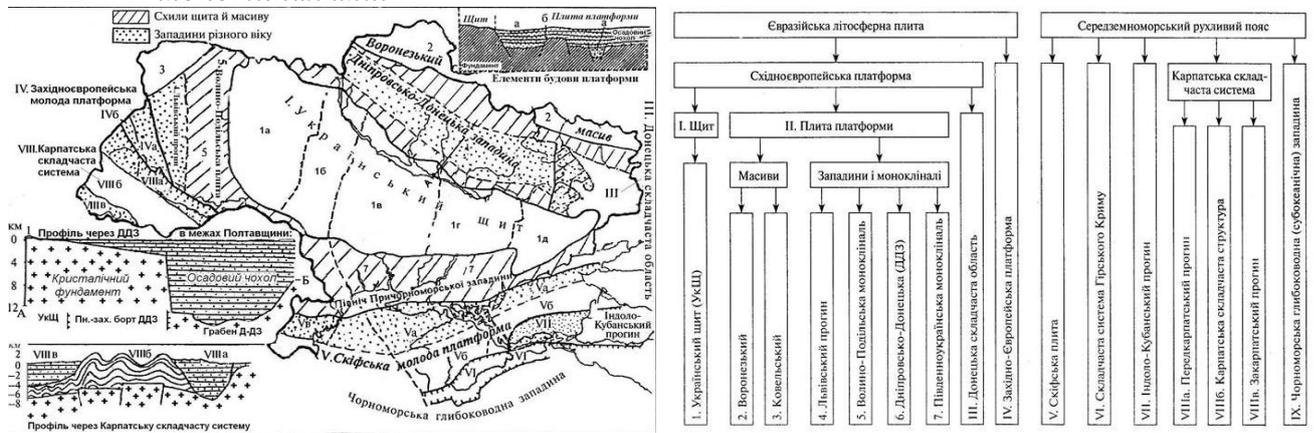


Рис. 7.2 Тектонічне районування території України

До плити Східноєвропейської давньої платформи належать Воронезький і Ковельський масиви; Львівський прогин (5-7 км), Волино-Подільська плита (її фундамент – західний схил УЩ), Дніпровсько-Донецька западина (ДДЗ), північний борт Причорноморської западини (його фундамент – це південний схил УЩ, а осадовий чохлам – Південноукраїнська монокліналь).

Центральна частина і західний борт Львівського прогину належать до Західноєвропейської молоді платформи. Фундамент центральної частини утворюють байкаліди (Розтоцька зона), а короткого західного борту каледоніди (Рава-Руська зона).

Дніпровсько-Донецька западина (ДДЗ) складається із центрального грабену (з глибиною залягання фундаменту 3-22 км) південно-західного борту (він же є північно-східним схилом УЩ) і північно-східного борту (він же – південно-західний схил Воронезького масиву).

Особливе місце серед тектонічних структур займає Донецька складчаста область. Вона має з ДДЗ спільні риси історії геологічного розвитку (Донецький прогин колись був східним продовженням ДДЗ). Але в межах цього прогину осадові породи біля 300 млн. років тому були зім'яті у складки (внаслідок стиснення і підняття ділянки літосфери), місцями прорвані магмою. Ця складчаста область поділяється на Донецьку складчасту споруду (її у рельєфі відповідає Донецька височина), і ряд прогинів перед нею (Бахмутська, Кальміус-Торецька западини тощо). Донецька складчаста область належить до герцинської складчастості.

Західноєвропейська молода платформа ніби “припаяна” до Євразійської літосферної плити. Фундамент Західноєвропейської платформи у межах України включає дві частини, складені різними за часом утворення комплексами гірських порід (байкалідами й каледонідами). Він ніде не виходить на поверхню, оскільки неодноразово опускався і перекритий чохлам осадових гірських порід (Львівського палеозойського прогину).

Середземноморський рухливий пояс займає 1/5 площі України. До його складу включають:

1. Молоду Скіфську платформу з фундаментом різного віку (байкальського, герцинського, кіммерійського), який ніде не виходить на поверхню і перекритий потужним осадовим чохлам (тому її інакше ще називають Скіфською плитою). Центральну і південну частину фундаменту Причорноморської западини утворюють структури Скіфської плити. У межах України Скіфська плита включає два сектори: Західний (Придобруджський прогин і складчаста область Добруджі), та центральний (Кримсько-Азовський). Фундамент області Добруджі, яка відносно неглибоко залягає від поверхні, складений герцинідами, а

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 40

Придобруджського прогину – переважно байкалідами. У Центральному секторі фундамент складений трьома смугами герцинід з фрагментами байкалід і трьома смугами кіммерід. Це свідчить про неодноразове формування на цьому місці западин-рифтів, накопичення осадових порід і їх наступна дислокація при стисненні Землі. В межах Центрального сектору Скіфської плити виділяють такі геоструктури: Каркінітсько-Північно-Кримський прогин (або центральна частина з глибиною залягання фундаменту 10-11 км); Північно-Азовський прогин; структури Південного борту Причорноморської западини – Центрально-Кримське (Євпаторійсько-Сімферопольське) підняття, Азовський вал, а також Альминська западина.

2. Складчасту систему Гірського Криму (утворену в мезозойську еру в кіммерійську складчастість й оновлену в кайнозойську), її східне продовження та Індоло-Кубанський прогин (молоді тектонічні структури, утворені протягом КЗ, в альпійську складчастість)

3. Карпатську складчасту систему (молоду, утворену в кайнозої, в альпійську складчастість). Вона складається з Карпатської гірської складчасто-покривної споруди (у її межах осадові гірські породи не тільки зім'яті у складки, але й роздроблені розломами на пластини-покриви і насунуті одна на іншу); *Передкарпатського крайового і Закарпатського внутрішнього прогинів.*

4. Чорноморську глибоководну западину з субокеанічним типом земної кори (майже без гранітного шару). Відносно походження Чорноморської западини є кілька гіпотез: а) є реліктом плити океану Тетис, що не піддалася горотворенню; б) є западиною на місці серединного масиву (острова серед океану Тетис) і утворена шляхом його занурення й часткової переплавки земної кори континентального типу (до субокеанічного типу); в) є молодую рифтовою структурою.

Таблиця 7.1

Співвідношення між тектонічними структурами і формами рельєфу

<i>Геотектонічні структури</i>	<i>Великі форми рельєфу</i>
А. Євразійська літосферна плита	Материк Євразія (його західна частина)
І. Східноєвропейська платформа	Східноєвропейська рівнина
1. Український щит (УЩ)	Височини: Придніпровська, Приазовська, південний схід Подільської височини, височина Житомирського Полісся, Запорізька рівнина
2. Плита платформи:	Височини: західна частина Подільської, Волинська; схід Малополіської рівнини, низовина Волинського Полісся (західна частина Поліської низовини)
а) Волино-Подільська монокліналь, Ковельський виступ, схід Львівського прогину	
б) Південноукраїнська монокліналь (північний борт Причорноморської западини)	Причорноморська низовина, північна частина шельфу Чорного моря
3. Дніпровсько-Донецька западина (ДДЗ)	Придніпровська низовина
4. Воронежський масив і його схили	Середньоросійська височина (пд-зах. відроги)
5. Донецька складчаста область	Донецький кряж, Бахмут-Торецька рівнина
II. Західноєвропейська платформа	Височина Розточчя; рівнина Малого Полісся
Б. Середземноморський рухливий пояс	Гори, міжгірні низовини, улоговини морів
1. Скіфська плита	Рівнина Північного Криму; крайній південний захід Причорноморської низовини, шельф Чорного моря
2. Кримська складчаста система	Кримські гори, Керченське горбогір'я
3. Карпатська складчаста система	гори Українські Карпати; Передкарпатська височина, Закарпатська низовина
4. Чорноморська глибоководна западина	Центральна частина дна Чорного моря

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 41

Таким чином, у більшості випадків спостерігається більш-менш виражена відповідність між геотектонічними структурами і елементами орографії (піднятим структурам відповідають гори і височини; западинам і прогинам – низовини). Але є і неспівпадіння (обернені структури). Так Передкарпатському прогину відповідає височина; а північній частині УЩ – низовина. Ряд низовин і височин відповідають кільком геотектонічним структурам. Так Причорноморську низовину утворюють Південний схил УЩ, Скіфська плита, схили Донецької складчастої області, Придобруджинський прогин і занурена складчаста споруда Добруджі. Поліську низовину утворюють Ковельський виступ, північні частини Волино-Подільської монокліналі, УЩ (його ділянки занурені при формуванні Прип'ятського накладеного неотектонічного прогину).

Завдання до виконання роботи.

Робота виконується на аркуші формату А4 або в зошиті. Після ознайомлення із взаємозв'язком тектонічних структур, рельєфу та корисних копалин України, здобувачі вищої освіти самостійно заповнюють звітну таблицю.

<i>Тектонічна структура</i>	<i>Форма рельєфу</i>	<i>Корисні копалини</i>
Воронезький масив		
Волино-Подільська плита		
Дніпровсько-Донецька западина		
Донецький кряж		
Закарпатський прогин		
Карпатська складчаста система		
Львівський прогин		
Предкарпатський прогин		
Причорноморська западина		
Скіфська плита		
Складчаста система Гірського Криму		
Український щит		

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 42

8. БУДОВА РІЧКОВОЇ ДОЛИНИ

Значними за величиною ерозійними формами є річкові долини, пов'язані з діяльністю річкових потоків. Це складні негативні форми рельєфу, різко подовжені поглиблення в земній поверхні. У річкових долинах виділяють три головних елементи рельєфу – русло, дно і схили.

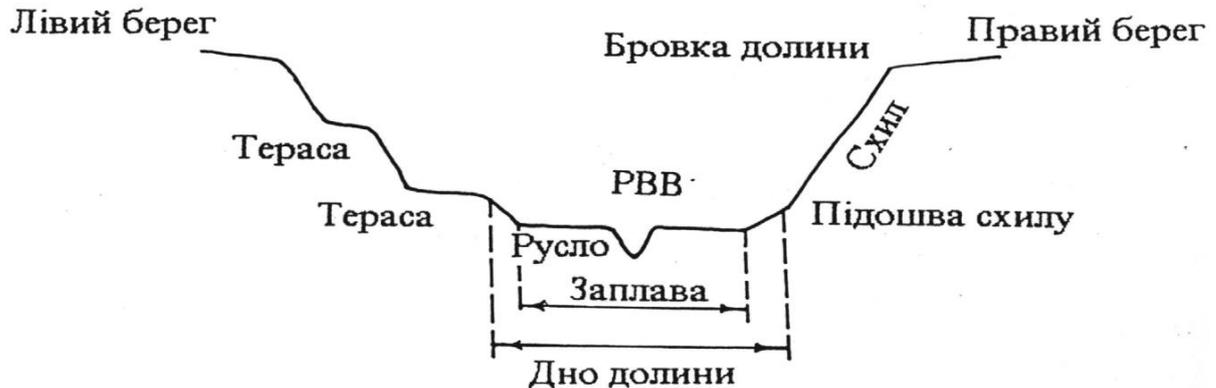


Рис. 8.1. Будова річкової долини

Русло (річище) – відносно вузьке лінійне поглиблення, по якому йде стік води у період межені (низький рівень води в річці між повеннями).

Схили долин мають різноманітну крутизну і морфологію.

Дно долини формується у процесі бічної ерозії і меандруванні з акумуляцією алювію.

Велика частина дна річкової долини буває зайнята **заплатою** – це акумуляційна форма рельєфу, яка утворюється в результаті накопичення алювію під час повеней.

За характером рельєфу заплави розрізняють:

- сегментні – характерні для меандруючих річок;
- паралельно-гвиндисті – виникають у великих річках з широкими долинами із-за тенденції річок зміщуватися увесь час в бік одного із схилів (вплив сили Коріоліса або тектонічних рухів);
- обвальні – характерні для річок, які пересікають передгірні нахилені рівнини.

За будовою заплави бувають:

- акумулятивні – мають нормальну або підвищену потужність алювію;
- цокольні – мають малопотужний алювій, який лежить на неалювіальних породах, або врізана в давній алювій.

Сходинкоподібні форми рельєфу, які формуються на схилах долин і в будові яких беруть участь алювіальні відклади, називають **річковими терасами**.

Причини утворення терас:

1 Якщо в басейні річки клімат змінюється на вологіший і річка стає повноводнішою, то збільшується її ерозійна здатність. Річка починає поглиблювати свою долину, відпрацьовує новий профіль рівноваги, який відповідає новому режиму. Попередня заплава виходить з-під впливу річки і стає надзаплатною терасою.

2 Зміна базису ерозії.

3 Утворення терас може бути пов'язано з тектонічними рухами.

Рахують тераси знизу – від молодих до старіших. Найнижчу терасу, яка знаходиться над заплавою називають I надзаплатною терасою, вище – II, тощо. У кожній терасі розрізняють площадку, уступ, брівку, тиловий шов (внутрішній край тераси) (рис. 8.2).

Тераси можуть бути:

- ерозійними – алювій має невелику потужність, являє собою руслову фацію;
- ерозійно-акумулятивні – є всі фації алювію;

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ OK10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 43

- акумулятивні – утворені нагромадженням (акумуляцією) алювію, морських, озерних чи інших відкладів, що заповнюють долину або формують берег.



Рис. 8.2 Схема будови річкових терас:

- 1 – материнські породи;
 - 2 – алювіальні відклади;
- елементи тераси:
- I – заплава (акумулятивна);
 - II – перша надзаплавна тераса;
 - III – друга надзаплавна тераса (ерозійна).

Розрізняють три основні види терас:

- накладена тераса (рис. 8.3, а) складається з терас, які накладені одна на іншу (знизу – стара, зверху – наймолодша);
- вкладена тераса (рис. 8.3, б,в) утворюється при чергуванні ерозійної і акумулятивної діяльності річок, або скороченні потужності алювію);
- врізана тераса (рис. 8.3, г) – коли алювій повністю або частково приставний до порід цоколю вищих терас. Утворюється при перевазі ерозійної діяльності річок.

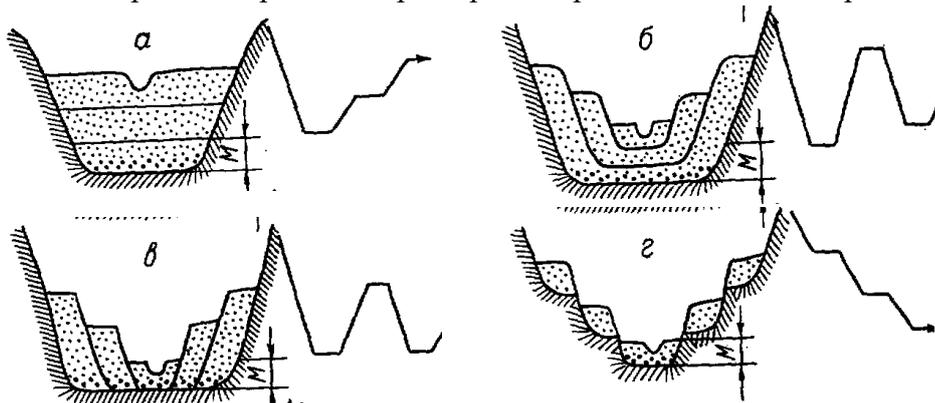


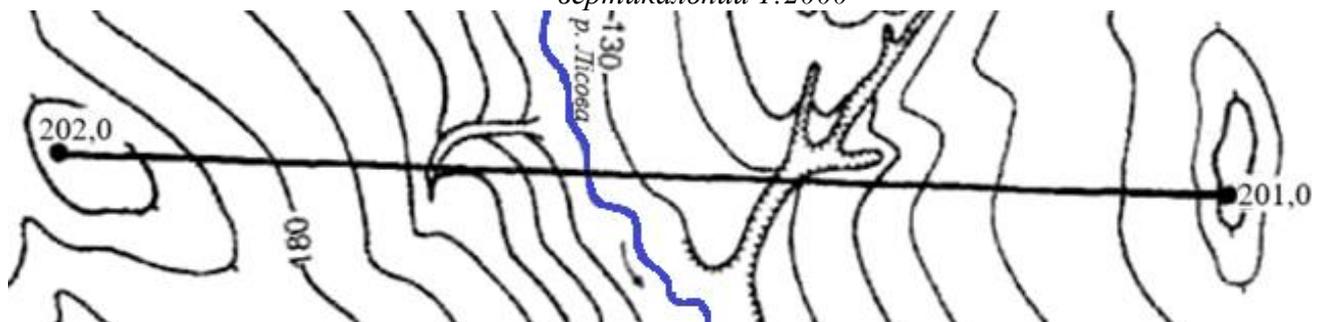
Рис. 8.3. Типи співставлення річкових терас і відповідні їм фази розвитку долин.

М – нормальна потужність алювію

Завдання до виконання роботи.

Робота виконується на аркуші формату А4 або в зошиті. За фрагментом топографічної карти побудуйте поперечний профіль річкової долини. Позначте на профілі: ширину долини; глибину врізу річки; наявність терас. Зробіть висновок про тип долини (вузька, широка, асиметрична тощо).

Масштаб: горизонтальний 1:50 000
вертикальний 1:2000



Суцільні горизонталі проведені через 10 м

Рис. 4.4. Фрагмент топографічної карти для виконання завдання

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ OK10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 44

9. КЛАСИФІКАЦІЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД

За походженням гірські породи поділяють на три генетичні групи: магматичні, осадові та метаморфічні. Кожна з них формується в специфічних фізико-хімічних умовах і характеризується певними структурно-текстурними ознаками та мінеральним складом.

Магматичні породи утворюються внаслідок кристалізації магми — силікатного розплаву з температурою близько 1000-1300 °С – під час її охолодження в надрах Землі або на поверхні. Відомо близько 600 їх видів і різновидів. За умовами формування розрізняють глибинні (інтрузивні), жильні, виливні (ефузивні) та вулканокластичні породи.

Глибинні породи формуються в умовах високого тиску та повільного охолодження магми, що забезпечує повну кристалізацію розплаву і утворення повнокристалічної структури. Для них характерна масивна текстура та щільна будова. Залежно від розміру зерен виділяють крупно-, середньо- і дрібнозернисті різновиди; за нерівномірності зерен — порфіроподібні. Структура істотно впливає на фізико-механічні властивості порід, зокрема їхню міцність.

Жильні породи кристалізуються в тріщинах земної кори, часто за участю гідротермальних процесів, і зазвичай мають повнокристалічну будову.

Ефузивні породи утворюються на поверхні Землі в умовах низького тиску та швидкого охолодження і дегазації магми. Неповна кристалізація зумовлює формування скловатої або порфірової структури та часто пористої текстури. Вулканокластичні породи виникають під час вибухових вивержень і представлені скловатими, прихованокристалічними або пухкими утвореннями.

Важливою класифікаційною ознакою магматичних порід є їхній хімічний склад, зокрема вміст SiO₂. За цим показником виділяють ультракислі, кислі, середні, основні та ультраосновні породи. Із зменшенням вмісту SiO₂ зростає щільність, змінюється мінеральний склад і забарвлення порід від світлого до темного. Основними первинними мінералами є польові шпати, кварц, амфіболи, піроксени та слюди. Наявність вторинних мінералів (карбонатів, глинистих мінералів) свідчить про ступінь вивітрювання. Інтрузивні породи залягають у формі батолітів, штоків, лаколітів, сіл, дайок і жил; ефузивні — у вигляді лавових потоків, покривів і куполів.

Метаморфічні породи формуються внаслідок перетворення магматичних або осадових порід під впливом високих температур, тиску та флюїдів без їх плавлення. Процеси метаморфізму супроводжуються перекристалізацією, зміною мінерального складу й текстури, що зумовлює вторинний характер цих порід. Ступінь метаморфізму варіює від слабого ущільнення до глибокої перебудови структури.

Розрізняють контактний, регіональний і динамометаморфізм. Контактний метаморфізм розвивається в зоні взаємодії інтрузії з вмісними породами; регіональний — у глибинних умовах за комплексної дії температури, тиску та флюїдів; динамометаморфізм пов'язаний із тектонічними деформаціями. Для метаморфічних порід характерні кристалічні структури та різні типи текстур: сланцювата, смугаста, гнейсова або масивна. Анізотропія властивостей зумовлена орієнтованим розташуванням мінералів.

Осадові породи утворюються в результаті накопичення продуктів вивітрювання магматичних, осадових і метаморфічних порід. Їх формування відбувається у чотири стадії: вивітрювання, транспортування й акумуляція, діагенез і катагенез. У процесі перенесення відбувається диференціація осаду — механічна, хімічна або органогенна.

За походженням осадові породи поділяють на уламкові, хемогенні, органогенні та змішані. Для них характерні шаруватість, пористість, залежність складу від умов середовища та наявність залишків організмів. Уламкові породи класифікують за розміром і формою уламків; вони можуть бути пухкими або зцементованими. Цементация відбувається за участю природних цементів (карбонатного, глинистого, кременистого тощо), що визначають міцність породи. Хемогенні породи формуються шляхом випадання речовин із розчинів, переважно у водних басейнах. Органогенні породи утворюються внаслідок накопичення та

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ OK10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 45

перетворення решток організмів і представлені карбонатними, кременистими та вуглецевими різновидами.

Таким чином, генетична класифікація гірських порід базується на умовах їх формування, що визначають структурні, текстурні, мінералогічні та фізико-механічні особливості кожної групи.

Завдання до виконання роботи

1. Визначте генезис, хімічний тип та дайте характеристику магматичних гірських порід зазначених в таблиці 9.1.

Таблиця 9.1.

Вихідні дані для виконання завдання

№ вар.	Магматичні породи	№ вар.	Магматичні породи
1	андезит, анортозит, діабаз	11	кварцовий порфір, габро, ріоліт
2	вулканічний туф, граніт, норит	12	анортозит, лабрадорит, діабаз
3	дуніт, базальт, обсидіан	13	вулканічне скло, туф, сієніт
4	лабрадорит, діорит, кімберліт	14	базальт, обсидіан, граніт
5	габро, порфірит, сієніт	15	порфірит, діорит, пегматит
6	ортофір, гранодіорит, ріоліт	16	підкрит, кімберліт, граніт
7	перидотит, пегматит, підкрит	17	безкварцовий порфір, норит, трахіт
8	граніт, пемза, діорит	18	перидотит, анортозит, габро
9	вулканічний туф, сієніт, дуніт	19	пемза, андезит, ортофір
10	трахіт, лампроїт, габро	20	гранодіорит, базальт, олівініт

Приклад відповіді: Гранодіорит – магматична інтрузивна порода кислого складу, що утворилася в результаті повільного охолодження і кристалізації магми під високим тиском. Це зумовило повнокристалічну крупно-, середньо- і дрібнозернисту структуру і масивну, іноді плямисту структуру. Колір сірий, червоний, зеленкуватий. Мінеральний склад (%): польові шпати – до 65, кварц – 20-25, темні мінерали (біотит, рогова обманка) – 15-20. Гранодіорити займають проміжне положення між гранітами і діоритами. Забарвлення світле, але темніше, ніж у гранітів, що пояснюється підвищеним вмістом біотиту і рогової обманки. В збереженому стані гранодіорити відрізняються високою міцністю і щільністю.

2. Зазначте у відповідність метаморфічним породам ті осадові або магматичні, з яких вони могли утворитися. Зазначте вид метаморфізму, характер змін, що відбулися, і дайте характеристику метаморфічних порід.

Таблиця 9.2.

Вихідні дані для виконання завдання

№ вар.	Метаморфічні породи	№ вар.	Метаморфічні породи
1	амфіболіт, вторинний кварцит	11	кварцит, скарн
2	гнейс, глинистий сланець	12	роговик, мармур
3	грануліт, літвеніт	13	гнейс, магнезійний скарн
4	скарн, слюдяний сланець	14	грануліт, філіт
5	кварцит, філітовий сланець	15	глинистий сланець, роговик
6	грейзен, мармур	16	скарн, амфіболіт
7	роговик, тальковий сланець	17	літвеніт, вапняковий скарн
8	кристалічний сланець, кварцит	18	вторинний кварцит, березит
9	березит, яшма	19	мармур, кварцит
10	хлоритовий сланець, гнейс	20	яшма, грейзен

Приклад відповіді: Слюдяний сланець може бути продуктом середньотемпературного регіонального метаморфізму гранітів. У процесі метаморфізації частково змінюється

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 46

мінеральний склад (істотно зменшується вміст польових шпатів за рахунок збільшення вмісту слюди), відбувається розшарування породи, докорінно змінюється текстура (з масивної – сланцювата) і структура (стає лускатою). Мінеральний склад: біотит, мусковіт, рогова обманка. Колір змінюється від сірого до зеленувато-сірого. Стійкий до хімічного вивітрювання.

3. Із числа зазначених порід (табл. 9.3) виділіть магматичні, осадові та метаморфічні породи. Дайте характеристику осадовим породам, вкажіть їх застосування у будівництві.

Таблиця 9.3.

Вихідні дані для виконання завдання

№ вар.	Гірські породи	№ вар.	Гірські породи
1	кварцит, сієніт, торф, супісок	11	алевроліт, лабрадорит, опока, філіт
2	гнейс, глина, гравій, граніт	12	пісковик, валун, боксит, гнейс
3	вапняк, базальт, мармур	13	конгломерат, гіпс, норит, пемза
4	пісок, глина, діабаз, доломіт	14	вапняк, мармур, крейда, скарн
5	каолін, кам'яна сіль, ріоліт, мул	15	доломіт, діорит, діабаз, діатоміт
6	яшма, мергель, глина, андезит	16	кремінь, яшма, опока, обсидіан
7	вапняк, базальт, аргіліт, гнейс	17	травертин, галька, пісковик, граніт
8	сланець, суглинок, гравій, габро	18	лесоподібні суглинки, туф, мул, гіпс
9	брекчія, жорства, грейзен, туф	19	черепашник, скарн, торф, пемза
10	граніт, гіпс, мармур, пісок	20	гранодіорит, лес, граніт, глина

Приклад відповіді: Габро, кварцит, суглинок, граніт. Габро і граніт належать до магматичних порід, кварцит – метаморфічна порода, до осадових порід належить суглинок.

Суглинок належить до глинистих (частки менше 0,005 мм) зв'язних осадових гірських порід, містить кварц, польовий шпат, глинисті мінерали, гідроокисли заліза. Колір – світло-коричневий, структура – алевритова, текстура – масивна, шарувата, пориста. Суглинок міцний у сухому стані, але менш ніж глина, при зволоженні пластичний. Застосовується для виготовлення цегли і в силікатній промисловості. Суглинки, що мають лесоподібність, є просадними ґрунтами.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 47

10. ПІДРАХУНОК ЗАПАСІВ КОРИСНИХ КОПАЛИН

Запаси будь-якої твердої корисної копалини підраховують за формулою

$$Q = V \cdot \gamma = S \cdot m \cdot \gamma,$$

де V – об'єм тіла КК, м³;

S – площа пласта, жили, м²;

γ – об'ємна маса корисної копалини, т/м³;

m – потужність пласта, жили, м.

Запаси корисного компоненту P :

$$P = \frac{Q \cdot C}{100}, \quad P = \frac{Q \cdot C'}{1000}, \text{ т, кг,}$$

де C – вміст КК, %;

C' – вміст КК, кг/т.

Запаси металу в руді обчислюють здебільшого для золота, платини, срібла.

10.1. Оконтурювання покладу

Підрахунок запасів здійснюють у межах контуру покладу або родовища. Контур може відповідати природній межі тіла корисних копалин або бути умовним — визначеним за кондиціями щодо потужності, вмісту корисних і шкідливих компонентів чи ступенем розвіданості (контури категорій запасів). Оконтурювання — це процес просторового обмеження покладу на планах і розрізах за матеріалами геологорозвідувальних і гірничих робіт, який включає визначення опорних точок і їх з'єднання лінією контуру.

Контакти тіл корисних копалин — це межі з вміщуючими породами. За положенням розрізняють висячий і лежачий контакти; за характером — чіткі (різкі) та поступові, коли межа встановлюється за результатами опробування; за формою — рівні або складні (звивисті).

Виділяють природні та штучні контури. До природних належать нульовий (лінія виклинювання або відсутності корисного компонента) і сортовий (межа мінеральних типів чи промислових сортів). Штучні контури (балансових і забалансових запасів, категорій запасів, кар'єрного поля тощо) проводять переважно за формальними ознаками. Їх положення залежить від рівня геологічної вивченості та техніко-економічних чинників, зокрема зміни кондицій або переведення запасів між категоріями; природні межі при цьому залишаються незмінними.

Внутрішній контур — лінія, що з'єднує крайні свердловини з установленою наявністю корисної копалини; зазвичай він є штучним. Зовнішній контур з'єднує точки природної або прогнозованої межі поширення покладу і може бути природним або штучним. Ділянку між внутрішнім і зовнішнім контурами називають міжконтурною (приконтурною) смугою.

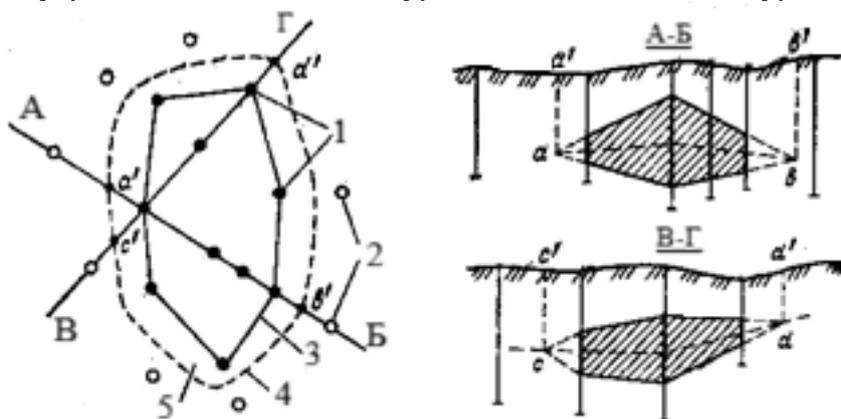


Рис. 10.1. Побудова контурів покладу на плані (а) і розрізах (б, в) з врахуванням морфології покладу:

- 1 – рудні свердловини;
- 2 – безрудні свердловини;
- 3 – внутрішній контур;
- 4 – зовнішній контур;
- 5 – міжконтурна смуга

Спосіб оконтурювання тіла корисних копалин визначається його морфологічним типом і умовами залягання. Плитоподібні тіла при пологому падінні оконтурюють у плані, при крутому – у вертикальній проекції, при похилому – у вертикальній і горизонтальній або на

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ OK10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 48

похилій площині, паралельній падінню. Трубоподібні тіла відображають у вертикальній чи горизонтальній проекції, ізометричні — переважно в горизонтальній. Для всіх типів тіл контури уточнюють на розрізах і блок-діаграмах.

За точністю розрізняють три способи: безперервне простежування, інтерполяцію та екстраполяцію. Безперервне простежування застосовують, коли виробка проходить по контакту або потужність тіла менша за її розмір; зазвичай воно дозволяє встановити лише частину контуру. Інтерполяція полягає у проведенні контуру через встановлені точки контакту або перетину поклада виробками. Екстраполяція забезпечує побудову зовнішнього контуру за межами розкритих ділянок; вона буває обмеженою (між виробками з різними результатами) і необмеженою (за відсутності обмежуючих виробок). Положення контуру визначають формально або з урахуванням геологічних закономірностей; точність необмеженої екстраполяції є найнижчою.

Способи побудови контурів поділяють на геологічні, морфологічні та формальні. Геологічні враховують структурну приуроченість і фаціальні межі; морфологічні базуються на аналізі розрізів і геометрії покладу; формальні — на параметрах розвідувальної мережі та лінійних розмірах тіла.

Зовнішній контур зазвичай проводять методом необмеженої екстраполяції: паралельно внутрішньому на відстані, кратній кроку мережі; за «правилом полотна»; для ізометричних тіл – у формі конуса або півсфери. У практиці підрахунку його часто приймають рівним середньому інтервалу між виробками або його половині.

У межах зовнішнього контуру виділяють балансіві (кондиційні) запаси, що відповідають вимогам щодо потужності, вмісту компонентів і технологічних показників. Їх контур будують методом лінійної інтерполяції між внутрішнім і зовнішнім контурами; положення

визначають графічно або аналітично між внутрішнім і зовнішнім контуром $l_i = \frac{|m_i - m_k| \cdot R_i}{m_i}$;

між свердловинами, що містять кондиційні і некондиційні за потужністю корисні копалини

$$l_i = R_e \left(1 - \frac{m_k - m_e}{m_i - m_e} \right)$$

де l_i – відстань, що визначає положення контуру балансівих запасів на плані відносно внутрішнього контуру, м;

m_i – потужність покладу по виробці, розташованій на внутрішньому контурі, м;

m_k – кондиційна потужність покладу, м;

m_e – потужність покладу по найближчій виробці, що містить корисні копалини, некондиційні за потужністю, м;

R_i – відстань на плані між виробкою на внутрішньому контурі і зовнішнім контуром (ширина міжконтурної зони в даному місці), м;

R_e – відстань між свердловинами, що містять кондиційні і некондиційні за потужністю корисні копалини, м.

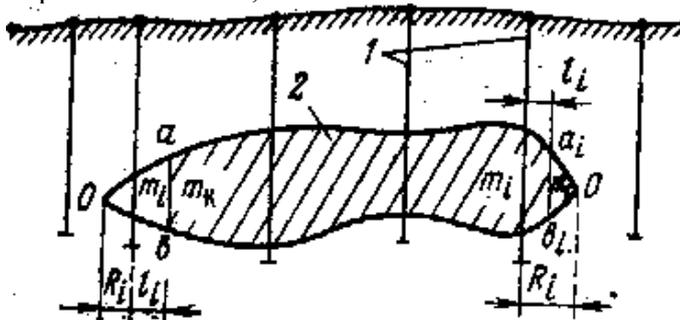


Рис. 2. Побудова контуру балансівих запасів по кондиційній потужності на розрізі:

1 – свердловина;

2 – тіло корисних копалин

При цьому, якщо $m_k > m_i$, то l_i відкладають від крайньої свердловини внутрішнього контуру усередину покладу і, навпаки, при $m_k < m_i$ l_i відкладають від крайньої свердловини

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ OK10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 49

внутрішнього контуру у бік зовнішнього контуру. На плані ізопотужностей контур балансових запасів визначається ізопотужністю з відміткою, рівною кондиційній потужності.

Родовище корисних копалин може бути оконтурено також **за найменшим бортовим вмістом компоненту**. В цьому випадку в контур родовища включають лише ті ділянки, де вміст корисного компоненту більше встановленого мінімуму. Аналогічно може бути вирішене завдання оконтурювання родовища по гранично допустимому вмісту шкідливих домішок.

Оконтурювання балансових запасів при сумісному обліку природної межі, кондицій за потужністю і вмістом проводять в такому порядку. Спочатку по розвідувальних виробках проводять на плані зовнішній і внутрішній контури покладу. Потім будують контур балансових запасів за кондиційною потужністю покладу. Далі на тому ж плані будують контур за заданим бортовим вмістом корисного компоненту. На рис.3 приведені контур балансових запасів, що проходить по лінії розривного порушення АВ, по ізолінії кондиційної потужності (BC і DA), по ізолінії бортового вмісту Сб компоненту (CD).

В межах міжконтурної смуги категорія запасів завжди нижча на 1 категорію за категорію запасів у внутрішньому контурі покладу.

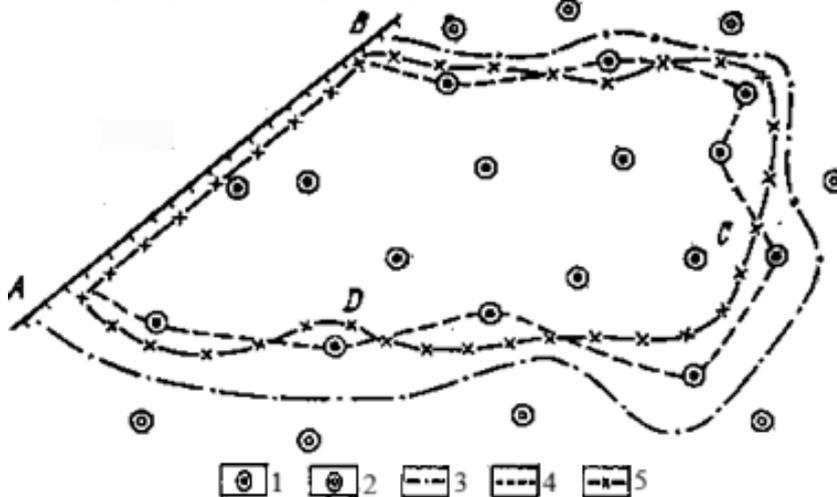


Рис. 10.3. Оконтурювання покладу і балансових запасів на плані:

- 1 – рудні свердловини;
- 2 – безрудні свердловини;
- 3 – нульовий контур;
- 4 – внутрішній контур;
- 5 – контур балансових запасів

10.2. Визначення площі

Метод визначення площі обирають залежно від конфігурації контуру покладу.

1. **Геометричний спосіб** – застосовують, коли площу можна розбити на прості фігури (трикутники, трапеції); загальна площа дорівнює сумі їх площ. Для багатокутників і трикутників використовують аналітичні формули за координатами вершин.

Площа багатокутника з відомими координатами вершин (кутових точок контуру), м²

$$S = \frac{1}{2} \sum_{k=1}^n x_k (y_{k+1} - y_{k-1}) = \frac{1}{2} \sum_{k=1}^n y_k (x_{k+1} - x_{k-1}), \text{ або}$$

$$S = \frac{1}{2} ((x_1 - x_2)(y_1 - y_2) + (x_2 - x_3)(y_2 - y_3) + \dots + (x_n - x_1)(y_n - y_1))$$

Площа трикутника з відомими координатами вершин, м²

$$S = \frac{1}{2} (x_1(y_2 - y_3) + x_2(y_3 - y_1) + x_3(y_1 - y_2)) = \\ = \frac{1}{2} (y_1(x_2 - x_3) + y_2(x_3 - x_1) + y_3(x_1 - x_2))$$

2. **Механічний спосіб** реалізується за допомогою планіметра (найчастіше полярного). Після визначення ціни поділки приладу виконують дворазове обведення контуру та обчислюють площу як добуток різниці відліків на ціну поділки. Метод придатний для фігур довільної форми; технічна похибка за дотримання правил роботи становить близько ±0,1 %. Для контролю результатів виконують обведення у прямому й зворотному напрямках; розбіжність не повинна перевищувати 3m (m – середня квадратична похибка).

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 50

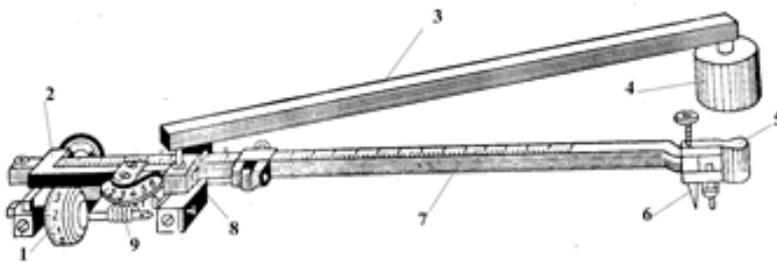


Рис.10.4. Полярний планіметр

1 – рахункове колесо з верньєром;
2 – каретка з рахунковим механізмом;
3 – полюсна ланка;
4 – кінець полюсної ланки з вантажем;
5 – ручка;
6 – вістря обвідної ланки;
7 – обвідна ланка;
8 – шарнір;
9 – циферблат рахункового механізму

3. Графічний спосіб базується на використанні палеток (квадратної, точкової, гексагональної, з паралельними лініями).

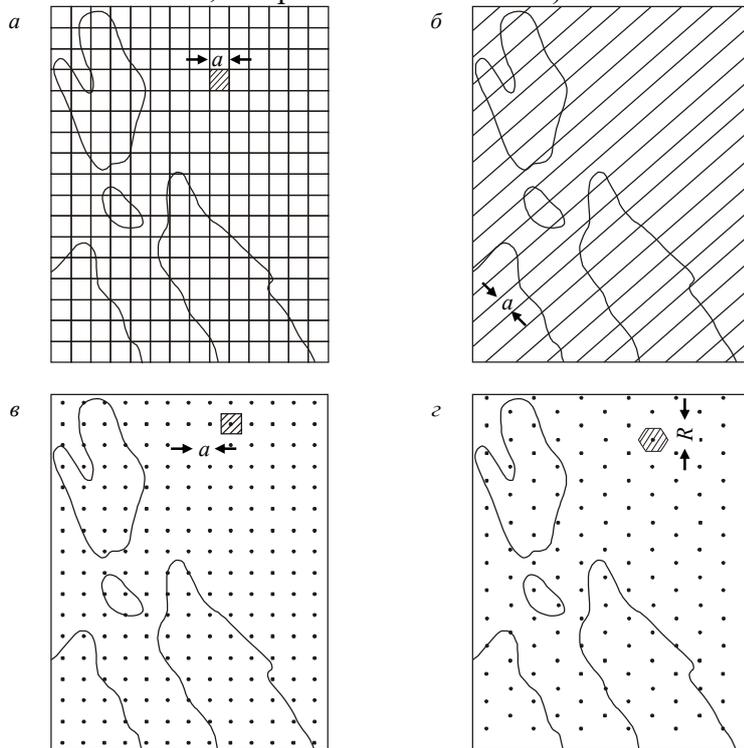


Рис.10.5. Види палеток для визначення площ:

а – сітка квадратів,
б – сітка паралельних ліній,
в – точкова квадратна сітка,
г – точкова гексагональна сітка

Площу визначають підрахунком квадратів або точок у межах контуру з урахуванням масштабу карти. Для підвищення точності палетку зміщують і виконують повторні вимірювання. Середня похибка становить $\pm(1-3) \%$. Для досягнення точності близько $1,5 \%$ у межах контуру має бути близько 100 точок.

10.3. Визначення середньої потужності покладу

За рівномірного розподілу потужності її середнє значення визначають як середнє арифметичне за даними свердловин.

$$m_{cp} = \frac{\sum m_i}{n}$$

Для міжконтурної смуги при проведенні зовнішнього контуру за кондиційною потужністю враховують потужності приконтурних свердловин і мінімально допустиме значення.

$$m_{cp} = \left(\frac{\sum m_i}{n'} + m_k \right) / 2$$

де m_i – потужність покладу свердловини, що лежить на внутрішньому контурі, м;

n' – кількість свердловин, що лежать на внутрішньому контурі, м;

m_k – кондиційна (мінімально допустима) потужність покладу, м.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ OK10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 51

За значної мінливості застосовують середнє зважене значення, отримане за графіком ізопотужностей із урахуванням довжин ізоліній.

$$m_{cp} = \frac{\sum(m_i \cdot l_i)}{\sum l_i}$$

де m_i – значення потужностей пласта для кожної з ізоліній;

l_i – довжина відповідних ліній ізопотужності.

10.4. Основні способи підрахунку запасів

Підрахунок виконують окремо для внутрішнього контуру та міжконтурної смуги.

Спосіб середнього арифметичного (сумарний) – простий і оперативний, використовується для попередніх оцінок запасів. При підрахунку складне тіло покладу, обмежене знизу і зверху геометрично неправильними поверхнями топографічного порядку, трансформується в рівновелику за об'ємом пластину, площа якої рівна площі покладу в межах підрахункового контуру, а товщина відповідає середній потужності покладу (рис. 10.6).

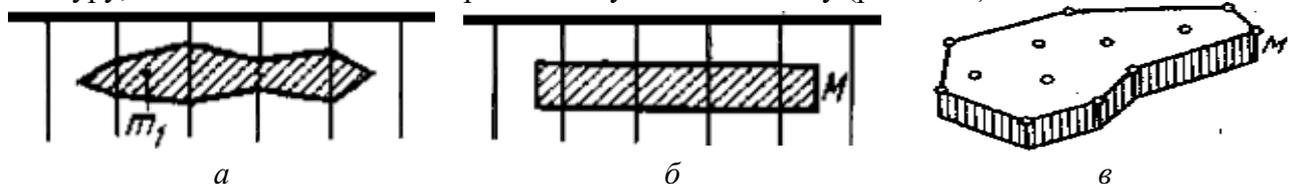


Рис. 10.6. Трансформація тіла при підрахунку запасів способом середнього арифметичного:

a – розріз покладу по свердловинах; *б* – трансформація тіла в прямокутник;
в – вид трансформованого тіла

$$V = \frac{S \sum m_i}{n}, \text{ м}^3$$

де n – кількість виробок, що приймає участь у підрахунку запасів;

m_i – потужності покладу по окремих свердловинах.

Спосіб геологічних блоків передбачає поділ родовища на ділянки за гатунком руди або категоріями запасів; у межах кожного блоку застосовують середній спосіб.

Спосіб експлуатаційних блоків використовують при розробці жильних і пластових родовищ; параметри визначають за результатами випробування підготовчих виробок.

Спосіб паралельних перерізів застосовують для потужних покладів із приблизно паралельним розміщенням профілів. Об'єм визначають за площами суміжних перерізів і відстанню між ними; для зон виклинювання використовують формули для конусоподібної або трапецієподібної форми.

Спосіб ізоліній (за ізопотужностями або ізогіпсами) ґрунтується на вимірюванні площ між суміжними ізолініями та визначенні середніх значень потужності; запаси обчислюють шляхом сумування часткових об'ємів.

Спосіб багатокутників (найближчого району) полягає у розбитті площі на полігони, що тяжіють до окремих свердловин; у межах кожного багатокутника приймають параметри відповідної виробки та підсумовують отримані запаси.

Зазначені методи забезпечують достовірність підрахунку за умови відповідності щільності розвідувальної мережі складності геологічної будови покладу.

Завдання до виконання роботи

При геологічній розвідці родовища було проведено 40 свердловин. Внаслідок обробки керну свердловин і лабораторних досліджень проб по кожній свердловині встановлено потужність кондиційних (якісних) корисних копалин до горизонту підрахунку запасів +165,0 м (табл. 10.1). В завданні на розвідку вказано граничні кондиції по потужності

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019						Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ОК10-2025	
	Випуск 1		Зміни 0		Екземпляр № 1		Арк 78 / 52	

корисних копалин (мінімальну потужність, що включається до підрахунку запасів) (табл. 10.2).

Виконайте оконтурювання покладу. Підрахуйте запаси корисних копалин внутрішнього контуру і міжконтурної смуги родовища способом середнього арифметичного два рази (при визначенні площі геометричним способом і палеткою з паралельними лініями).

Таблиця 10.1

№ св.	Координати, м		Потужність кондиційних корисних копалин до горизонту +165,0, м (№ варіанту відповідає останній цифрі залікової книжки)									
	X	Y	1	2	3	4	5	6	7	8	9	0
1	14214,00	14512,40	12,5	10,8	14,6	16,0	14,2	12,4	10,6	11,6	2,3	0,9
2	14409,15	14339,00	13,5	12,1	10,7	9,3	7,9	6,5	5,1	3,7	2,3	0,9
3	14351,80	14246,10	0,9	2,3	3,7	5,1	6,5	7,9	9,3	10,7	12,1	13,5
4	14158,30	14238,60	32,3	30,9	29,0	29,6	30,1	31,4	32,5	31,1	30,8	31,6
5	14102,30	14420,88	23,0	26,0	24,0	19,0	19,5	20,0	20,5	21,0	21,5	22,0
6	14365,68	14152,75	0,0	1,2	2,4	3,6	4,8	6,0	7,2	6,9	6,6	6,3
7	14225,23	14050,40	7,2	6,9	6,6	6,3	6,0	5,7	5,4	5,1	4,8	4,5
8	14260,80	14423,60	3,6	3,9	4,2	4,5	4,8	5,1	5,4	5,7	6,0	6,3
9	13919,10	14342,30	3,6	4,2	4,8	5,4	6,0	6,6	7,2	7,8	8,4	9,0
10	14040,25	13927,20	2,4	2,9	3,4	3,9	4,4	4,9	5,4	5,9	6,4	6,9
11	13974,00	14152,80	8,5	8,3	8,1	7,9	7,5	7,5	7,3	7,1	6,9	6,7
12	14294,00	14333,60	24,0	26,0	28,0	25,0	22,0	19,0	20,0	26,0	24,9	25,0
13	13949,50	14444,00	8,1	7,7	7,3	6,9	6,5	6,1	5,7	5,3	4,9	5,2
14	14012,20	14480,50	4,9	4,5	8,4	7,2	6,0	4,8	3,6	2,4	1,2	0,0
15	14102,30	14530,88	4,5	8,4	0,0	2,3	4,6	6,9	9,2	11,5	7,7	7,3
16	14168,30	13892,30	7,2	6,9	6,6	6,3	0,0	1,2	2,4	3,6	4,8	6,0
17	14261,60	13941,00	5,7	5,0	1,3	1,9	2,5	3,1	3,7	4,3	4,9	5,5
18	14290,40	14100,00	4,0	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	7,0	8,0	9,0
19	14261,70	14196,40	26,5	25,9	25,3	24,7	18,0	23,5	22,9	22,3	21,7	21,1
20	14232,90	14291,00	28,4	29,0	32,3	30,9	29,0	29,6	32,5	30,8	28,2	28,0

Таблиця 10.2

Передостання цифра залікової книжки										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	0	
Мінімальна потужність корисних копалин, що включається до підрахунку запасів, м										
18,0	18,5	19,0	19,5	20,0	20,5	21,0	21,5	22,0	22,5	

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідас ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019		Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1 Арк 78 / 53

11. НАФТОГАЗОНОСНІСТЬ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

Станом на 01.01.2020 р. в Україні відкрито близько 200 родовищ вуглеводнів (ВВ), зосереджених у трьох нафтогазоносних регіонах – Східному, Західному та Південному. З урахуванням геологічних даних суміжних територій у межах держави виділяють 4 нафтогазоносні провінції та 10 нафтогазоносних областей. Регіони відрізняються віком продуктивних горизонтів, типами пасток, фазовим складом вуглеводнів (ВВ) і ступенем реалізації початкових сумарних ресурсів.



Рис. 11.1. Нафтогазоносні провінції

1. Східний нафтогазоносний регіон Дніпровсько-Донецька западина

Східний регіон є найбільшим за запасами і прогнозними ресурсами. Він охоплює лівобережжя Дніпра (Чернігівська, Сумська, Полтавська, Харківська, Дніпропетровська, Донецька, Луганська області) площею 101,8 тис. км². У тектонічному відношенні приурочений до Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецького авлакогену — складної внутрішньоплатформної рифтової структури з потужністю осадового чохла до 20–22 км (об'єм осадового виконання близько 0,7 млн км³).

Палеозойський розріз містить кілька регіональних нафтогазоупорів: пермський (галогенно-сульфатні товщі нижньої пермі та червоноколірні глини верхньої пермі); верхньовізейсько-серпуховський глинисто-карбонатний комплекс; турнейські глинисто-карбонатні пачки; верхньофаменські соленосні товщі девону.

Блокова будова фундаменту та активний галокінез зумовили формування понад 400 локальних структур різної морфології.

Основні запаси зосереджені в нижньопермсько-верхньокам'яновугільному комплексі (пісковики, алевроліти, доломіти; пористість 5–30 %, проникність до 3,4 мкм²). Поклади переважно багатопластові, масивні, з єдиним нафтогазоводяним контактом.

Найбільші родовища: Шебелинське, Західно-Хрестищенське, Єфремівське, Яблунівське, Глинсько-Розбишівське; великі — Леяківське, Гнідинцівське.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ OK10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 54

Нижньокам'яновугільний комплекс (серпуховський, візейський, турнейський) містить значну частину прогнозних ресурсів (Опішнянське, Матвіївське, Котелевське, Березівське, Абазівське, Руденківське, Яблунівське, Рудівсько-Червонозаводське). На глибинах 4500–5000 м у межах Котелевсько-Березівського валу відкрито багатопластові газоконденсатні поклади.

Девонський комплекс характеризується високою перспективністю (Глинська, Руденківська, Бугруватівська площі). Встановлено також нафтогазоносність верхньої частини кристалічного фундаменту (Хухринське, Юліївське родовища).

Із 176 родовищ (станом на 1996 р.) 84 – газоконденсатні, 27 – нафтові, 16 – газові. Основний обсяг початкових потенційних ресурсів (ППР): газ вільний – 84,4 %, нафта – 9,5 %, конденсат – 4,8 %. Освоєно близько 56 % ППР; нерозвіданими залишаються переважно девонський і кембрійський комплекси.

Нафти – метано-нафтові та нафто-ароматичні (густина 0,804–0,922 г/см³); конденсати легкі (0,73–0,79 г/см³).

2. Західний нафтогазоносний регіон

Об'єднує дві провінції: Карпатську та Балтійсько-Переддобруджинську.

Карпатська нафтогазоносна провінція охоплює Передкарпатський прогин, Складчасті Карпати та Закарпатський прогин (площа близько 38 тис. км²).

Передкарпатська область: виділяють Бориславсько-Покутську, Самбірську та Більче-Волицьку зони.

Бориславсько-Покутська зона – основні запаси в олігоцені та еоцені (менілітова серія). Родовища: Долинське, Бориславське, Битківське, Орів-Уличнянське. Пісковики й алевроліти з пористістю 4-26 %. Початкові дебіти нафти до 3000 т/добу, газу – до 1,9 млн м³/добу.

Більче-Волицька зона – продуктивні верхньоюрські, верхньокрейдяні та міоценові (баден-сармат) горизонти. Основні родовища: Більче-Волицьке, Рудківське, Угерське. Пористість пісковиків до 30 %.

Глибоке буріння (Лопушнянське родовище) підтвердило нафтогазоносність мезозойських комплексів автохтону. Отримано промислові притоки з глибин понад 4000-5000 м.

Складчасті Карпати. Нафтові поклади приурочені до крейдових і палеогенових флішових товщ. Родовища: Східницьке, Битківське. Поклади пластові, склепінні; нафти легкі, малосірчисті.

Закарпатська газоносна область. Газові родовища: Солотвинське, Русько-Комарівське, Королівське, Станівське. Колектори – туфи, туфіти, пісковики палеогену і неогену. Структури ускладнені галокінезом.

Початкові потенційні ресурси Західного регіону перевищують 1 млрд т умовного палива; нерозвідані – 56,2 %. Основна частка припадає на Передкарпатський прогин (61,7 %).

Балтійсько-Переддобруджинська нафтогазоносна провінція

Волино-Подільська область пов'язана з Львівським палеозойським прогином. Відкрито Локачинське газове родовище (глибина близько 900 м), невелике нафтове Павлівське. Перспективними є силурійські рифогенні структури та кембрійський комплекс (до 55 % ресурсів області).

Переддобруджинська область – нафтогазопрояви приурочені до девонських, силурійських і юрських карбонатів. Отримано притоки нафти до 3 м³/добу. Перспективи пов'язані з тріщинно-кавернозними колекторами.

3. Південний нафтогазоносний регіон

Причорноморсько-Північно-Кавказька газоносна провінція охоплює південну частину Східноєвропейської платформи та Скіфська плита.

Причорноморсько-Кримська область має наявні родовища: Задорненське, Глібівське, Штормове, Одеське, Архангельське. Продуктивні комплекси — палеоцен і майкоп. Газ метановий (77-96 %), дебіти до 200-300 тис. м³/добу.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 55

Індоло-Кубанська область поклади розташовані в палеоген-неогенових пісковицях (пористість 15-17 %). Родовища: Фонтанівське, Семенівське. Газ 84-90 % метану; нафта важка (0,9 г/см³).

Азовсько-Березанська область – газові поклади у майкопських відкладах (Стрілкове, Морське). Початкові видобувні ресурси українського сектору Азовського моря – 324,8 млн т умовного палива (газ – 294,8 млрд м³).

У регіоні обліковано 31 родовище (9 нафтових, 16 газових, 6 газоконденсатних). Нерозвідані ресурси на суші становлять 92,7 %. Основні перспективи пов'язані з майкопським та нижньокрейдяним комплексами, а також шельфом Чорного й Азовського морів.

Нафтогазогеологічне районування України відображає тектонічну гетерогенність території та стратиграфічну диференціацію продуктивних комплексів. Провідне значення має Дніпровсько-Донецька западина. Західний регіон характеризується складчастою будовою і значними глибокими перспективами. Південний регіон, зокрема шельф Чорного та Азовського морів, залишається стратегічним напрямком подальших пошуково-розвідувальних робіт завдяки значному нерозвіданому ресурсному потенціалу.

Завдання до виконання роботи.

Робота виконується на аркуші формату А4 або в зошиті. Після ознайомлення з основними регіонами нафтогазоносності здобувачі вищої освіти самостійно заповнюють звітну таблицю.

Ознайомившись з основними заповніть звітну таблицю

<i>Регіон</i>	<i>Приклади родовищ</i>	<i>Тип флюїду</i>	<i>Вік відкладів</i>	<i>Тип пасток</i>	<i>Перспективність</i>
...					

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 56

12. ЕЛЕМЕНТИ ЗАЛЯГАННЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД, ЇХ ВИЗНАЧЕННЯ І ПОЗНАЧЕННЯ В ГЕОЛОГІЧНІЙ ДОКУМЕНТАЦІЇ

12.1. Елементи залягання

Гірські породи осадового походження залягають у виді шарів або пластів (якщо мова йде про корисну копалину – вугілля, залізні руди, кам'яну сіль).

У випадку моноклінального залягання шар являє собою похилу площину (умовно прийняту в покрівлі або підшві), просторове положення якої визначається елементами залягання – лініями простягання і падіння, їхніми азимутами і кутом падіння.

Лінією простягання (або простяганням) називається уявна лінія перетину шару з горизонтальною площиною (рис. 12.1. а).

Лінією падіння (або падінням) називається лінія, уздовж якої спостерігається максимальний нахил шарів до горизонту (рис. 12.1. а). Лінія падіння завжди є перпендикулярною до лінії простягання. Інша лінія, яка також є перпендикулярною до лінії простягання, але спрямована нагору, вбік, обернений лінії падіння, називається лінією підняття шару (рис. 12.1. а).

Кутом падіння називається двограний кут між поверхнею шару (покрівля, підшва) і горизонтальною площиною. Кут між лінією падіння та її горизонтальною проекцією називається істинним кутом падіння (рис. 12.1. а). Кут падіння змінюється в межах від 0 до 90° та умовно позначається літерою α (альфа).

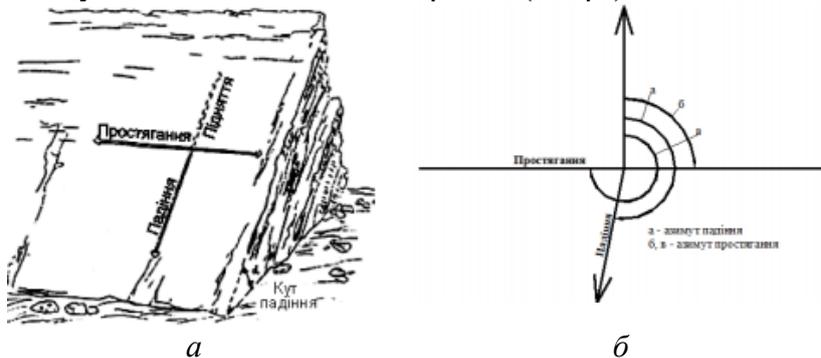


Рис. 12.1. Елементи залягання шарів гірських порід у відслоненні (а) і на плані (б)

Азимут простягання називається горизонтальний кут між лінією простягання і північним напрямком географічного меридіану, виміряний за рухом стрілки годинника. Лінія простягання має два діаметрально протилежних напрямки, а, отже, і два азимуту, що відрізняються між собою на 180° (рис. 12.1. б).

Азимут падіння називається кут між проекцією лінії падіння на горизонтальну площину і північним напрямком географічного меридіану, виміряний за рухом стрілки годинника. На відміну від азимута простягання азимут падіння має тільки один напрямок і може змінюватися в межах від 0 до 360°. Азимут падіння умовно позначається знаком α , його числове значення супроводжується літерним позначенням сторін світу – румбів (ПнС, ПдС, ПдЗ, ПнЗ).

Завдяки тому, що лінії падіння і простягання взаємно перпендикулярні, їх азимуту відрізняються на 90°. Отже, якщо встановлений азимут падіння, то можна визначити і азимут простягання, додаючи або віднімаючи 90° зі значення азимута падіння, щоб отримане значення азимута простягання знаходилося в межах 270°-0°-90°, оскільки в північній півкулі звичайно користуються північними румбами. Для зручності обчислень рекомендується застосовувати діаграму (рис. 12.2). Допустимо також і «південне» орієнтування – положення лінії в просторі від цього не зміниться.

Обернену операцію (знаючи азимут простягання визначити азимут падіння) зробити не можна, оскільки лінія падіння є напрямком, тому механічне віднімання або додавання 90° до одного з азимутів простягання може призвести до помилки визначення азимута падіння на

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідас ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 57

180°. Це неприпустимо, тому що в такому випадку ми одержимо напрямок, обернений падінню.

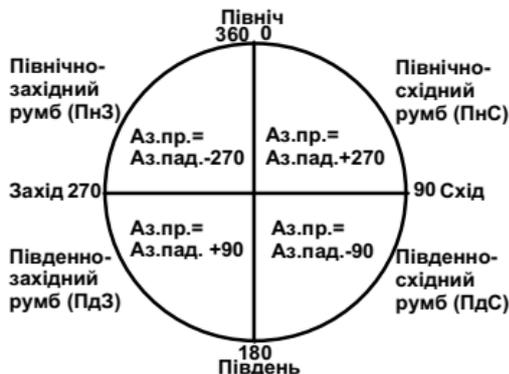


Рис. 12.2. Діаграма для визначення азимутів простягання

У випадку, якщо породи залягають горизонтально (рис. 12.3. а), визначити лінії падіння і простягання не є можливим, оскільки напрямку падіння в такому випадку не існує, тому лінія простягання також відсутня, а кут падіння дорівнює нулю. Якщо ж породи залягають вертикально (рис. 12.3.б), то лінія простягання існує, а лінія падіння спрямована вертикально униз і на горизонтальній площині проектується в точку, і визначити її азимут не можна.

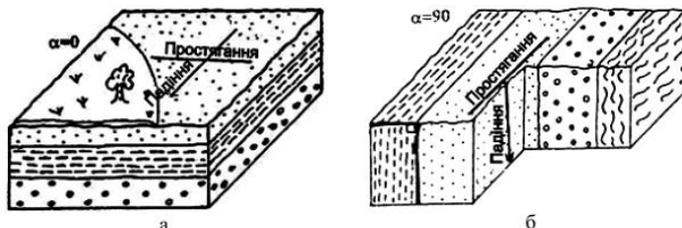


Рис. 12.3. Елементи залягання шарів гірських порід у випадку горизонтального (а) та вертикального (б) залягання

Елементи залягання шару визначаються прямим шляхом (за допомогою гірничого компаса) або непрямими засобами (графічними побудовами, аналітичними обчисленнями).

12.2. Будова гірничого компасу і робота з ним

Гірничий компас – прилад, що служить для визначення елементів залягання геологічних тіл при польових геологічних дослідженнях безпосередньо у відслоненнях, тобто у виходах гірських порід на поверхню.

Будова гірничого компасу наведена на рис. 12.4. Корпус компаса виконаний з алюмінієвого сплаву і складається з прямокутної платівки (1), довга сторона якої паралельна напрямку північ-південь, і круглої коробки (2), де розміщуються лімб (3), заспокоювач магнітної стрілки (4), напівлімб (5), висок (6) і магнітна стрілка (7). Великий лімб розбитий на 36 частин і проградуєований через кожні 10 градусів (цифри позначають десятки градусів) проти стрілки годинника на відміну від звичайного туристичного компаса. Відповідно переставлені індекси З (захід) і С (схід) на заспокоювачі. Це пов'язано з принципово іншим методом визначення азимутів гірничим компасом у порівнянні з методом користування звичайним компасом. Справа в тому, що при роботі гірничим компасом азимут практично вимірюється від напрямку, що визначається до напрямку на північ, а не від півночі до цього напрямку, тому він повинний вимірюватися проти ходу стрілки годинника.

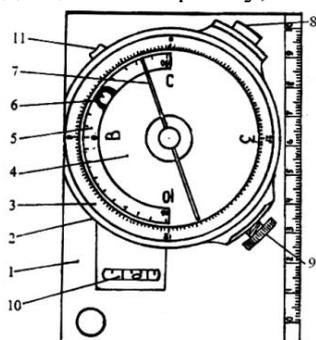


Рис. 12.4. Будова гірничого компасу

1 – алюмінієва платівка, 2 – коробка компасу, 3 – лімб, 4 – заспокоювач магнітної стрілки, 5 – напівлімб, 6 – висок (клінометр), 7 – магнітна стрілка, 8 – кнопка фіксації виску, 9 – аретировочний гвинт, 10 – бульбашковий рівень, 11 – стопорний гвинт трибки

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідас ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 58

У відслоненнях елементи залягання вимірюються наступним чином. На поверхні шару вибирається рівна ділянка або молотком очищається площина, поверхня якої збігається з нашаруванням шарів. Напрямок лінії падіння дізнаються за допомогою скочування кульки, округлої гальки, дробинки, а найкраще всього по краплям води, що стікає, оскільки вода, яка потрапила в будь-яку точку схилу, буде стікати по лінії найбільшого ухилу. Цю лінію (лінію падіння) прокреслюють олівцем або зубилом. Строго перпендикулярно до неї проводиться лінія простягання. До неї прикладається коротка сторона компаса (південна) так, щоб коротка північна сторона була спрямована по падінню шару. Компас утримують у горизонтальній площині, потім відпускають стопорний гвинт і коли магнітна стрілка заспокоїться, визначають, де зупинився її північний кінець. Відлік проводять повторно з точністю 1-2 градуси. Це і є азимут падіння шару.

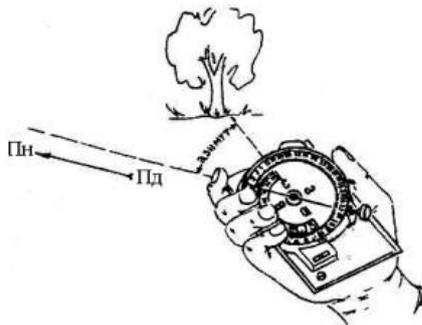


Рис. 12.5. Визначення азимутів ходу за допомогою гіричного компасу

Для визначення азимута простягання будь-яку довгу сторону компаса прикладають уздовж лінії простягання, компас встановлюється горизонтально і знімається відлік по тому кінці стрілки, що знаходиться в північно-західному або північно-східному квадрантах. Після цього стрілка обов'язково фіксується стопорним гвинтом! Кут падіння вимірюється по показанню виска. Довга (східна) сторона компаса ребром прикладається уздовж лінії падіння, потім, нажимаючи декілька разів кнопку виска, знімають відлік по напівлімбу. Щоб уникнути можливих помилок, біля значення азимута вказують початковими буквами сторони світу. Значок градуса ($^{\circ}$) не ставиться.

12.3. Зображення елементів залягання на геологічних документах

На геологічних, гідрогеологічних картах та інших графічних інженерно-геологічних документах залягання шарів гірських порід позначається спеціальними умовними знаками. Для навчальних геологічних карт і планів застосовуються спрощені за кресленням і технічним виконанням умовні знаки. З них найпростішими є: умовні знаки горизонтального залягання, вертикального похилого залягання (рис. 12.6).

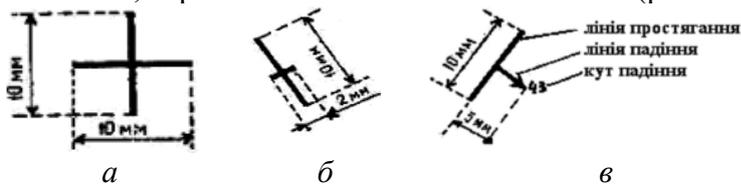


Рис. 12.6. Умовні знаки горизонтального (а), вертикального (б) і похилого (в) залягання шарів

Умовний знак горизонтального залягання являє собою тонкий прямий хрест розміром 10x10 мм (рис. 12.6. а) із взаємно перпендикулярними шаблями. Кут падіння, рівний у даному випадку 8.нулю, біля хреста не проставляється.

Умовний знак вертикального залягання зображується у виді штриха довжиною 10 мм, що являє собою лінію простягання. Посередині він перетинається 2-х міліметровим більш товстим штрихом (рис. 12.6. б). Довгий штрих на картах завжди є паралельним до геологічних меж або розривного порушення.

Умовний знак похилого залягання (рис. 12.6. в) складається зі стрілки довжиною 5 мм, що орієнтована вздовж азимута лінії падіння та довгого штриха (10 мм), якій є перпендикулярним до неї і відповідає азимуту простягання. Поруч із стрілкою записується кут падіння шару, причому значок градуса ($^{\circ}$) не ставиться.

12.3.1. Нанесення елементів залягання на план за допомогою транспортиру

Приклад: у відслоненні зроблені виміри таких елементів залягання шару: Аз. пад. ПдС 125, аз. прост. ПнС 35, $\alpha=33$. Необхідно нанести елемент залягання шару на план (лист паперу) за допомогою транспортиру. Порядок виконання (рис. 12.7):

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 59

1. На листі паперу поставити точку і провести північний напрямок. Якщо північний напрямок не зазначений спеціально, то він вважається спрямованим від спостерігача (рис. 12.7.а).

2. До точки прикласти транспортир так, щоб нуль шкали співпав із північним напрямком і відлічити значення азимута падіння (рис. 12.7. б).

3. З вихідної точки в отриманому напрямку провести штрих довжиною 5 мм, на його кінці поставити стрілку. Таким чином відбудовується лінія падіння (рис. 12.7. в).

4. До вихідної точки знову прикласти транспортир і відкласти значення, яке відповідає величині азимута простягання, що рівне в нашому випадку $125-90 = 35$ градусів (рис. 12.7. г).

5. В отриманому напрямку від лінії падіння провести два штрихи довжиною 5 мм. Це буде лінія простягання (рис. 12.7. д). Можна провести лінію простягання просто перпендикулярно до лінії падіння.

6. Біля стрілки підписати значення куту падіння (у прикладі $\alpha=33$ – рис. 12.7. е). Стрілку північного напрямку прибрати.

У випадку вертикального залягання виконуються пункти 1 і 4. Потім перпендикулярно до отриманої лінії провести через вихідну точку штрих довжиною 2 мм (по 1 мм у різні сторони від лінії простягання). Таким чином, одержимо умовне позначення вертикального залягання (рис. 12.6. б).

12.3.2. Нанесення елементів залягання на план за допомогою гірничого компасу.

Приклад: в відслоненні зроблені виміри таких елементів залягання шару: Аз. пад. ПнЗ 315, аз. прост. ПнС 45, $\alpha=63$. Необхідно нанести елементи залягання шару на план (лист паперу) за допомогою гірничого компасу. Порядок виконання (рис. 12.8):

1. На листі паперу поставити точку і провести північний напрямок (рис. 12.8. а).

2. До північного напрямку прикласти східну довгу частину компасу (компас лежить горизонтально, магнітна стрілка розфіксована (рис. 12.8. б)).

3. Обережно повертаючи лист паперу разом із компасом, дійти такого положення, коли північний кінець стрілки вкаже нуль на лімбі компаса (рис. 12.8. в). Лист паперу зафіксувати, щоб він не рухався.

4. Обережно повертати компас поки північний кінець стрілки не вкаже на значення азимута падіння. Східна частина компаса в будь-якому місці повинна торкатися вихідної точки; уздовж східного ребра компасу у його північному напрямку (не в південному) провести п'ятиміліметровий штрих і на кінці поставити стрілочку. Це буде лінія падіння (рис. 12.8. г).

5. Обережно повертаючи компас дістатися такого положення, щоб один з кінців магнітної стрілки вказував на значення азимута простягання (у нашому випадку $315-270=45$); через вихідну точку в отриманому напрямку відкласти в різні сторони від лінії падіння штрихи довжиною 5 мм. Це буде лінія простягання (рис. 12.8. д).

6. Біля стрілочки на лінії падіння вказати значення кута падіння (у даному прикладі $\alpha=63$), лінію північного напрямку прибрати (рис. 12.8. е).

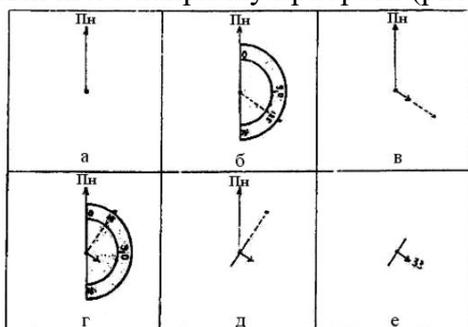


Рис. 12.7. Нанесення умовного знаку елементів залягання на план за допомогою транспорту

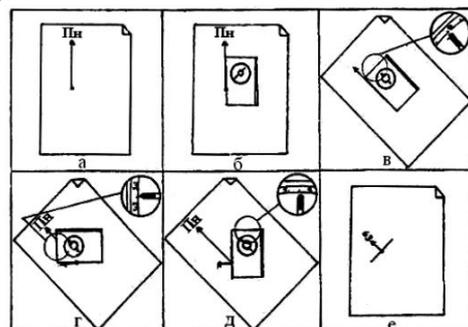


Рис. 12.8. Нанесення умовного знаку елементів залягання на план за допомогою гірничого компасу

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідас ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 60

Завдання до виконання роботи

Робота виконується на аркуші формату А4 або в зошиті. У лівій частині аркушу розташовується звітна таблиця вимірів елементів залягання шарів гірських порід (табл. 12.1.), у правій зображуються знаки елементів залягання і стрілка північного напрямку, одна на аркуш довжиною до 5 см. У звітній таблиці графи «Аз. пад.» і «Кут пад.» заповнюються з Додатку А, графи «Аз. прост.» і «Румб» заповнюються самостійно. У правій половині листа в довільному порядку розташовують 10 точок таким чином, щоб між ними була відстань не менш 2 см. Біля кожної точки підписується її номер і ставиться умовний знак елемента залягання (наноситься за допомогою транспортиру).

Таблиця 12.1

Виміри елементів залягання шарів гірських порід в різних точках

№ точки	Елементи залягання шарів гірських порід, градус				
	Азимут падіння (φ)	Румб	Азимут простягання	Румб	Кут падіння (α)
1					
2					
3					
4					
5					
6					
7					
8					
9					
10					

Таблиця 12.2

Виміри елементів залягання шарів гірських порід в різних точках

№ пп	Номери точок спостереження																			
	1		2		3		4		5		6		7		8		9		10	
	Q_2	α	Q_2	α	Q_2	α	Q_2	α	Q_2	α	Q_2	α	Q_2	α	Q_2	α	Q_2	α	Q_2	α
1	59	9	26	70	98	33	134	65	267	8	194	10	278	23	311	15	93	23	213	90
2	67	13	36	88	101	21	141	63	189	33	215	9	271	18	359	18	3	25	269	90
3	89	8	39	50	107	23	178	60	250	12	221	13	270	15	331	23	8	27	158	90
4	79	33	43	65	109	52	149	57	180	44	249	8	304	14	350	21	6	44	208	90
5	0	12	41	51	118	70	143	22	239	15	187	33	358	55	273	62	62	33	113	90
6	87	44	10	81	142	88	105	45	185	18	233	12	357	22	330	63	202	52	32	90
7	80	15	46	78	110	50	164	40	218	23	260	44	355	78	309	71	131	61	186	90
8	42	18	19	52	137	65	100	31	268	21	214	15	289	88	340	5	237	31	315	90
9	57	45	45	69	120	51	166	25	244	33	220	18	273	50	306	12	28	74	263	90
10	56	37	20	61	179	81	119	14	230	37	199	23	328	65	300	5	152	14	272	90
11	68	42	21	85	144	78	90	78	242	42	193	21	336	51	297	52	219	25	141	90
12	66	48	27	74	121	33	175	22	240	48	211	62	295	81	321	14	82	31	352	90
13	76	64	3	55	130	52	159	55	247	64	183	63	290	78	339	17	137	40	303	90
14	12	50	44	63	138	14	170	14	222	16	255	71	298	52	335	10	156	45	72	90
15	68	52	9	82	160	17	122	15	261	14	200	5	282	69	317	33	228	22	44	90
16	73	54	38	78	115	10	169	18	257	12	232	12	322	61	275	21	289	57	96	90
17	86	31	42	22	124	9	165	23	203	10	225	5	353	85	318	23	27	74	277	90
18	83	3	11	55	147	13	95	21	190	70	246	52	345	74	299	52	111	31	207	90
19	64	22	16	14	140	8	126	33	195	22	231	14	341	55	285	70	246	61	167	90
20	84	24	13	15	125	33	171	37	264	65	205	17	301	63	320	88	63	52	356	90

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ OK10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 61

13. УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ НА ГЕОЛОГІЧНИХ КАРТАХ ТА РОЗРІЗАХ

Вік стратиграфічних підрозділів на геологічних картах і розрізах відображається визначеними кольорами та індексами. Основні підрозділи на карті або розрізі зафарбовують відповідно з кольорами стратиграфічної шкали (рис. 13.1).

Магматичні породи зображуються на геологічних картах та розрізах як за віковими ознаками, так і за речовинним складом. Інрузивні породи близького або однакового складу, але різного віку показують різними відтінками відповідного кольору, причому чим молодші породи, тим яскравішим має бути забарвлення. Речовинний склад магматичних порід позначають прописними літерами грецького алфавіту (табл. 13.1). Наприклад: γAR – архейські граніти.

Метаморфічні породи зображують аналогічно магматичним: колір відображає склад, а індекс – вік та належність до певного комплексу. Наприклад: mPR – протерозойські мігматити.

Різнювікові осадові відклади виділяють на карті або розрізі різними кольорами, індексами, а також штриховкою і крапом. Генетичний вид четвертинних відкладів відображають індексом шляхом додавання до нього літери (прямий шрифт):

<i>e</i> елювіальні	<i>s</i> соліфлюкаційні	<i>v</i> еолові
<i>d</i> делювіальні	<i>a</i> алювіальні	<i>g</i> льодовикові
<i>ed</i> елювіально-делювіальні	<i>p</i> пролювіальні	<i>lg</i> озерно-льодовикові
<i>c</i> колювіальні	<i>l</i> озерні	<i>f</i> флювіогляціальні

Наприклад: aQ – алювіальні четвертинні відклади.

На геологічних картах вказуються лінії тектонічних порушень та інші умовні позначення (легенда), які супроводжують карту. Умовні позначення вікових підрозділів розташовуються від молодших до більш давніх порід. Після них ідуть знаки, що відповідають магматичним породам, а також визначення літологічних різновидів порід. Далі уміщуються позначення всіх знаків, які є на карті (елементи залягання верств, т.д.).

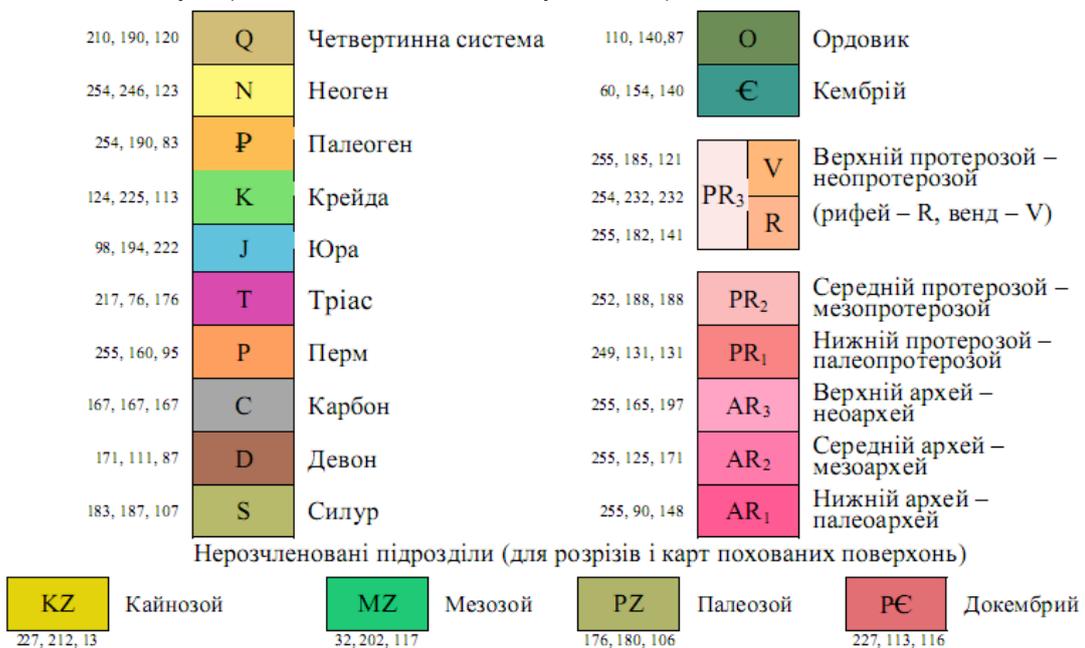


Рис. 13.1. Основні кольори розфарбовування стратиграфічних підрозділів

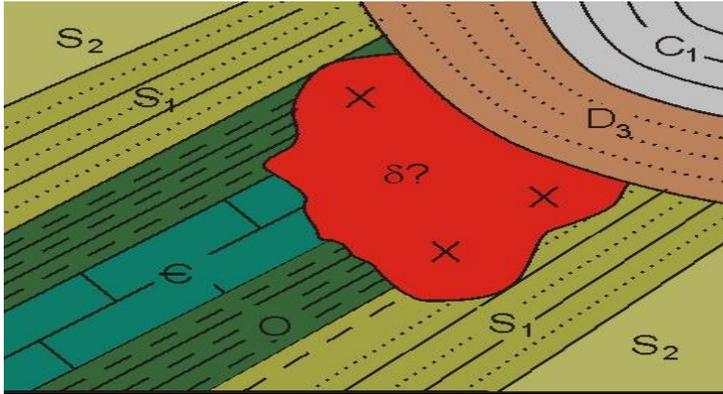


Рис. 13.2. Зображення інтрузій на геологічних картах і розрізах

1. Границі показуються суцільною чорною лінією.
2. Контактний метаморфізм – червоним крапом по вмісних породах.
3. Склад (петрографічний) – кольором і гашурою
4. Індекс інтрузивного тіла повинен відображати склад порід і вік.

Таблиця 13.1

Основні умовні позначення для магматичних і не стратифікованих вулканогенних утворень

Група порід за хімічним складом	Породи	Колір	Індекс	
			літера грецького алфавіту	назва літери
Кислі	Граніт	Червоний	γ	гама
	Ріоліт		λ	лямбда
Середні	Діорит	Темно-малиновий	δ	дельта
	Андезит		α	альфа
Базитові (основні)	Габро	Темно-зелений	ν	ню
	Базальт		β	бета
Ультрабазитові (ультраосновні)	Перидотит	Темно-фіолетовий	σ	сігма
	Дуніт		σ	сігма
	Пікрит		ι	йота
	Кімберліт		ι	йота
Нормальні, помірно-лужні	Сієніт	Червоно-помаранчевий	ξ	ксі
	Граносієніт		γξ	гама, ксі
	Фоноліт		φ	фі
	Трахіт		τ	тау
Лужні	Фельдшпатоїдний сієніт	Помаранчевий	η	ета
	Нефеліновий лейцит		χ	капа

	Нормального ряду	Сублужного ряду	Лужного ряду
Кислі	254, 52, 76	229, 148, 111	252, 81, 28
Середні	255, 39, 162	191, 82, 33	236, 70, 4
Основні	5, 143, 94	60, 226, 100	252, 112, 56
Ультраосновні	199, 89, 205	243, 163, 232	252, 99, 38

Примітка:
субвулканічні утворення показуються кольором інтрузивної (плутонічної) породи відповідного складу з штриховкою з нахилом 45° праворуч

Рис. 13.3. Основні кольори зафарбовування інтрузивних магматичних порід

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ OK10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 63

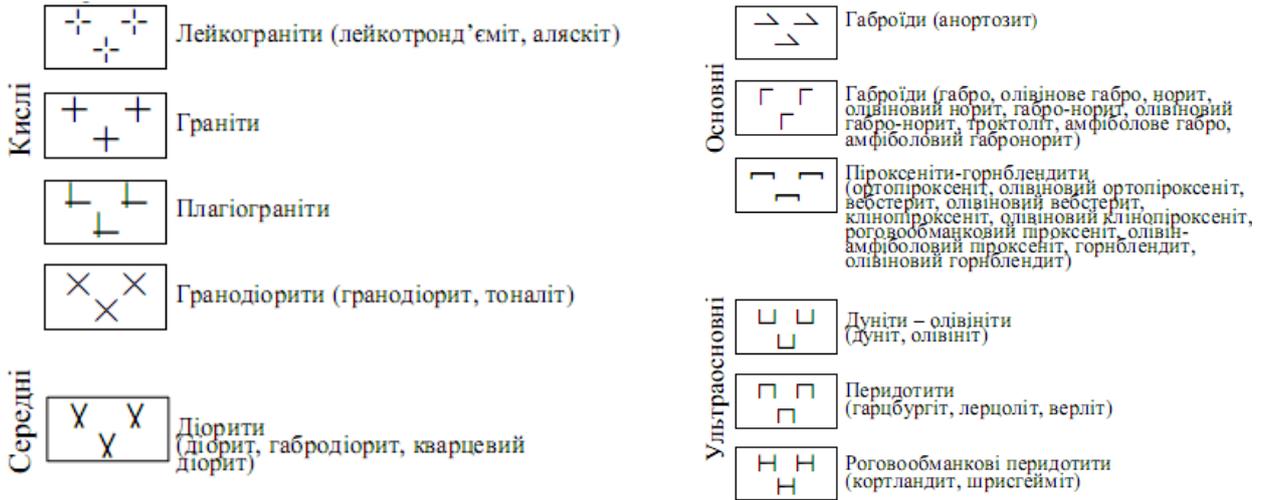


Рис. 13.4. Позначення інтрузивних магматичних порід

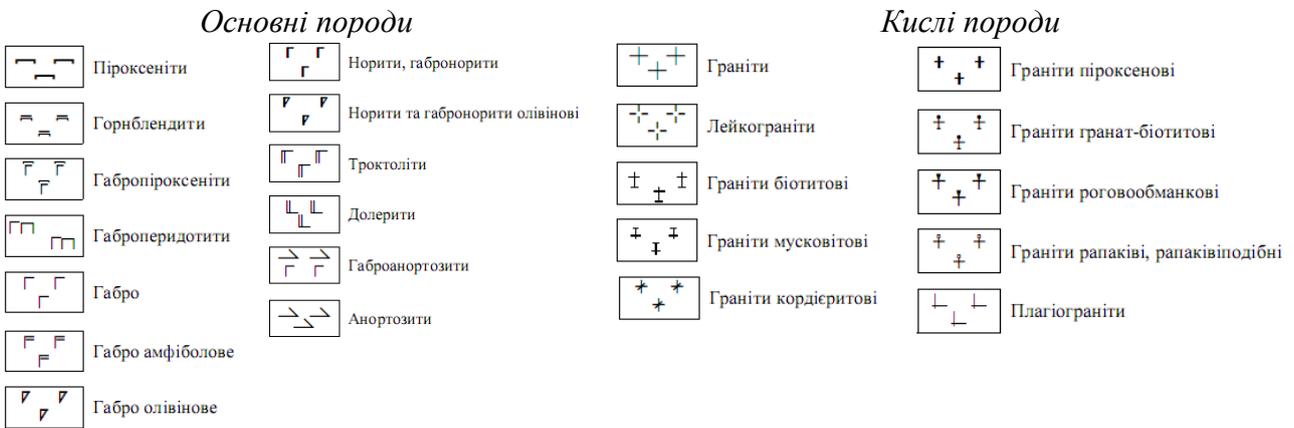
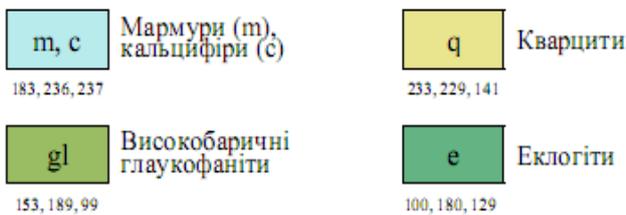


Рис. 13.5. Зображення складу інтрузивних магматичних порід Українського щита



Примітки:

1. Метаморфічні підрозділи зафарбовуються кольором переважаючої групи порід.
2. При необхідності відобразити неоднорідність у складі підрозділу використовують крап.

Рис. 13.6. Основні кольори зафарбовування метаморфічних порід

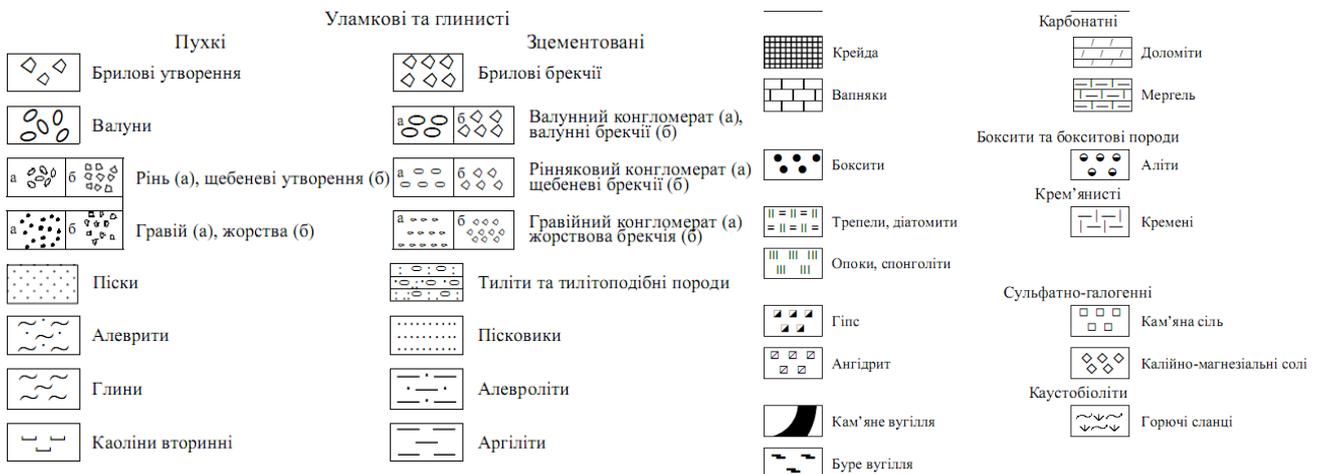


Рис. 13.7. Позначення осадових гірських порід

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ OK10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 64

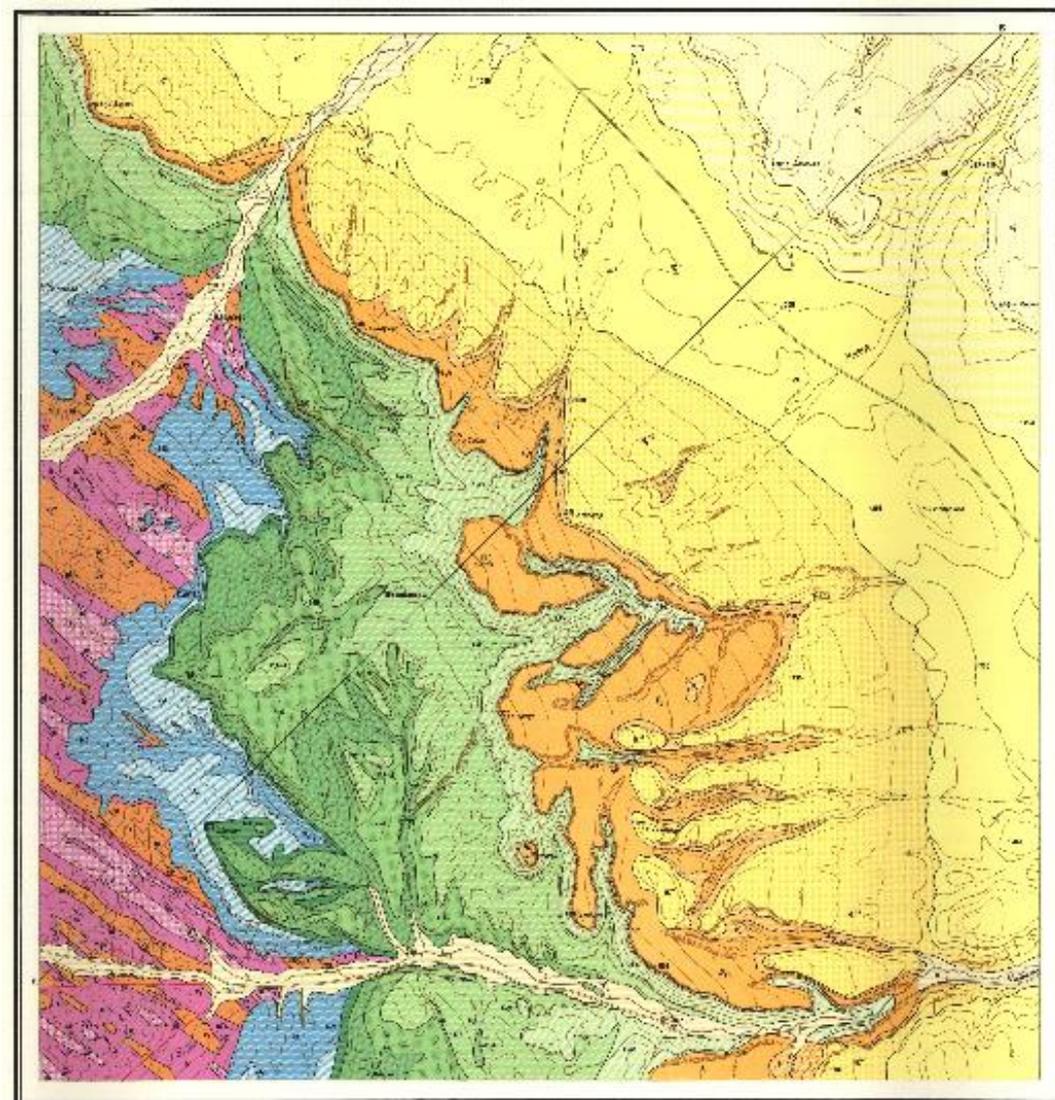
	Суглинки		Супісок
	Леси, лесоподібні суглинки		Торф
	Суглинки важкі		Сапропелі, гітії
	Суглинки середні		Мул
	Суглинки легкі		Черепашники
	Суглинки моренні		Вапнистий (а) і крем'янистий (б) туф
			Поховані ґрунти (лише на розрізах)

Рис. 13.8. Позначення антропогенних відкладів

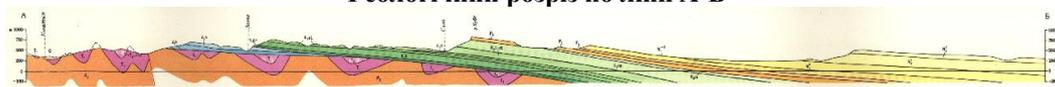
Завдання до виконання роботи.

Робота виконується на аркуші формату А4 або в зошиті. Необхідно розписати умовні позначення (легенду) до запропонованої навчальної геологічної карти.

**Навчальна геологічна карта
М 1: 50000**



Геологічний розріз по лінії А-Б



Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 65

14. ПОБУДОВА ГЕОЛОГІЧНИХ КАРТ ГІРСЬКИХ ПОРІД, ЩО ЗАЛЯГАЮТЬ ГОРИЗОНТАЛЬНО

Геологічною картою називається вертикальна проекція на горизонтальну площину природних і штучних виходів гірських порід, яка виконана в зменшеному масштабі.

Зміст карти визначається її різновидом: геологічна, гідрогеологічна, геоморфологічна, прогнозна. Геологічні карти є інструментом дослідження і пізнання будови земної кори, концентрують інформацію як в цілому по Україні, так і по окремих її регіонах.

Геологічні карти складаються і видаються у вигляді аркушів (планшетів) і мають ту ж номенклатуру, що топографічні планшети. Планшет геологічної карти має обов'язкові елементи: геологічну карту, стратиграфічну колонку, геологічні розрізи і умовні позначення.

Геологічна карта будується на топографічній основі, з якої зазвичай видаляються умовні знаки, що не дають уяви про будову рельєфу. Горизонталі на дрібномасштабних картах часто теж розріджуються. Геологічна ситуація з акцентом на конкретний зміст відображається за допомогою умовних знаків складу, віку і умов залягання гірських порід (рис. 14.1).

На геологічній, тобто віковій карті і на її різновидах видаляється покрив четвертинних континентальних відкладів, що займають 90 % поверхні суходолу. Четвертинні відклади показуються в тих випадках, коли неможливо встановити будову порід, що їх підстилають або, якщо вони містять корисні копалини.

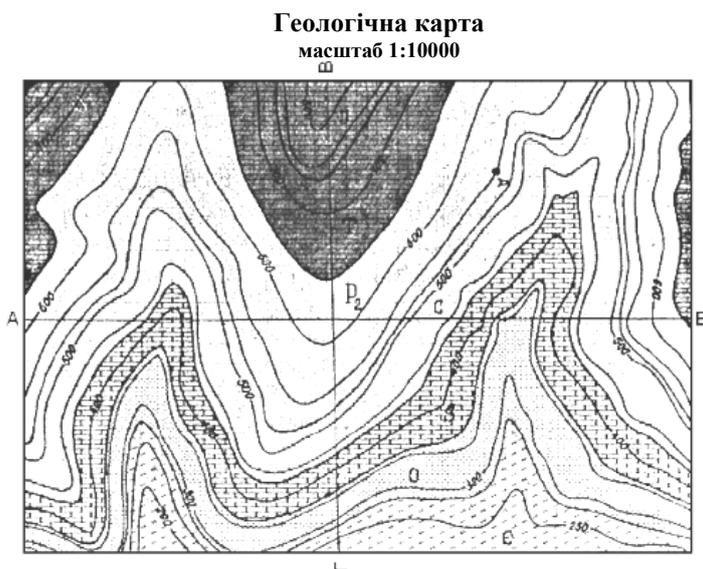


Рис. 14.1. Зразок фрагменту геологічної карти

Стратиграфічна колонка

Система	Відділ	Індекс	Стратиграфічна колонка	Потужність, м	Літологічний склад порід
Четвертинні відклади	Q	Q	Суглинки, піски, галечники		Суглинки, піски, галечники
Крейдова	K ₂	K ₂	Галечники з прошарками крупнозернистих пісків	35	Галечники з прошарками крупнозернистих пісків
			Шаруваті світлі кварцові піски	15	Шаруваті світлі кварцові піски
Юрська	J ₂	J ₂	Бурі тонкошаруваті глини	15	Бурі тонкошаруваті глини
			Сірі шаруваті мерзель крупнозернистих пісків	20	Сірі шаруваті мерзель крупнозернистих пісків
Триасова	T ₃	T ₃	Темно-сірі грубошаруваті вапняки	28	Темно-сірі грубошаруваті вапняки

Рис. 14.2. Зразок фрагменту стратиграфічної колонки

Стратиграфічна колонка (рис. 14.2) будується в лівій частині планшета геологічної карти. В ній повинні бути відображені вікова послідовність (система, відділ, індекс), потужність, склад всіх шарів гірських порід, які нанесені на геологічну карту або відомі за даними буріння. Масштаб стратиграфічної колонки повинен відповідати масштабу карти, а довжина колонки не повинна перевищувати довжину планшета карти. Стратиграфічну колонку починають будувати зверху з наймолодшого шару гірських порід, а потім далі вниз по мірі збільшення віку. Потужність першого і останнього шару, як правило, не відома, тому для них приймається потужність в масштабі 1 см, а у відповідній графі «потужність» ставиться прочерк. Якщо потужність одного і того ж шару різко змінюється, в графі «потужність» фіксуються межі коливань, а по вертикалі в масштабі відкладається середня потужність. В колонку вносять тільки істинну потужність шару.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 66

Залежно від складності геологічної будови району для кожного планшета геологічної карти будуються один або декілька розрізів. При горизонтальному заляганні гірських порід найбільш раціональний напрям розрізу – лінія, яка проходить через найвищу і найнижчу точки рельєфу, вперек простягання найбільшої річкової долини.

Масштаби розрізів повинні відповідати масштабу геологічної карти, виключенням є побудова розрізів товщ, які залягають горизонтально. В цьому випадку дозволено зменшувати вертикальний масштаб так, щоб висота розрізу складала 10-12 см, а шар мінімальної потужності був не менше 4 мм. На геологічному розрізі повинні бути представлені всі шари гірських порід, відомих за даними буріння або геологічними даними (рис. 14.3).

Умовні позначення повинні бути розміщені в правій частині планшета. Вони являють собою прямокутники, куди виносяться всі умовні знаки з геологічної карти і розрізів, за допомогою яких описані: вік, літологічний склад порід (рис. 14.4). Умовні знаки повинні починатися з наймолодших за віком шарів осадових гірських порід, потім розшифровуються метаморфічні і магматичні гірські породи в тому ж віковому порядку. Закінчуються умовні позначення знаками ліній розрізів, горизонталей місцевості, свердловин, розривних порушень.



Рис. 14.3. Зразок побудови та оформлення геологічного розрізу



Рис. 14.4. Зразок оформлення умовних позначень

На геологічних картах з горизонталлями шари гірських порід, що залягають горизонтально, розпізнаються за наступними ознаками.

1. Межі між різновіковими шарами гірських порід проходять паралельно або співпадають з горизонталлями місцевості.

2. Межі між різновіковими шарами гірських порід мають неправильні, часто замкнуті контури, цілком залежать від характеру рельєфу. При цьому спостерігається наступна закономірність: наймолодшим шарам відповідають найбільші абсолютні висотні відмітки, а більш давнім – найменші.

3. При незначній розчленованості рельєфу шари, що залягають горизонтально, на карті відображаються або у вигляді одного суцільного поля, зафарбованого в колір найбільш молодшого шару гірських порід, або у вигляді декількох широких різнокольорових смуг.

Порядок виконання роботи.

Перед початком роботи здобувачу вищої освіти видається індивідуальне завдання (табл. 14.1) по топографічній карті М 1:1000 з перетином горизонталей через 10 м (рис.14.5).

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019															Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ОК10-2025	
	Випуск 1					Зміни 0					Екземпляр № 1					Арк 78 / 67	

Таблиця 14.1

Індивідуальні завдання для виконання роботи з побудови геологічних карт, що залягають горизонтально

Вік шару	Варіант																									Літологічний склад	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25		
	Абсолютні відмітки підлоги шару																										
N ₂					-						-	-				-											Глини
N ₁					260					260	255				255						-						Піски
P ₃					240					245	240				245						256	-					Конгломерати
P ₂	-				231					222	230				-	235	-				240	255					Пісковики
P ₁	255				218					205	-	212			260	210	260				227	235				-	Алеволіти
K ₂	240		-		205			262	-	185	245	185			248	196	240	-			205	226		262			Аргіліти
K ₁	235	255			-			240	250	-	235	-			260	230	-	225	262			185	210		237		Вапняки
J ₃	225	-	240					225	240		210				240	212		210	250		-	-	193	-	225		Мергелі
J ₂	200	255	230	-				207	222		198				226	192		187	232		265		-	255	210		Пісковики
J ₁	-	255	212	265				190	210		180				205	-		-	204	-	246			242	193		Конгломерати
T ₃		250	205	240				-	-	195					185				190	260	230			228	-	-	Брекчії
T ₂		240	-	225				-	255						-	-				-	240	212			205	260	Аргіліти
T ₁		220	213	250	240										255					232	200			198	245		Пісковики
P ₂			-	195	240	228									240					210	-			-	225		Алеволіти
P ₁				-	230	212									227					196					210		Вапняки
C ₃					213	200									205						-				193		Глинисті сланці
C ₂					205	-									190											-	Доломіти
C ₁					-										-												Мергелі

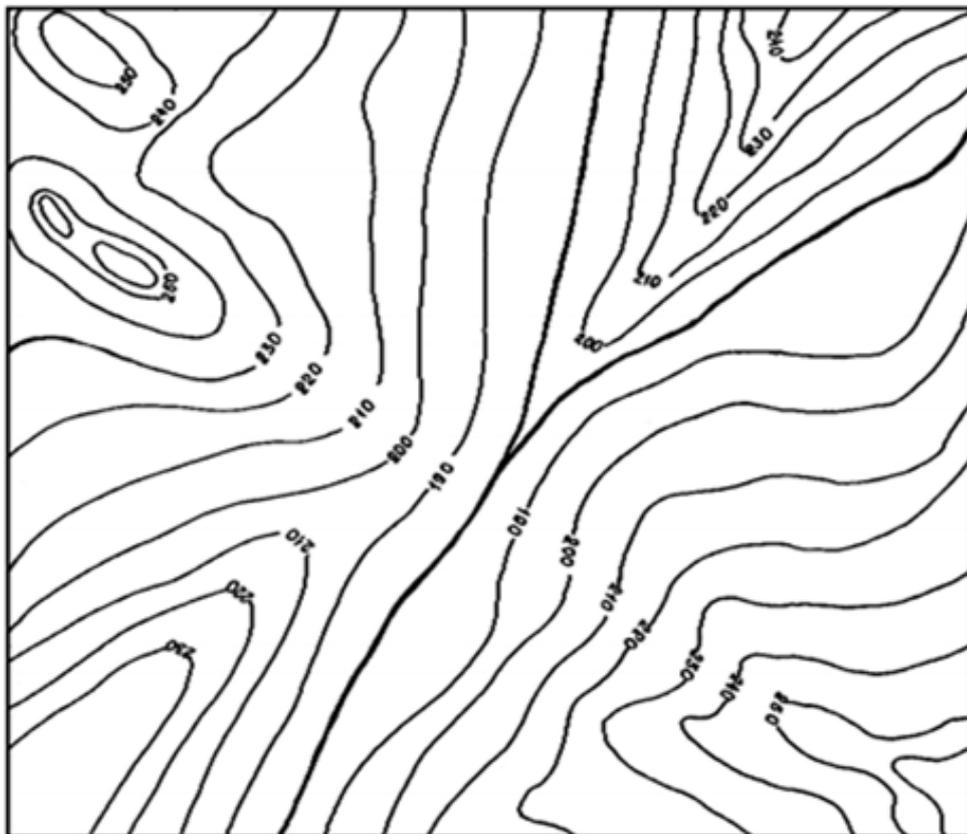


Рис. 14.5. Топографічний бланк для виконання роботи з побудови геологічних карт

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 68

1. При побудові геологічних карт шарів гірських порід, що залягають горизонтально, спочатку аналізують рельєф, який відображений на топографічній карті. Визначають точки з максимальними і мінімальними відмітками рельєфу, а далі встановлюють вододіли, долини річок, схили, плато та ін.

2. Далі виконується побудова геологічної карти, враховуючи ознаки горизонтального залягання шарів. Кожна геологічна межа (підшва або покрівля) має свою абсолютну відмітку висоти (табл. 14.1). Використовуючи ці відмітки, наносять підшву шару на топографічну карту, підпорядковуючи їх конфігураціям горизонталей. Межі різновікових шарів співпадатимуть з відповідними по висоті горизонталями або будуть знаходитись між ними, якщо абсолютна відмітка геологічної межі не кратна перетину горизонталей, тобто 10 м. У останньому випадку межі треба наносити шляхом простої інтерполяції між горизонталями з меншою і більшою абсолютної відмітками. Різновікові смуги виходу шарів на поверхню розфарбовують відповідно до легенди стратиграфічної колонки і заповнюють умовним знаком складу гірських порід. Приклад побудови геологічної карти наведений на рис. 14.1.

3. Побудову стратиграфічної колонки починають з обчислення істинної потужності (m) кожного шару, яка є найкоротшою відстанню між покрівлею і підшвою. При горизонтальному заляганні істинна потужність визначається як різниця абсолютних відміток покрівлі і підшви шару $m = H_{\text{покрівлі}} - H_{\text{підшви}}$. Стратиграфічну колонку починають будувати з наймолодшого шару, поетапно доповнюючи шарами гірських порід, що залягають нижче. При горизонтальному заляганні масштаб стратиграфічної колонки відповідає масштабу карти або розрізу. Приклад побудови і оформлення стратиграфічної колонки наведений на рис. 14.2.

4. Складання розрізу починають з побудови топографічного профілю, після чого на нього переносяться з карти точки перетину лінії розрізу з геологічними межами. Потім точки однойменної межі з'єднують горизонтальними лініями. При цьому рекомендується спочатку проводити межі найбільш молодих шарів, добудовуючи донизу всі більш давні. Кожен шар на розрізі розфарбовують відповідно до легенди, ставлять віковий індекс шару і склад гірських порід умовним знаком. Зразок оформлення розрізу наведений на рис. 14.3.

5. Умовні позначення являють собою прямокутники розміром 1×2 см, куди виносяться знаками літологічний склад і віковий індекс відповідного шару. Поряд з прямокутниками приводиться опис умовного позначення. Кожен умовний знак нумерується, при цьому початкові номери відповідають самим молодим шарам, по мірі збільшення віку росте і номер умовного позначення. Завершуються умовні позначення знаками: лінія розрізу, свердловина. Умовні позначення розфарбовуються відповідно до віку тих або інших гірських порід. Правильне оформлення умовних позначень наведено на рис. 14.4.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 69

15. КЛАСИФІКАЦІЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД СТОСОВНО ІНЖЕНЕРНОЇ ПЕТРОГРАФІЇ

Для оцінки будівельних властивостей гірських порід (грунтів) необхідно проводити їх класифікацію згідно з ДСТУ Б В.2.1-2-96 «Основи та підвалини будинків і споруд. Грунти. Класифікація» і нормування за ДБН В.2.1-10:2018 «Основи і фундаменти будівель та споруд. Основні положення». ДСТУ Б В.2.1-2-96 поширюється на всі ґрунти і встановлює їх класифікацію, що застосовується під час проведення інженерно-геологічних вишукувань, проектуванні та будівництві.

Для незв'язних ґрунтів визначаються:

- різновид за гранулометричним складом (табл. 15.1, 15.2);
- різновид за ступенем водонасичення (за S_r) (табл. 15.3);
- різновид за щільністю будови (табл. 15.4);
- модуль деформацій ґрунту E (табл. 15.5);
- розрахунковий опір ґрунту R_0 (табл. 15.6).

Таблиця 15.1

Найменування крупноуламкового ґрунту

Найменування ґрунту		Розміри уламків (фракцій), мм	Вміст уламків (фракцій), %
із закруглених уламків	з незакруглених уламків		
Валунний ґрунт	Бриловий ґрунт	>200	>50
Гальковий ґрунт	Щебенистий ґрунт	>10	>50
Гравійний ґрунт	Жорствяний ґрунт	>2	>50

Таблиця 15.2

Найменування піщаного ґрунту

Найменування ґрунту	Розміри уламків (фракцій), мм	Вміст уламків (фракцій), %
Пісок гравійний	>2	>25
Пісок крупний	>0,5	>50
Пісок середньої крупності	>0,25	>50
Пісок дрібний	>0,1	≥75
Пісок пилюватий	>0,1	<75

Ступінь вологості ґрунту (водонасичення) S_r – це показник, який є мірою заповнення пор ґрунту водою, який визначається за формулою:

$$S_r = \frac{V_w}{V_n} = \frac{W\rho_s}{e\rho_w} \quad (15.1)$$

де V_w – об'єм води, см³;

V_n – об'єм пор, см³;

e – коефіцієнт пористості ґрунту

Таблиця 15.3

Різновиди ґрунтів за ступенем вологості

Різновиди ґрунтів	Ступінь вологості S_r , од.
Маловологі	$S_r \leq 0,5$
Вологі	$0,5 < S_r \leq 0,8$
Насичені водою	$0,8 < S_r \leq 1,0$

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 70

Таблиця 15.4

Найменування піщаного ґрунту за щільністю будови

Найменування піщаного ґрунту	Щільність будови пісків		
	щільні	середньої щільності	пухкі
Гравійні, крупні та середньої крупності	$e < 0,55$	$0,55 \leq e \leq 0,70$	$e > 0,70$
Дрібні	$e < 0,60$	$0,60 \leq e \leq 0,75$	$e > 0,75$
Пилуваті	$e < 0,60$	$0,60 \leq e \leq 0,80$	$e > 0,80$

Таблиця 15.5

Нормативні значення модуля деформації піщаних ґрунтів

Піщані ґрунти	Модуль деформації ґрунтів E (МПа) при коефіцієнті пористості e , що дорівнює			
	0,45	0,55	0,65	0,75
Гравелісті та крупні	50	40	30	-
Середньої крупності	50	40	30	-
Дрібні	48	38	28	18
Пилуваті	39	28	18	11

Примітка: Для ґрунтів із проміжними значеннями коефіцієнту пористості e значення модуля деформації E визначаються інтерполяцією.

Таблиця 15.6

Розрахункові опори R_0 піщаних ґрунтів

Піски	Значення R_0 (кПа), залежно від щільності будови пісків	
	щільні	середньої щільності
Крупні	600	500
Середньої крупності	500	400
<i>Дрібні:</i>		
маловологі	400	300
вологі та насичені водою	300	200
<i>Пилуваті:</i>		
маловологі	300	250
вологі	200	150
насичені водою	150	100

Для глинистих ґрунтів визначаються:

- різновид за числом пластичності I_p (табл. 15.7);
- різновид за показником текучості I_L (табл. 15.8);
- різновид за гранулометричним складом і числом пластичності I_p (табл. 15.9);
- модуль деформацій ґрунту E (табл. 15.10);
- розрахунковий опір ґрунту R_0 (табл. 15.11).

Число пластичності I_p дорівнює різниці вологості ґрунту на межі текучості W_L і на межі розкочування W_P , тобто записується у вигляді:

$$I_p = W_L - W_P \quad (15.2)$$

За числом пластичності пилувато-глинисті ґрунти поділяються на три види (табл. 15.7)

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 71

Таблиця 15.7

Найменування пілувато-глинистого ґрунту

Найменування пілувато-глинистого ґрунту	Число пластичності I_p
Супісок	$0,01 \leq I_p \leq 0,07$
Суглинок	$0,07 < I_p \leq 0,17$
Глина	$I_p > 0,17$

При $I_p < 0,01$ ґрунт слід відносити до піщаних ґрунтів.

Консистенція пілувато-глинистого ґрунту I_L – це показник, що характеризує його стан, який визначається за формулою:

де W – природна вологість ґрунту, од.;

$$I_L = \frac{W - W_p}{I_p} \quad (15.3)$$

W_p – вологість ґрунту на межі

розкочування (коли ґрунт можна розкочати у жгут товщиною 3мм, який кришиться по всій довжині на окремі кусочки довжиною 3-10мм), од.;

W_L – вологість ґрунту на межі текучості (коли в ґрунт занурюється стандартний балансірний конус на 10 мм за 5 секунд), од.;

I_p – число пластичності, од.

Таблиця 15.8

Різновиди пілувато-глинистих ґрунтів

Різновиди пілувато-глинистих ґрунтів	Показник текучості I_L
Супіски:	
тверді	$I_L < 0$
пластичні	$0 \leq I_L \leq 1$
текучі	$I_L > 1$
Суглинки і глини:	
тверді	$I_L < 0$
напівтверді	$0 \leq I_L \leq 0,25$
тугопластичні	$0,25 < I_L \leq 0,5$
м'якопластичні	$0,5 < I_L \leq 0,75$
текучопластичні	$0,75 < I_L \leq 1$
текучі	$I_L > 1$

Таблиця 15.9

Розподіл глинистих ґрунтів за числом пластичності I_p і гранулометричним складом

Різновид глинистих ґрунтів	Число пластичності I_p	Вміст піщаних частинок (2-0,5 мм), % за масою
Супісок:		
піщаний	1-7	≥ 50
пилуватий	1-7	< 50
Суглинок:		
легкий піщаний	7-12	≥ 40
легкий пилуватий	7-12	< 40
важкий піщаний	12-17	≥ 40
важкий пилуватий	12-17	< 40
Глина:		
легка піщана	17-27	≥ 40
легка пилувата	17-27	< 40
важка	> 27	не регламентується

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 72

Таблиця 15.10

Нормативні значення модуля деформації пілувато-глинистих ґрунтів

Назва ґрунтів і межі нормативних значень їх показника текучості		Модуль деформації ґрунтів E (Мпа) при коефіцієнті пористості e , що дорівнює							
		0,35	0,45	0,55	0,65	0,75	0,85	0,95	1,05
Супіски	$0 \leq I_L \leq 0,75$	-	32	24	16	10	7	-	-
Суглинки	$0 \leq I_L \leq 0,25$	-	34	27	22	17	14	11	-
	$0,25 < I_L \leq 0,5$	-	32	25	19	14	11	8	-
	$0,5 < I_L \leq 0,75$	-	-	-	17	12	8	6	5
Глини	$0 \leq I_L \leq 0,25$	-	-	28	24	21	18	15	12
	$0,25 < I_L \leq 0,5$	-	-	-	21	18	15	12	9
	$0,5 < I_L \leq 0,75$	-	-	-	-	15	12	9	7

Таблиця 15.11

Розрахункові опори R_0 пілувато-глинистих (непросадних) ґрунтів

Пілувато-глинисті ґрунти	Коефіцієнт пористості e	Значення R_0 (кПа), при показнику текучості ґрунту	
		$I_L=0$	$I_L=1$
Супіски	0,5	300	300
	0,7	250	200
Суглинки	0,5	300	250
	0,7	250	180
	1,0	200	100
Глини	0,5	600	400
	0,6	500	300
	0,8	300	200
	1,1	250	100

Завдання до виконання роботи.

Робота виконується на аркуші формату А4 або в зошиті. За наведеними фізичними характеристиками (табл. 15.12) провести класифікацію ґрунту згідно з ДСТУ Б В.2.1-2-96 і нормування за ДБН В.2.1-10:2018.

Таблиця 15.12

Вихідні дані до виконання завдання

№ вар.	Фракції, %					e	S_r	I_p	I_L
	2-1мм	1-0,5 мм	0,5-0,25 мм	0,25-0,1 мм	<0,1 мм				
1	16	37	10	14	23	0,68	-	3	0
2	10	20	15	45	10	0,71	0,63	-	-
3	7	12	14	21	46	0,68	-	5	0,90
4	-	-	30	55	15	0,65	0,81	-	-
5	-	40	30	5	25	0,60	0,58	-	-
6	5	25	25	30	15	0,67	0,54	-	-
7	-	2	13	10	75	0,87	-	25	0,10
8	7	-	14	26	53	0,95	-	18	0,56
9	-	4	12	27	57	0,75	-	11	0,68
10	3	10	17	16	54	0,68	-	15	0,95
11	-	-	-	75	25	0,73	0,52	-	-

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019						Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025		
	Випуск 1		Зміни 0		Екземпляр № 1		Арк 78 / 73		

12	13	29	12	14	32	0,76	-	16	1,28
13	1	12	10	19	58	0,85	-	13	0,85
14	9	8	13	20	50	0,91	-	10	0,55
15	-	9	17	31	43	0,57	-	11	0,38
16	-	40	15	40	5	0,75	0,78	-	-
17	-	50	10	25	15	0,52	0,48	-	-
18	3	9	17	24	47	0,60	-	12	0,72
19	1	7	21	16	55	0,84	-	11	0,42
20	-	9	11	24	56	0,71	-	8	0

Приклад відповіді: при вмісті піщаних частинок (розмір фракції ґрунту від 2 до 0,5мм) ≥ 50 %, числі пластичності $I_p=2$, показнику плинності $I_L=0,5$, коефіцієнті пористості $e=0,7$, заданий ґрунт належить до супісків піщаних, пластичних, з розрахунковим опором $R_0=225$ кПа і модулем деформації $E=13$ Мпа.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019		Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1 Арк 78 / 74

16. ГІДРОГЕОЛОГІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

Підземні води є одним з найважливіших об'єктів надр. Вони мають стратегічне значення як надійне та якісне джерело питного водопостачання населення. Крім того, підземні води є джерелом лікувальної, теплоенергетичної та гідромінеральної сировини.

Розподіл підземних вод по території України обумовлений геологічною будовою та історією природного розвитку різних її частин. Це відокремлені та відмінні один від одного гідрогеологічні регіони, різні за віком, складом і умовами залягання утворень, що їх складають. Вони відрізняються за сукупністю основних природних факторів, які визначають закономірності формування, розподілу, складу і умов експлуатації підземних вод.

Гідрогеологічні райони першого порядку охоплюють найбільші геоструктури України та включають:

1. **Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн** є класичним типом артезіанського басейну, для якого притаманна витриманість поширення водоносних горизонтів і слабопроникних порід на значних площах, що визначає поверховий характер залягання водоносних горизонтів. Товща осадових порід насичена підземними водами і є єдиною водоносною системою горизонтів, у різній мірі взаємопов'язаних між собою і поверхневими водами через слабопроникні шари порід. На більшій частині території існують умови формування прогнозних ресурсів і живлення підземних вод. Зона інтенсивного водообміну коливається від 300 до 700 м.



Рис. 16.1. Гідрогеологічне районування території України

2. **Волино-Подільський артезіанський басейн** характеризується сприятливими умовами формування прогнозних ресурсів підземних вод і наявністю в ньому водозбагачених прісних водоносних горизонтів, які складають потужну зону (на півночі і сході до 1 км і більше). Особливою відзнакою басейну є наявність широко розвинутої системи водоносних горизонтів, які практично не відокремлені один від одного

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 75

потужними водотривами і утворюють єдиний водоносний комплекс. Зона інтенсивного водообміну в регіоні обмежується глибиною розвитку тріщинуватості порід, яка складає 100-110 м у західній та центральній частинах басейну і 300-350 м – у північно-східній частині.

3. Причорноморський артезіанський басейн внаслідок різноманітності та невитриманості поширення водоносних горизонтів і слабопроникних порід, фаціальної мінливості літологічного складу водовміщуючих відкладів, строкатості якісного складу підземних вод має складні гідрогеологічні умови. Регіон належить до зони недостатньої зволоженості і живлення підземних вод. Зона активного водообміну збільшується з півночі на південь від 50 до 300 м.

4. Гідрогеологічна провінція Донецької складчастої області відзначається складними гідрогеологічними умовами формування підземних вод (невитриманість по площі і в розрізі водоносних пластів). Регіон характеризується посушливим кліматом та інтенсивним освоєнням підземних вод, а також суттєвим впливом шахтного водовідливу, який посилює перетоки між різними водоносними горизонтами, активізує дренаж підземних вод. Зона активного водообміну у різних частинах регіону змінюється від 100 м до 300 м і більше.

5. Область тріщинних вод Українського щита має несприятливі гідрогеологічні умови накопичення і циркуляції підземних вод у басейні для формування значних об'ємів водних ресурсів, та вкрай нерівномірне обводнення водоносних порід по площі і на глибину. Підземні води містяться, як у тріщинуватій зоні кристалічних порід докембрію, так і у осадових відкладах, що виповнюють заглиблення у кристалічному фундаменті. Зона активного водообміну підземних вод складає 100-150 м. Тріщинуваті породи розвинуті повсюдно, але вони відзначаються різним ступенем тріщинуватості, що обумовлює нерівномірне обводнення. Водоносність осадових відкладів, які розвинуті переважно на вододільних територіях, має локальний характер. Ці породи характеризуються неглибоким заляганням, що нерідко призводить до погіршення якості підземних вод.

6. Гідрогеологічна провінція складчастої області Гірського Криму має досить складні гідрогеологічні умови, що обумовлено складчастим характером геологічного розрізу та й широким розвитком карстових зон, які активно дренують верхню товщу порід та посилюють підземний стік. Значна дренажісткість, слабка тріщинуватість, малі площі розвитку водоносних порід при невеликій кількості опадів та значному випаровуванні, не сприяють накопиченню значних ресурсів підземних вод.

7. Гідрогеологічна провінція складчастої області Українських Карпат характеризується складними гідрогеологічними умовами, що обумовлено значною різноманітністю особливостей геоморфологічної та геолого-структурної будови. Для водоносних горизонтів характерна невитриманість поширення, складність взаємовідношень у розрізі та нерівномірність обводнення у плані. Наявність соленосних і глинистих утворень у Прикарпатському прогині, розчленування рельєфу, структурна порушеність і низькі фільтраційні та ємкісні властивості порід не сприяють накопиченню в даній провінції значної кількості підземних вод, незважаючи на те, що регіон у цілому є найбільш зволеним в Україні.

Завдання до виконання роботи.

Робота виконується на аркуші формату А4 або в зошиті, де заповнюється звітна таблиця.

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1	Арк 78 / 76

<i>Підземні води</i>	<i>Класифікаційний тип</i>	<i>Характеристика підземних вод</i>	<i>Гідрогеологічні райони України</i>
Артезіанські			
Безнапірні			
Верховодка			
Ґрунтові			
Міжпластові			
Мінеральні			
Прісні			
Розсоли			
Солоні			
Термальні			
Тріщинні			
Тріщино- карстові			

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019		Ф-23.05-05.01/G16.00.1/Б/ОК10-2025
	Випуск 1	Зміни 0	Екземпляр № 1 Арк 78 / 77

СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

Основна література:

1. Бортник С.Ю., Ковтонюк О.В., Погорільчук Н.М. Основи загальної геології: навчальний посібник-практикум. Київ, 2022. 164 с. Режим доступу URL: https://geo.knu.ua/wp-content/uploads/2023/04/posibnyk-praktykum-pogorilchuk_bortnyk2022.pdf
2. Вольченкова А.В. Геологія нафти і газу: навч. посібник. Полтава: НУ «Полтавська політехніка імені Юрія Кондратюка», 2025. 201 с. Режим доступу URL: https://reposit.nupp.edu.ua/bitstream/PoltNTU/18535/1/%D0%92%D0%BE%D0%BB%D1%8C%D1%87%D0%B5%D0%BD%D0%BA%D0%BE%D0%B2%D0%B0_%D0%9F%D0%BE%D1%81%D1%96%D0%B1%D0%BD%D0%B8%D0%BA%20%D0%93%D0%B5%D0%BE%D0%BB%D0%BE%D0%B3%D1%96%D1%8F%20%D0%9D%D1%96%D0%93_25_05.03..pdf
3. Іванік О.М., Менасова А.Ш., Крочак М.Д. Загальна геологія. Навчальний посібник. Київ. 2020. 205 с. Режим доступу URL: http://www.geol.univ.kiev.ua/lib/General_geology_Ivanik_Menasova_Krochak.pdf
4. Михайлов В.А. Стратегічні корисні копалини України та їхня інвестиційна привабливість : монографія. К. : ВПЦ "Київський університет", 2023. 371 с. Режим доступу URL: http://www.geol.univ.kiev.ua/lib/Stratehichni_Korysni_Kopalyny.pdf
5. Остафійчук Н. Башинський С., Підвисоцький В., Припотень Ю., Колодій М. Практикум з інженерної геології: навчальний посібник. Електронні дані. Житомир: Державний університет «Житомирська політехніка», 2023. 135 с. Режим доступу URL: <https://learn.ztu.edu.ua/course/view.php?id=4166>
6. Чернега П.І., Годзінська І.Л. Загальна геологія: практичний курс : навчальний посібник. Чернівці : Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича, 2022. 140 с. Режим доступу URL: <https://terra.chnu.edu.ua/zagalna-geologiya-praktychnyj-kurs-navchalnyj-posibnyk/>
7. Янко В.В., Кравчук Г.О. Загальна геологія. Навчально-методичний посібник для бакалаврів спеціальності 103 «Науки про Землю». Одеса: ОНУ, 2023, 129 с. Режим доступу URL: https://onu.edu.ua/pub/bank/userfiles/files/ggf/disciplins/diplom-rabota/MR_bak103_Zagalna_geologia_2023.pdf

Допоміжна література

1. Іванік О.М. Загальна геологія. Навчальний посібник. / О.М. Іванік, А.Ш. Менасова, М.Д. Крочак. – Київ, 2020. – 205 с. Режим доступу URL: http://www.geol.univ.kiev.ua/lib/General_geology_Ivanik_Menasova_Krochak.
2. ДБН А.2.1-1-2008 Вишукування, проектування і територіальна діяльність. Вишукування. Інженерні вишукування для будівництва. Режим доступу URL: <https://ips.ligazakon.net/document/DBN00003>
3. ДБН В.1.1-24:2009 Захист від небезпечних геологічних процесів, шкідливих експлуатаційних впливів, від пожежі. Захист від небезпечних геологічних процесів. Основні положення проектування. Режим доступу URL: <https://ips.ligazakon.net/document/DBN00020>
4. ДБН В.2.1-10:2018 Основи і фундаменти будівель та споруд. Основні положення. Режим доступу URL: <https://dreamdim.ua/wp-content/uploads/2018/12/DBN-V2110-2018.pdf>

Інформаційні ресурси в Інтернеті

1. Сайт бібліотеки Державного університету «Житомирська політехніка». Режим доступу URL: <http://lib.ztu.edu.ua>.
2. Освітній портал Державного університету «Житомирська політехніка». Режим

Житомирська політехніка	МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ «ЖИТОМИРСЬКА ПОЛІТЕХНІКА» Система управління якістю відповідає ДСТУ ISO 9001:2015 та ДСТУ ISO 21001:2019			Ф-23.05- 05.01/G16.00.1/Б/ ОК10-2025
	<i>Випуск 1</i>	<i>Зміни 0</i>	<i>Екземпляр № 1</i>	<i>Арк 78 / 78</i>

доступу URL: <http://learn.ztu.edu.ua>.

3. Сайт Національної бібліотеки України ім. Вернадського. Режим доступу URL: <http://www.nbuv.gov.ua>.

4. Наукометрична база Scopus. Режим доступу URL: <https://www.scopus.com/>

5. Оглядові геологічні карти. Режим доступу URL: <https://data.gov.ua/en/dataset/a0bfef42-e614-44aa-9219-6a4af55081d6/resource/0a878eda-8c29-4cfe-bd3a-4e732976da85>

6. Географічні карти України. Режим доступу URL: <https://geomap.land.kiev.ua/>

7. Геологічний словник. Режим доступу URL: <https://geodictionary.com.ua/>