

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ

**ХАРКІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
МІСЬКОГО ГОСПОДАРСТВА імені О. М. БЕКЕТОВА**

О. В. Гаврилюк, В. А. Александрович, Ю. І. Кобзар

ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ ЛІТОЛОГІЇ

КОНСПЕКТ ЛЕКЦІЙ

*(для здобувачів першого (бакалаврського) рівня вищої освіти
всіх форм навчання зі спеціальності 185 – Нафтогазова інженерія та
технології)*



**Харків
ХНУМГ ім. О. М. Бекетова
2024**

УДК 551/552

Гаврилюк О. В. Геологія з основами літології : конспект лекцій для здобувачів першого (бакалаврського) рівня вищої освіти всіх форм навчання зі спеціальності 185 – Нафтогазова інженерія та технології / О. В. Гаврилюк, В. А. Александрович, Ю. І. Кобзар ; Харків. нац. ун-т міськ. госп-ва ім. О. М. Бекетова. – Харків : ХНУМГ ім. О. М. Бекетова, 2024. – 92 с.

Автори:

ст. викл. О. В. Гаврилюк,
канд. техн. наук, доц. В. А. Александрович,
канд. техн. наук, доц. Ю. І. Кобзар

Рецензент

В. В. Сухов, кандидат геологічних наук, доцент кафедри фундаментальної та прикладної геології Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна

Рекомендовано кафедрою геотехніки, підземних споруд та гідротехнічного будівництва, протокол № 8 від 12.04.2024

Конспект лекцій складено з метою допомогти студентам вишів під час підготовки до занять та іспитів з дисципліни «Геологія з основами літології».

© О. В. Гаврилюк, В. А. Александрович,
Ю. І. Кобзар, 2024
© ХНУМГ ім. О. М. Бекетова, 2024

ЗМІСТ

ВСТУП.....	5
ЗМІСТОВИЙ МОДУЛЬ 1 ВСТУП. БУДОВА ЗЕМЛІ, МІНЕРАЛИ, ГІРСЬКІ ПОРОДИ.....	6
Тема 1 Геологія як наука.....	6
1.1 Науки геологічного циклу.....	6
1.2 Об’єкти та методи геологічних досліджень.....	7
1.3 Історія розвитку геології.....	8
Тема 2 Склад та будова Землі. Геохронологія.....	11
2.1 Земля – планета Сонячної системи.....	11
2.2 Форми та розміри Землі.....	11
2.3 Внутрішні та зовнішні геосфери Землі.....	13
2.4 Геотектонічні гіпотези і теорії.....	14
2.5 Геологічна хронологія.....	15
2.6 Геологічна історія земної кори.....	17
Тема 3 Мінерали та гірські породи.....	21
3.1 Мінерали та їхні діагностичні властивості.....	21
3.2 Гірські породи та їхні діагностичні ознаки.....	26
3.2.1 Магматичні гірські породи.....	27
3.2.2 Осадові гірські породи.....	29
3.2.3 Пірокластичні гірські породи.....	39
3.2.4 Метаморфічні гірські породи.....	40
ЗМІСТОВИЙ МОДУЛЬ 2 ЕНДОГЕННІ ТА ЕКЗОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ.....	43
Тема 4 Ендогенні геологічні процеси.....	43
4.1 Магматизм (магматогенні процеси).....	43
4.2 Тектонічні процеси.....	46
4.3 Землетруси.....	47
Тема 5 Екзогенні геологічні процеси.....	51
5.1 Геологічна діяльність атмосфери.....	51

5.2 Геологічна діяльність вітру.....	53
5.3 Геологічна діяльність поверхневих текучих вод.....	55
5.4 Геологічна діяльність льодовиків.....	58
5.5 Геологічна діяльність морів та океанів.....	59
5.6 Геологічна діяльність боліт.....	62
5.7 Геологічна діяльність озер.....	63
Тема 6 Геологія родовищ нафти та газу.....	64
6.1 Походження нафти і газу.....	64
6.2 Поняття про породи-колектори.....	66
6.3 Умови залягання нафтогазових покладів.....	68
6.4 Ресурси і запаси нафти і газу.....	72
ЗМІСТОВИЙ МОДУЛЬ 3 ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ГІДРОСФЕРИ. ГРАФІЧНА ГЕОЛОГІЧНА ДОКУМЕНТАЦІЯ.....	75
Тема 7 Геологічна діяльність підземних вод.....	75
7.1 Походження підземних вод.....	75
7.2 Види води в гірських породах.....	76
7.3 Пористість і проникність гірських порід.....	78
7.4 Типи підземних вод.....	78
7.5 Геологічна діяльність підземних вод.....	81
Тема 8 Графічна геологічна документація.....	83
8.1 Загальні поняття про геологічну документацію.....	83
8.2 Геологічна карта.....	84
8.3 Геологічний розріз.....	88
8.4 Стратиграфічна колонка.....	90
СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ.....	91

ВСТУП

Конспект лекцій з дисципліни «Геологія з основами літології» розроблено для студентів, які навчаються за спеціальністю 185 – Нафтогазова інженерія та технології в Харківському національному університеті міського господарства імені О. М. Бекетова.

Цей конспект призначений для студентів негеологічних спеціальностей, щоб вони мали змогу протягом одного семестру зрозуміти та засвоїти основні геологічні поняття та терміни.

Конспект лекцій охоплює всі основні класичні розділи загальної геології та основи літології. У першій частині дається коротка історія розвитку геології, визначаються предмет та задачі геології, наводяться основні методи геологічних досліджень. Розглядається форма та будова Землі, надаються загальні відомості з мінералогії, петрографії та літології, де також здійснено аналіз основних гірських порід, згрупованих за генезисом. Наводиться детальна характеристика класів магматичних, метаморфічних та осадових гірських порід.

Друга частина присвячена геологічним процесам. Описано геологічні процеси, що відбуваються на поверхні Землі та в її надрах. Зазначена роль геологічних процесів у формуванні нафтогазових покладів.

У третій частині надано загальні поняття про підземні води, описано їх роль у формуванні, русі та руйнуванні покладів нафти та газу. Подано загальні відомості про геологічну документацію, зокрема про геологічні карти та роботу з ними. Розглянуто геохронологічну шкалу й наведено методичні рекомендації щодо побудови геологічного розрізу за даними геологічних свердловин та геологічною картою.

ЗМІСТОВИЙ МОДУЛЬ 1

ВСТУП. БУДОВА ЗЕМЛІ, МІНЕРАЛИ, ГІРСЬКІ ПОРОДИ

ТЕМА 1 ГЕОЛОГІЯ ЯК НАУКА

1.1 Науки геологічного циклу

Геологія (грец. *гео* – «земля», *логос* – «наука») – наука про Землю. До кінця XIX ст. вона була єдиною наукою, що вивчала склад земної кори, геологічну історію, процеси утворення мінералів і гірських порід, підземні води, родовища корисних копалин та багато інших аспектів, пов'язаних із надрами нашої планети.

Геологія не лише розкриває закони природи, формуючи загальну модель розвитку матеріального світу. Вона також має величезне практичне значення, оскільки є основою прогнозування, пошуків, розвідки та видобування корисних копалин.

Величезна цікавість до геології, пов'язана з необхідністю пошуків сировини для промисловості, зумовила швидке накопичення геологічних знань. Від неї стали відокремлюватися специфічні наукові напрями, перетворюючись згодом на самостійні науки. Зараз кожна з цих наук розв'язує свої власні завдання.

Мінералогія – (лат. *minera* – «руда») вивчає умови утворення, хімічний склад, будову, фізичні властивості й застосування мінералів.

Кристалографія (грец. *кристалес* – «лід», «гірський кришталь») – розглядає внутрішню будову мінералів та їхні кристалічні форми.

Петрографія (грец. *петра* – «скеля») – наука про гірські породи різних типів, їх мінеральний склад, походження, форми залягання.

Літологія (грец. *літос* – «камінь») – вивчає склад, структури, текстури та генезис осадових гірських порід.

Історична геологія – наука про історію та закономірності розвитку земної кори.

Палеонтологія (грец. *палеос* – «давній», *онтос* – «організм») – вивчає історію минулих геологічних епох за викопними рештками рослин та організмів.

Стратиграфія (лат. *stratum* – «шар») – розділ історичної геології, що розглядає історичну послідовність утворення шарів гірських порід.

Геотектоніка (грец. *гео* – «земля», *тектонікос* – «будова») – наука про структурні форми земної кори (розривні та складчасті), процеси їх утворення і розвиток в часі й просторі.

Геофізика – вивчає фізичні властивості гірських порід і фізичні поля Землі, що генеруються й існують у ній (сили тяжіння, магнітні, електричні, радіаційні тощо).

Геохімія – вивчає закономірності розподілу та поведінку хімічних елементів у різних оболонках Землі, а також процеси їхньої міграції та концентрації, що призводять до формування родовищ корисних копалин.

Гідрогеологія – (грец. – *гідра* – «вода», *гео* – «земля», *логос* – «наука») – наука про підземні води, їх походження, умови залягання, закони руху та режим, фізичні та хімічні властивості, зв'язок з гірськими породами, господарське значення.

Геоморфологія (грец. *гео* – «земля», *морфос* – «вигляд», *логос* – «наука») – вивчає залежність форм земної поверхні від геологічних процесів.

Нафтогазова (промислова) геологія – розділ геології, пов'язаний з пошуком, розвідкою та розробкою родовищ нафти та газу. Існує багато інших напрямів у геології, кількість яких невпинно зростає.

1.2 Об'єкти та методи геологічних досліджень

Методи, що використовуються в геології, умовно можна поділити на практичні та теоретичні. Вони тісно пов'язані між собою та навіть не завжди вдається провести між ними чітку межу.

До практичних методів відносять: геологічну зйомку, геохімічні методи (літогеохімічні, гідрогеохімічні, біохімічні тощо), геофізичні методи (магніторозвідка, гравірозвідка, сейморозвідка тощо), техногенні методи (буріння свердловин, проходження гірських виробок), лабораторні методи досліджень мінералів та гірських порід.

Теоретичні методи базуються на обробці отриманої інформації. До них відносять: математичну обробку, моделювання, підрахунок запасів корисних копалин, палеотектонічні та палеогеографічні дослідження тощо.

Крім практичних і теоретичних методів геологічних досліджень, існує метод, який є головним методом в геології – метод актуалізму. Цей метод був запропонований Ч. Лайєлем у 1833 році. Він полягає у розумінні минулого шляхом вивчення сучасного: *на основі вивчення сучасних геологічних процесів та сучасних фізико-географічних умов на земній поверхні можна робити висновки про геологічні процеси минулого.*

Ще одним загальним положенням у геології є закон Стено (1669 р.): *послідовне залягання шарів осадових гірських порід у вертикальному розрізі відповідає хронологічній послідовності їхнього утворення.*

1.3 Історія розвитку геології

Як самостійна наука геологія сформувалась наприкінці XVIII сторіччя, коли накопичився значний запас відомостей про Землю, явища, які відбуваються в ній, та пояснень цих явищ. У XVII–XVIII століттях виникли дві наукові школи: нептуністи та плутоністи. Нептуністи вважали, що основне значення в процесі утворення Землі при подальшому її розвитку має вода. Фактично вони продовжили науковий напрям, який зародився ще у Древній Греції. Плутоністи вважали, що основними при процесі розвитку Землі є підземні теплові процеси, так звані «підземний жар». Велике значення для розвитку геології у XVIII ст. мала діяльність видатного вченого М. В. Ломоносова (1711–1765 рр.). У своїй найбільш відомій роботі «О шарах Земних» він обґрунтував ідею еволюційного розвитку Землі, об'єднану дією зовнішніх і внутрішніх факторів на Землю. Основне значення М. В. Ломоносов придавав внутрішнім глибинним факторам, тобто був прихильником плутоністів.

Переважає більшість вчених у XVIII столітті дотримувалися поглядів нептуністів. Лідером нептуністів був на той час професор Фрейбергської гірської

академії (Саксонія) А. Г. Вернер (1750–1817 рр.). Нептуністи повністю відкидали значення у розвитку Землі внутрішніх (глибинних) її сил. Їх загальногеологічні ідеї зіграли на певному етапі негативну роль. Але, з іншого боку, Вернер та його соратники проводили системні геологічні дослідження, розробляли класифікації мінералів та гірських порід, заклали основи нової геологічної науки – стратиграфії.

У той же час шотландський геолог Д. Геттон (1755–1797 рр.) у своїй книзі «Теорія Землі» основного значення у розвитку Землі надав глибинним процесам, але визнавав суттєву роль і поверхневих геологічних процесів.

Загалом дискусія нептуністів і плутоністів сприяла встановленню об'єктивних законів розвитку Землі.

У другій половині XVIII століття у світі почалась технічна революція і проблемами геології стали займатися вже на державному рівні. У цей час проводиться інтенсивне визначення геологічної будови більшості європейських країн, організуються різноманітні експедиції. Також у XVIII столітті були створені перші спеціалізовані навчальні заклади, так звані вищі гірські школи: у 1716 р. в Острові (Чехія), у 1765 р. у Фрейберзі (Саксонія), у 1773 р. у Санкт-Петербурзі, у 1795 р. в Парижі.

На початку XIX ст. суттєвий крок у розвитку геології був зроблений англійським землеміром В. Смітом (1769–1839 рр.), який вперше встановив можливість використання решток для визначення послідовності накопичення пластів гірських порід. В. Сміт став засновником історично-геологічних досліджень. Його відкриття було підтвержене роботами французьких вчених Ж. Кюв'є (1769–1832 рр.) та А. Броньяра (1770–1847 рр.). Дослідження Кюв'є поклали початок новій науці – палеонтології.

Протягом першої половини XIX ст. А. Седжвик, Р. І. Мурчісон, Альберті та інші науковці заклали основні геологічні літочислення та створили стратиграфічну шкалу. Ж. Кюв'є пояснював різкі зміни у складі давньої флори

та фауни відмиранням організмів у результаті раптових геологічних катастроф. Ці ідеї отримали назву теорії катастрофізму.

Із 1822 по 1841 роки геологами різних країн були виділені палеозойська, мезозойська та кайнозойська групи осадових утворень Землі.

У 1833 р. було опубліковано видатну книгу англійського геолога Ч. Лайєля «Основи геології», у якій він розглядав еволюційний розвиток Землі.

Інтенсивно геологія розвивається і у ХІХ ст. З'являються підручники з геології, починають друкувати геологічні журнали, проводяться перші систематичні геологознімальні роботи і видаються перші геологічні карти.

Починаючи з середини ХІХ ст. геофізика, гідрогеологія та інші науки стають самостійними. Впроваджуються сейсмологічні та гравіметричні методи дослідження. У цей же період у світі (США, Азербайджан, Прикарпаття) починається видобуток нафти і поступово формується нова наука – геологія нафти і газу.

Наприкінці ХІХ ст. та на початку ХХ ст. відбувається бурхливий розвиток геології і виникають нові геологічні науки: петрографія, літологія, геохімія, геотектоніка тощо.

Технічна революція ХХ ст. вимагала величезної кількості як традиційних корисних копалин, так і нових. Тому розвиток геології у цей час мав стрибкоподібний характер. Збільшились роботи, спрямовані на пошуки, розвідку та розробку корисних копалин.

Протягом ХХ ст. було проведено геологознімальні роботи майже на усій території суші Землі та складено відповідні геологічні карти. У багатьох країнах створено геологічні державні служби, відкрито різноманітні наукові та навчальні геологічні інститути та факультети, розроблено нові концепції та теорії, відкрито багато родовищ корисних копалин. Зокрема, виникло вчення про геосинкліналі і платформи, розвивається гіпотеза дрейфу континентів, яка зараз перетворилась на теорію тектоніки плит.

У ХХ ст. відбулась остаточна диференціація геології на окремі спеціалізовані геологічні науки.

В Україні найбільш суттєві геологічні дослідження проводилися починаючи із середини ХІХ ст. Особливо інтенсивно як практична, так і теоретична геологія розвивалась в Україні з середини ХХ ст. У цей час проводились широкомасштабні пошукові роботи, розвідка та розробка родовищ корисних копалин, а також системні наукові дослідження і підготовка кваліфікаційних кадрів.

ТЕМА 2 СКЛАД ТА БУДОВА ЗЕМЛІ. ГЕОХРОНОЛОГІЯ

2.1 Земля – планета Сонячної системи

До Сонячної системи планет входить Земля, а також супутники, астероїди та комети. До планет земного типу (відносно невеликих) належать Меркурій, Венера, Земля та Марс. Зовнішні планети – Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун – мають великі розміри й масу та порівняно невелику щільність. Існує до сорока супутників планет – від одного у Землі та Нептуна до сімнадцяти у Сатурна.

Усі планети Сонячної системи обертаються навколо Сонця за еліптичними орбітами, що лежать практично в одній площині, яка проходить через сонячний екватор. Планети рухаються в одному напрямку. У тому ж напрямку рухається і більшість супутників планет.

На сучасному етапі розвитку науки загальноприйнятою вважається гіпотеза утворення Сонця і планет із газо-пилової хмари.

2.2 Форми та розміри Землі

Через обертання навколо своєї осі та виникнення при цьому відцентрової сили, Земля трохи сплюснута біля полюсів і її велика піввісь (екваторіальний радіус) майже на 21,4 км більша, ніж відстань від центру Землі до полюсів. Така сплюснута біля полюсів куля називається сфероїдом або еліпсоїдом обертання.

Насправді форма Землі ще складніша. Вона відхиляється від правильної форми сфероїда через неоднорідну будову надр і нерівномірний розподіл маси. Справжня геометрична форма Землі називається геоїдом. Геоїд – це фігура, поверхня якої усюди перпендикулярна напрямку сили тяжіння.

Поверхня геоїда збігається з рівної поверхнею Світового океану. Підняття і опускання геоїда над сфероїдом становлять 500–100 м.

Фізична ж поверхня Землі, ускладнена горами і западинами, не збігається і з поверхнею геоїда, відступаючи від нього на кілька кілометрів. Сила тяжіння постійно прагне вирівняти поверхню Землі, привести її у відповідність з поверхнею геоїда.

Найважливіші параметри Землі:

- довжина меридіана – 40 025 км;
- площа поверхні – 510 млн км²;
- об'єм – 1 083 204 млн км³;
- екваторіальний радіус – 6 378,2 км;
- полярний радіус – 6 356,8 км;
- вага Землі – $5,9736 \cdot 10^{24}$ кг;
- середня щільність речовини Землі – 5,52 г/см³;
- середня щільність поверхневих гірських порід – 2,7–2,8 г/см³.

Більша частина поверхні Землі – 70,8 % – укрита водою, решта 29,2 % є сушею. Водна поверхня, або Світовий океан, поділена материками на чотири океани, що сполучаються між собою: Тихий, Атлантичний, Індійський та Північний Льодовитий. Материків шість – Євразійський, Північноамериканський, Південноамериканський, Африканський, Австралійський та Антарктичний.

Середня висота материків відносно рівня океану – 850 м, а середня глибина океану – 3 800 м. Найвища точка земної кулі – гора Джомолунгма (Еверест) у Гімалаях висотою 8 884 м, а найнижча – Маріанська западина у Тихому океані глибиною 11 022 м.

2.3 Внутрішні та зовнішні геосфери Землі

У будові Землі виділяють внутрішні та зовнішні оболонки, що мають назву *геосфер Землі*. Фазовий стан геосфер є різним: атмосфера – газ, гідросфера – рідина, літосфера – тверда речовина.

До внутрішніх оболонок відносять: ядро, мантію та земну кору (літосферу), а до зовнішніх – атмосферу, гідросферу та біосферу.

Атмосфера розповсюджується на висоту до 130 км від поверхні Землі. Вище від 100 км вона майже відсутня. Головні компоненти атмосфери є азот, кисень, аргон, вуглекислота, водяна пара. Серед інших – водень, гелій, неон, радон, озон, метан та інші (у сумі близько 0,01 %). Атмосфера складається з *тропосфери* (до висоти 8 км над полюсами і 17 км над екватором), *стратосфери* (до висоти 55 км) й *іоносфери*, дуже розріджене повітря якої іонізоване ультрафіолетовим випромінюванням Сонця. Фізичні процеси в атмосфері (головним чином у тропосфері) визначають розповсюдження тепла та вологи на земній поверхні.

Гідросфера – водяна оболонка Землі, яка включає воду морів, океанів, річок, озер і боліт, лід льодовиків (поверхнева гідросфера), а також підземні води (підземна гідросфера).

Біосфера – сфера життєдіяльності рослин і тварин, що утворює зону на межі атмосфери та літосфери (яка включає і гідросферу).

Земна кора – тверда оболонка Землі, яка поділяється за будовою на океанічну та континентальну. Континентальна кора має товщину до 75 км і складається з трьох шарів гірських порід: осадового, гранітного та базальтового. Океанічна кора має товщину до 5 км і складається з двох шарів: осадового та базальтового.

Мантія – проміжна оболонка Землі. Від літосфери відділяється поверхнею Мохоровича (розділом Мохо). Нижня її границя, або границя Гутенберга, проходить на глибині 2 900 км. Щільність мантійної речовини з глибиною збільшується з 3,64 до 9,4 г/м³. Верхня мантія сягає глибини 60–250 км, а нижня – 2 900 км. Маса мантії вдвічі перевищує масу ядра і земної кори разом узятих.

Температура мантії на межі з ядром становить близько 3 000 °С, а тиск – 127...137 ГПа.

Ядро – найщільніша оболонка Землі. Його щільність – від 10 г/см³ до 12 г/см³. Різні зміни швидкостей сейсмічних хвиль дозволяють говорити про існування рідинного зовнішнього і твердого внутрішнього ядра. Теоретичні розрахунки припускають температуру в центрі ядра близько 6 000 °С, а тиск – 343 ГПа. Походження ядра пояснюється гравітаційною диференціацією первинної матерії Землі, у процесі якої в центральній частині планети виокремились найважчі хімічні елементи, такі як залізо, нікель, а більш легкі згруппувалися у верхніх оболонках.

2.4 Геотектонічні гіпотези і теорії

Величезну роль у розвитку геології відігравали і відіграють геотектонічні уявлення про розвиток Землі та земної кори. За цією гіпотезою головними у розвитку твердої зовнішньої оболонки Землі є вертикальні рухи: ділянки земної кори рухаються головним чином угору та вниз, майже не пересуваючись по горизонталі. Земля таким чином немов би «дихає». Нині, спираючись на новітні геологічні дослідження, з'ясували, що разом із вертикальними рухами існують і горизонтальні переміщення окремих блоків земної кори. На теперішній час домінуючою у сучасній геологічній науці є теорія літосферних плит. Основні засади цієї теорії: на поверхні нашої планети горизонтально пересуваються сферичні *плити літосфери* – кам'яної оболонки Землі. Нижня границя літосфери визначається температурою кристалізації (або плавлення) базальтів, початок їхнього плавлення – фазовий перехід, що є проміжним шаром між твердою кам'яною оболонкою і пластично-рідинною мантією.

Існують різні за розмірами і швидкостями руху літосферні плити. Найбільші швидкості пересування – в океанічних літосферних плит. Вони у 3–7 разів перевищують швидкості континентальних плит. Тихоокеанська плита пересувається у північно-західному напрямку (в районі Гавайських островів) на

10 см за 1 рік. У той же час Антарктична та Євразійська – найповільніші серед найбільших літосферних плит.

Якщо літосферна плита є єдиною пластиною, то руйнуватися вона повинна по краях, і кожний такий злам – це джерело землетрусів, вулканічної та магматичної діяльності й гороутворення. Ось чому більшість літосферних плит оточено гірськими масивами.

У процесі своєї міграції літосферні плити стикаються та розходяться одна з одною. Інколи ці процеси відбуваються між платформеними (континентальними) плитами, іноді – між платформеними й океанічними, а іноді – між океанічними. Відповідно до цього розрізняють два основних тектонічних процеси – спрединг та субдукцію.

Спрединг – процес розсування жорстких літосферних плит у ділянці рифтів і серединно-океанічних хребтів із постійним відтворенням земної кори за рахунок мантійного матеріалу, розігрітого конвекційними потоками.

Субдукція – підсування літосферних плит океанічної кори і порід мантії під краї інших плит, що супроводжується виникненням зон глибокофокусних землетрусів, формуванням активних вулканічних острівних дуг та гірських масивів.

2.5 Геологічна хронологія

Геохронологія – вчення про вік, тривалість і послідовність формування гірських порід, що утворюють земну кору. На її основі геологічний час поділено на окремі частини, визначено геологічні етапи в історії Землі та її органічного світу, розроблено геохронологічну шкалу. Розрізняють відносну та абсолютну (ядерну, ізотопну) геохронологію.

Відносна геохронологія визначає відносний вік осадових, метаморфічних і вулканічних порід на основі принципу послідовності нашарування, згідно з яким за непорушеного залягання кожен пласт, що залягає вище, є молодшим за той, що міститься під ним. Одночасність утворення порід встановлюється за співвідношенням із товщами шаруватих гірських порід. Основою шкали відносного

геологічного часу – *геохронологічної шкали* – стала загальна стратиграфічна шкала, яку було розроблено внаслідок багаторічної практики європейських геологів у другій половині XIX ст.

Кожному геохронологічному підрозділу відповідає підрозділ стратиграфічний – речовинний вираз частки геологічного часу. Стратиграфічні підрозділи об'єднуються в *стратиграфічну шкалу*, що відбиває послідовність нагромадження осадових, вулканічних та метаморфічних утворень.

Згідно з прийнятим геохронологічним розподілом, геологічний час поділяється на два нерівнозначних *еони* – криптозой та фанерозой. *Криптозой* охоплює проміжок геологічного часу в 3 млрд років. Протягом нього сформувалися *базальтова* та *гранітна* оболонки земної кори. Органічні решітки у породах криптозою (за винятком верхніх його товщ) відсутні. До *фанерозою* відносять верхні товщі земної кори, що характеризуються достовірними органічними решітками. Вони поділяються на *ери*. Дві перших – *архейська* та *протерозойська* – входять до складу *криптозою*, а три інших – *палеозойська*, *мезозойська* та *кайнозойська* – до складу *фанерозою*.

Ерам відповідають одиниці стратиграфічної шкали – *ератеми*, або *групи*, які мають назви ер (архейська, протерозойська, палеозойська, мезозойська, кайнозойська ератеми). Архейська і протерозойська ератеми через недостатню вивченість відкладів не мають загальноприйнятих стратиграфічних підрозділів (окрім місцевих), тому їх часто виділяють як *докембрій*. Ери фанерозою, завдяки достатній вивченості відкладів, поділяються на 12 періодів, у складі яких виділяють 33 епохи.

Для скороченого позначення геохронологічних підрозділів застосовують індекси. Ери та ератеми позначаються двома великими літерами (архей – AR), періоди і системи – однією (Перм – P), епоха, або відділ позначаються цифрою в основі літери (K₂ – верхня крейда). Позначками віку, що прийняті в геохронологічній шкалі, широко користуються у геологічній практиці при складанні геологічних карт, розрізів та інших геологічних документів. Для

зручності читання застосовуються кольори, у які фарбують виходи на земну поверхню гірських порід того або іншого стратиграфічного підрозділу.

Для стратиграфічного розчленування товщ гірських порід за віком у геології використовують палеонтологічні методи досліджень, що ґрунтуються на вивченні викопних решток організмів і рослин (відносна геохронологія). До недавнього часу це був єдиний спосіб визначення віку гірських порід.

Із розвитком науки, і передусім ядерної фізики, з'явилися нові можливості точнішого датування часу утворення мінералів та гірських порід. Ідеться про ядерні або ізотопні методи визначення їхнього віку, які дістали назву абсолютної геохронології.

Абсолютна, або ядерна (ізотопна) геохронологія встановлює вік гірських порід (головним чином метаморфічних і магматичних), а також руд та мінералів в одиницях астрономічного часу (у млн років). Ґрунтується вона на явищі радіоактивного розпаду хімічних елементів за умови, що швидкість його протягом усього часу існування Землі залишалася постійною, специфічною для кожного елемента. Вимірювання віку проводиться за вмістом у породах та мінералах материнських і дочірніх продуктів радіоактивного розпаду.

Для визначення віку використовуються такі методи ядерної геохронології: свинцевий (уран – торій – свинцевий), калій – аргонний, рубідій – стронцієвий, які застосовуються головним чином для визначення віку докембрійських і фанерозойських порід. Вік найновіших геологічних утворень (верхньопліоценових та четвертинних) визначається радіовуглецевим, фторовим та іншими методами.

2.6 Геологічна історія земної кори

Докембрій. Докембрійська історія характеризує початкову стадію геологічного розвитку Землі. Це найдовша і маловивчена стадія, що тривала більше трьох млрд років. Докембрій охоплює *архейську* та *протерозойську* ери. Докембрійські породи здебільшого закриті молодшими відкладами. Представлені

вони переважно породами *магматичного* та *метаморфічного* походження – гранітами, гнейсами, сланцями, кварцитами та амфіболами. Метаморфічні породи на $\frac{3}{4}$ складаються з первинноосадових порід і порівняно з магматичними ширше розповсюджені у верхній частині літосфери. З осадових порід у верхніх товщах докембрію розповсюджені конгломерати, пісковики, кристалічні вапняки, доломіти. У слабкометаморфізованих породах нижнього протерозою та рифею іноді трапляються рештки форамініфер, кишковопорожнинних, синьо-зелених водоростей та інших організмів.

Високорозвинений органічний світ протерозою вказує, що життя на Землі з'явилося в археї або ще раніше. Наявність серед докембрійських утворень інтрузій магматичних порід і лав свідчить про прояви інтенсивного магматизму. Докембрійські породи звичайно зім'яті у складки і розірвані тріщинами. Рухи земної кори, що неодноразово повторювалися, зробили будову земної кори складною. До кінця докембрію у межах окремих літосферних плит були сформовані Східноєвропейська, Північноазійська (Сибірська), Південноазійська (Китайська), Північноамериканська (Канадська), Індостанська, Австралійська, Африканська, Південноамериканська та Східноантарктична платформи, які були об'єднані в один суперконтинент Гондвану. У докембрійських породах зосереджено 70 % запасів хрому, 70 % – заліза, 70 % – нікелю, 90 % – золота і кобальту, 50 % – урану.

Палеозой. Його тривалість – близько 340 млн років. Різниця у фауні, петрографічному складі порід та інші ознаки дозволили поділити палеозойську групу порід на шість стратиграфічних систем: *кембрійську, ордовікську, силурійську, девонську, кам'яновугільну й пермську.* За палеозойської ери на Землі відбувалися величезні зміни. Змінилися рельєф, клімат і органічний світ. Паралельно з розвитком морських організмів на суші з'явилися наземні тварини – спочатку земноводні, а потім плазуни. У рослинному світі на початку палеозою з'явилися плаунові, членистостебелеві, папоротники, які наприкінці ери досягли свого розквіту і стали вихідним матеріалом для утворення чисельних родовищ

вугілля (Донецький та Львівсько-Волинський вугільні басейни України, Кузнецький та Підмосковний вугільний басейни Росії тощо).

Зміни рельєфу були спричинені тектонічними рухами земної кори. Гороутворюючі (орогенні) процеси раннього палеозою сприяли утворенню гір Ісландії, Великої Британії, Скандинавії, Казахстану та інших, а середини – кінця палеозою – формуванню гірських утворень Уралу, південного Тянь-Шаню, Алтаю, Західного Сибіру, Донбасу, Аппалачів, Австралійських Кордельєрів тощо. З часом деякі з них були зруйновані геологічними процесами (гори Донбасу, Західного Сибіру, Південного Уралу, Казахстану). Коливальні рухи земної кори спричиняли багаторазові здіймання та занурення докембрійських платформ і зміщення берегової лінії моря.

Зміни у співвідношенні суші й моря мали серйозний вплив на клімат палеозою. У карбоні на більшості платформ Північної півкулі клімат був теплим та вологим, а у пермі – сухим та спекотним. Про це свідчать багаточисленні родовища вугілля, відкриті у верхньопалеозойських відкладах. У південній півкулі у цей час клімат був дуже холодним. Тут існувало декілька центрів зледеніння. Моренні відклади, що підтверджують розповсюдження льодовиків, виявлено у північних районах Африки, Південної Америки, Австралії.

З палеозойськими породами пов'язано більшість нафтогазових родовищ України, Сибіру, Поволжя, Білорусі, вугілля Донбасу, Кузбасу, Сілезії, а також родовищ чорних, кольорових, рідкісних і благородних металів, солей, фосфоритів, бокситів та інших корисних копалин.

Мезозой. Мезозойська ера продовжувалася понад 170 млн років. За органічними рештками її породи поділяються на три системи – *тріасову*, *юрську* і *крейдову*.

На початок ери багато з палеозойських тварин і рослин (трилобіти, голчатошкірі, корали тощо) вимерли й на зміну їм прийшли головоногі та двостулкові моллюски, мезозойські ящури, птахи, а із рослин – голонасінні. З'явилися нові, невідомі раніше, представники голчатошкірних, форамініфер, риб,

червоногих молюсків. На суші й у воді мешкали плазуни, а у повітрі літали птахи. Лісові масиви мезозойських континентів склалися переважно з голонасінних рослин, а у крейдянному періоді до них приєдналися і покритонасінні.

Орогенічні процеси у мезозої розвивалися в області Тихоокеанського кільця, завершивши утворенням хребтів і цілих гірських систем Чукотки, Камчатки, Східного Сибіру, Далекого Сходу Росії, а також Скелястих гір у Північній Америці, гір Східного Китаю та Індокитаю.

На початку мезозою відбувся розподіл Гондвани на п'ять частин: Австралійську, Індостанську, Африканську, Бразильську й Антарктичну. У північній півкулі у цей час відокремилися північна Америка та Євразія. Одночасно було закладено велетенські западини Індійського, Атлантичного та Північного Льодовитого океанів.

Клімат на початку мезозою у Північній півкулі залишався теплим і вологим, про що свідчать вугленосні відклади у багатьох регіонах (Сибірська платформа, Індокитай), родовища нафти й газу (Західний Сибір, п-в Мангішлак) тощо.

В Україні з мезозойськими відкладами пов'язані деякі нафтогазові родовища, родовища фосфоритів, крейди, доломіту, глин, пісків та інших корисних копалин.

Кайнозой. Кайнозойська ера продовжується останні 67 млн років. Кайнозойська група порід поділяється на три системи: *палеогенову*, *неогенову* та *четвертинну*. Відклади цих систем, що вкривають як дно сучасних морів та океанів, так і континенти, вміщують безліч органічних решток. Органічний світ кайнозою характеризується появою нових форм тварин і рослин з одночасним збільшенням кількості видів. У кайнозойських морях широкого розповсюдження набувають двостулкові та червоногі молюски, риби, найпростіші організми. На суші місце майже повністю вимерлих плазунів займають ссавці. У палеогені та неогені серед ссавців з'являються хоботні (мамонти), конеподібні, гризуни, а наприкінці неогену – людиноподібні мавпи. Наймолодший, четвертинний період, який нараховує близько мільйона років, позначився появою людини.

Рослинний світ кайнозою характеризується розквітом покритонасінних рослин. Але поряд із ними розвиваються і голонасінні, папоротники, мохи.

У кайнозої були сформовані такі гірські утворення, як Альпи, Балкани, Карпати, Кавказ, Памір, Алтай, Гімалаї, Анди. Про продовження ендегенних тектонічних процесів свідчить сучасний вулканізм, землетруси та брилові підняття.

Тектонічні рухи, наприклад, зумовили утворення рифтових систем (проваль по розломах), на місці яких утворились озера та внутрішні моря.

Наприкінці кайнозою відбулися кліматичні зміни у Північній півкулі. У період неогену почалося похолодання, що охопило у четвертинному періоді північні райони Європи, Азії, Північної Америки. Почалося зледеніння цих областей. Центрами були Канадський щит, Гренландія, Нова Земля, Скандинавські гори, Полярний Урал. Потепління у кінці пізньочетвертинної та на початку сучасної епохи викликало розтавання льодовиків і поступове формування сучасних кліматичних умов. Льодовики залишили не тільки величезну кількість уламків (морени) у вигляді брил, гравію, піску, строкатих глин та суглинків, а й льодовикові озера (наприклад, Шацькі озера на Волині, Україна).

ТЕМА 3 МІНЕРАЛИ ТА ГІРСЬКІ ПОРОДИ

3.1 Мінерали та їхні діагностичні властивості

Речовина земної кори складається з хімічних елементів, котрі рідко трапляються у самородному стані, здебільшого утворюючи хімічні сполуки з двох або більше елементів. Вони і є основою *мінералів*, з яких формуються гірські породи внаслідок різних *геологічних процесів*.

Мінерали – природні хімічні сполуки, переважно кристалічної будови, що мають певні фізичні властивості та хімічний склад. У природі мінерали зустрічаються здебільшого у твердому і лише іноді – у рідинному стані. Кожен мінерал має свою назву, яка надається: за місцем першої знахідки, за хімічним

складом, за фізико-хімічними властивостями, за прізвищем відомого вченого або дослідника, що відкрив його.

Походження мінералів

Відомо більше 2 000 мінералів, а разом з різновидами – близько 4 000. Мінерали утворюються як у глибинних, так і у приповерхневих умовах, залежно від чого вони поділяються на *ендогенні* та *екзогенні*.

Ендогенні процеси мінералоутворення пов'язані, головним чином, з магмою – полум'яно-рідинним силікатним розчином, що утворюється у глибинних зонах земної кори і верхньої мантії. Просуваючись у верхні шари літосфери, магма охолоджується й кристалізується, перетворюючись на мінерали, що мають назву магматичних і постмагматичних (пневматолітових, гідротермальних тощо)

Екзогенні мінерали утворюються в процесі фізико-хімічних перетворень осадових порід, що накопичуються в океанах, морях, річках, озерах та болотах. Тому вони мають назву *осадових*.

Як магматичні (постмагматичні), так і осадові мінерали змінюються під дією високих температур і тисків. Зміни стосуються кристалічної структури, фізичних властивостей, хімічного складу. Нові мінерали, що утворюються внаслідок таких змін, мають назву *метаморфічних* (метаморфогенних).

Природні форми мінералів

Тверді мінерали мають аморфну або кристалічну (що переважає) структуру. *Аморфні* мінерали часто утворюються внаслідок швидкого охолодження та інтенсивної кристалізації магми. Вони складаються з хаотично розташованих у їхній структурах часток (атомів, іонів або молекул). *Кристалічні* мінерали характеризуються закономірним розташуванням часток. Умови утворення мінералів, а також хімічний склад мінералоутворюючих розчинів відбивається і на зовнішньому вигляді мінералів (їх морфології). Мінерали існують у вигляді монокристалів, кристалічних двійників, напливів, вкраплень, зернят, голок та інших форм.

Кристали – тверді мінеральні тіла, що мають вигляд багатогранників (призм, пірамід, кубів тощо), форма яких має назву *сингонія*.

За одночасного формування на одній основі декількох кристалічних зародків формуються групи кристалів – *друзи*.

При швидкому рості кристалів у різних напрямках утворюються *дендрити* – кристали у вигляді гілок дерева, візерунків льоду на вікнах тощо.

Порожнини в мінералі (гірській породі), що частково або повністю заповнені іншою мінеральною речовиною, називаються *секреціями*.

Малі кулеподібні форми від часток міліметра до 10 мм називаються *оолітами*.

При випадінні речовини з розчину утворюються напливні форми. Напливи бурулькоподібної форми, що ростуть згори вниз, називаються *сталактитами*, а ті, що ростуть знизу вгору – *сталагмітами*. У вигляді напливних форм зустрічаються галіт, малахіт, гіпс тощо.

Діагностичні ознаки мінералів

При визначенні мінералів використовують їхні найхарактерніші ознаки, що мають назву *діагностичних*. Потрібно зазначити, що мінерали діагностують за сукупністю ознак.

Головними фізичними властивостями мінералів є колір, блиск, прозорість, злам, спайність, твердість, щільність.

Колір мінералів буває різний. Виділяють світлі та темні мінерали.

Колір риски, яку залишає мінерал на неглазурованій порцеляновій пластинці, характеризує колір мінералу у вигляді порошку.

Блиск залежить від здатності мінералу заломлювати та відбивати промені світла. Він буває металевий, скляний, перламутровий, шовковистий, жирний тощо. Мінерали без блиску називаються матовими.

Прозорість – це властивість тонкої пластинки мінералу пропускати світло. Мінерали бувають прозорі, такі, що просвічуються, й непрозорі.

Злам утворюється при розколюванні мінералів і буває раковистий, шорсткий, нерівний, зернистий тощо.

Спайність – це здатність мінералу розколюватися при ударі в одному, двох, трьох, чотирьох чи шести напрямках з утворенням плескатих поверхонь. Розрізняють такі градації спайності: досить досконали, досконали і недосконали. Наприклад, слюда має досить досконали спайність в одному напрямі, оскільки легко роз'єднується на окремі пелюстки. Недосконали спайність мають магнетит, кварц тощо.

Твердість характеризується опором мінералу тискові або різанню. Існує стандартна шкала твердості, яка складається з десяти еталонних мінералів, розміщених у порядку збільшення їх твердості: тальк – 1, гіпс – 2, кальцит – 3, флюорит – 4, апатит – 5, ортоклаз – 6, кварц – 7, топаз – 8, корунд – 9, алмаз – 10. Дряпаючи досліджуваний матеріал еталонним, можна встановити його відносну твердість.

Щільність мінералів визначають у лабораторних умовах. Мінерали зі щільністю до $3,5 \text{ т/м}^3$ належать до групи легких, від $3,5 \text{ т/м}^3$ до 6 т/м^3 – до важких і більше 6 т/м^3 – до дуже важких.

Особливі властивості притаманні деяким мінералам: подвійне променезаломлення, магнітність, запах, смак, розчинність, горючість тощо.

Розглянуті властивості дають змогу розпізнавати мінерали в польових умовах за допомогою спеціальних довідкових посібників-визначників. Користуючись ними, за сукупністю властивостей визначають назву мінералу.

Хімічна класифікація мінералів

За хімічною класифікацією виділяють такі класи мінералів: самородні елементи; сульфіді, оксиди, галоїди, карбонати, сульфати; фосфати, силікати.

Самородні елементи. У самородному стані в природі зустрічається близько 30 хімічних елементів (золото, срібло, платина, графіт, алмаз, мідь, залізо, ртуть, арсен, сурма, паладій, осмій, іридій тощо). Найбільш поширеними з них є сірка, алмаз, графіт, золото, платина.

Сульфіди – сполуки хімічних елементів із сіркою (пірит, кіновар, галеніт тощо). Більшість із них утворюється з гідротермальних розчинів в інтервалі температур 400–600 °С. Вирізняються яскравим забарвленням (жовті, червоні, сині, зелені, чорні тощо). Вони легко окислюються за наявності вільного кисню, утворюючи окисли, карбонати або сульфати. Широко використовуються у кольоровій металургії як основна сировина.

Оксиди. У земній корі окисли розповсюджені досить широко і становлять 17 % її маси (магнетит, гематит, лімоніт, кварц тощо). Формуються при магматичних, гідротермальних та інших процесах мінералоутворення, а також при гіпергенному окисленні сульфідних мінералів. Частина окислів утворюється у водних басейнах. Застосування – переважно у чорній металургії.

Галоїди – це солі соляної, фтористої, йодистої та бромистої кислот (галіт, сильвін тощо). Утворюються у соленосних водних басейнах із гідротермальних розчинів. Найрозповсюдженішими є хлориди.

Карбонати – солі вугільної кислоти (кальцит, доломіт, магнетит). Розповсюджені переважно серед осадових порід.

Сульфати – це солі сірчаної кислоти, що бувають водними та безводними (гіпс). Утворюються переважно при осадових процесах.

Фосфати – солі фосфорної кислоти. Найважливіший представник є *апатит* $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}_2\text{Cl}_2\text{OH})$, що має магматичне походження. Фосфати кальцію осадового походження називають *фосфоритами*. Вони утворюються біохімічним шляхом і зустрічаються у вигляді конкрецій світло-сірого, бурого або чорного кольору.

Силікати. Серед усіх мінералів земної кори частка силікатів досягає 75 % (олівін, топаз, гранат, каолініт тощо). Вони мають різноманітний хімічний склад і переважно ендегенне (магматичне, метаморфічне) походження. Багато з них є *породоутворюючими*.

3.2 Гірські породи та їхні діагностичні ознаки

Гірська порода – це природний мінеральний агрегат відповідного складу, будови, який утворився в надрах Землі або на її поверхні в результаті різноманітних геологічних процесів.

Залежно від умов формування, виділяють три генетичні групи гірських порід: магматичні гірські породи, осадові гірські породи та метаморфічні гірські породи.

Гірські породи складаються з одного (мармур – з кальциту, кам'яна сіль – з галіту) або декількох мінералів (граніт – із польових шпатів, кварцу, слюди та рогової обманки). У першому випадку їх називають *мономінеральними*, у другому – *полімінеральними*.

Наука, що займається вивченням гірських порід, називається *петрографією*. Осадові породи вивчає наука *літологія*. Відомо близько 1 000 видів різних гірських порід.

Гірські породи розрізняються за кольором, структурою, текстурою, мінеральним складом та формою залягання.

Під *структурою* гірської породи розуміють такі особливості її складу, що зумовлені розмірами, формою і взаємовідношенням мінеральних зерен.

Текстура гірських порід характеризує відносне розташування її складових частин.

Форма залягання гірських порід – це форма об'єму, який вони займають у геологічному просторі.

Мінерали, що утворюють гірські породи, мають назву *породоутворювальних*. Із 2 000 відомих мінералів породоутворюючими є близько 100. Серед найбільш розповсюджених – польові шпати, кварц, піроксени, кальцит.

Основні властивості та зовнішні ознаки гірської породи визначаються першою чергою умовами її утворення. Тому в петрографії прийнято класифікувати гірські породи за їх походженням. Згідно з цією класифікацією усі

гірські породи поділяються на магматичні, осадові й метаморфічні. Основну масу земної кори становлять магматичні породи (близько 95 % її маси). Поверхня ж Землі на 75 % складена осадовими, а на 25 % – магматичними і метаморфічними породами.

3.2.1 Магматичні гірські породи

Гірські породи, що утворилися з магматичних розчинів різного складу і генезису, мають назву *магматичні гірські породи*.

Магматизм – сукупність ендегенних геологічних процесів, породжених внутрішньою енергією Землі й пов'язаних з утворенням і рухом у земній корі магми.

Магма – природний полум'яно-рідинний силікатний розплав, насичений газами, що утворюються у верхній мантії (астеносфері) або у земній корі.

Класифікація магматичних гірських порід ґрунтується на умовах їх утворення. Породи, що утворилися з магми на великих глибинах, називаються *інтрузивними*, а утворені в умовах поверхні – *ефузивними*. Ефузивні породи від інтрузивних можна відрізнити за структурою, що формується в різних умовах кристалізації.

За віком серед ефузивних магматичних порід виділяють кайнотипні (молоді) та палеотипні (древні).

Діагностичні ознаки магматичних гірських порід

Серед структур магматичних гірських порід виділяють: повнокристалічну (крупнозернисту), прихованокристалічну, склувату (аморфну), порфірну та порфіровидну.

Повнокристалічна структура – у породі видно великі кристали мінералів неозброєним оком. Цей вид структури підрозділяється на: крупнозернисту (розмір кристалів > 5 мм), середньозернисту (розмір кристалів мінералів від 1 мм до 5 мм), дрібнозернисту (розмір кристалів < 1 мм). Ця структура характерна для інтрузивних магматичних гірських порід.

Прихованокристалічна структура – у породі кристали мінералів видно тільки під мікроскопом. Ця структура характерна для ефузивних магматичних гірських порід.

Склувата (аморфна) – у породах кристали мінералів відсутні (застигання породи на поверхні землі йшло настільки швидко, що кристали мінералів не встигли викристалізуватися). Ця структура характерна для ефузивних магматичних гірських порід.

Порфірова – основна маса породи перебуває в аморфному стані, але в ній містяться великі кристали мінералів. Ця структура характерна для ефузивних магматичних гірських порід.

Порфіроподібна – основна маса породи представлена дрібно- та середньозернистими кристалами, на фоні яких виділяються великі кристали. Ця структура характерна для інтрузивних магматичних гірських порід.

Серед структур магматичних гірських порід виділяють: масивну (щільну), плямісту, шлакову (пузирчасту), мигдалекам'яну, флюїдальну, смугасту.

Масивна (щільна) – порода, складена великими кристалами, щільно прилеглими один до одного, або в породі немає кристалів мінералів і порода представлена аморфною масою; порода щільна, не має каверн і порожнин.

Пляміста – хаотичне чергування світлих і темних мінералів.

Шлакова (пузирчаста) – наявність в породі порожнин, каверн.

Мигдалекам'яна – порожнечі в породі заповнені вторинними мінералами (опал, халцедон).

Смугаста – чергування світлих і темних смуг.

Форми залягання магматичних гірських порід

Найпоширеніші форми залягання інтрузивних порід – батоліти, штоки, лаколіти, дайки, жили.

Батоліти – куполоподібні тіла велетенських розмірів (більше ніж 100 км²).

Штоки – мають ту ж саму форму, але їхня площа є меншою за 100 км².

Лаколіти – магматичні тіла грибоподібної форми, що утворюються при проникненні магми у міжпластові тріщини з видавлюванням вгору шарів порід, які залягають вище.

Дайки – лінійно витягнуті вертикальні або крутопадаючі магматичні тіла, що утворилися внаслідок заповнення магмою субвертикальних тріщин у земній корі. Розміри дайок коливаються від міліметрів до декількох кілометрів.

Жили – геологічні тіла, що утворені гірськими породами, які заповнюють тріщини. Вони не витримані ні за товщиною, ні за простяганням.

Для ефузивних порід характерними формами залягання є потоки, куполи, покриви.

Потоки – застигли лавові річки протяжністю до 80 км.

Куполи – древні або сучасні конуси вулканів.

Покриви – площеподібні тіла, що утворюються при заповненні лавою великих за площею територій.

Класифікація магматичних гірських порід за хімічним складом

В основі хімічної класифікації магматичних гірських порід лежить вміст у породах окислів кремнію SiO_2 . За хімічним складом магматичні гірські породи поділяються на: ультракислі ($\text{SiO}_2 > 75\%$), кислі – ($\text{SiO}_2 = 75\text{--}65\%$), середні ($\text{SiO}_2 = 65\text{--}52\%$), основні – ($\text{SiO}_2 = 52\text{--}40\%$) та ультраосновні ($\text{SiO}_2 < 40\%$).

3.2.2 Осадкові гірські породи

Осадкові гірські породи формують верхню частину літосфери. Вони широко розповсюджені на континентах і дні Світового океану. Їх утворення та накопичення відбувається завдяки процесам *седиментогенезу*. Товщина шару осадових порід може досягати десятків км.

Роль екзогенних процесів у седиментогенезі є провідною, оскільки джерелом їхньої енергії є сонячне випромінювання.

Седиментогенез – це процеси взаємодії поверхневих геосфер Землі (атмосфери, гідросфери та літосфери) за участю живих рослинних організмів

(біосфери), що призводять до формування мінерально-органогенних утворень на суші та у водному середовищі (океанах, морях, річках, озерах, болотах). Енергетичною основою їх є сонячне випромінювання.

Принципова схема утворення осадових гірських порід включає таку послідовність основних процесів породоутворення: *седиментація* або *седиментогенез* (накопичення осадів) – *катагенез* (зміна осадових гірських порід, що супроводжується ущільненням та перекристалізацією осадової речовини) – *метагенез* (більш глибокі зміни речовини гірських порід на глибині) – *гіпергенез* (зміни порід під впливом вивітрювання у приповерхневій частині земної кори).

Залежно від характеру осадонагромадження осадові гірські породи поділяються на уламкові (теригенні), хімічні (хемогенні), та біологічні (біогенні). Джерелом речовини осадових порід є:

- продукти вивітрювання (руйнування) магматичних, метаморфічних і древніших осадових порід;
- компоненти водних розчинів;
- продукти життєдіяльності організмів (органічна речовина, гази тощо);
- продукти вулканічних вивержень (тверді частки, гарячі розчини, гази);
- космічний матеріал (кульки заліза, нікелю, силікатів, уламки різних розмірів, космічний пил);
- продукти життєдіяльності людини (для відкладів четвертинного періоду).

Різні екзогенні процеси, що супроводжуються осадонагромадженням, взаємопов'язані між собою. Для них існують як загальні риси, так і суттєві розбіжності. Загальним є те, що кожен із процесів, сприяючи руйнуванню гірських порід, зумовлює утворення осадів. Проте спрямованість, час дії та масштаби їх є різними. Особливо яскраво ці відмінності простежуються за екзогенними геологічними процесами суші й моря. Якщо на суші широко розвинуті процеси ерозії та денудації, що обумовлюють зниження рівня земної поверхні, то на дні світового океану переважають седиментаційні процеси, які призводять до заповнення западин осадами.

Масштаби континентального осадоагромадження різко обмежені за площею і приурочені головним чином до понижень у рельєфі – міжгір'їв, озер, долин річок, боліт тощо.

Розповсюдження різних за складом та умовами утворення континентальних відкладів залежить від кліматичних умов. Для областей зі спекотним аридним кліматом характерними є еолові й сольові відклади; для рівнин із вологим гумідним кліматом – алювіальні, делювіальні, елювіальні, озерно-болотяні відклади; для областей материкового зледеніння – моренні, флювіогляціальні, озерно-льодовикові відклади. В океанах, що за площею перевищують сушу майже у два рази, осадоагромадження відбувається майже повсюдно. У мілководних зонах переважають теригенні відклади, які характеризуються значною товщиною осадів, різноманітністю їхнього складу і великою кількістю фауни. У глибоководних зонах розвинуті тонкі глинисті мули та відклади раковин планктону. Морські відклади, як і континентальні, також залежать від кліматичних умов. Наприклад, для теплих морів із нормальною солоністю характерними є коралові мули та рифи, для холодних морських вод – відклади діатомових мулів тощо.

Тривалість екзогенних геологічних процесів може бути встановлена за товщиною осадових шарів, часом існування водних басейнів, глибиною ерозійного зрізу тощо. Найдовшим є морське осадоагромадження. За мільйони років на дні морів накопичуються осади товщиною у сотні й тисячі метрів.

За довгу геологічну історію дії екзогенних процесів на Землі неодноразово змінювалися положення континентів та океанів, кліматичні умови, оновлювалися флора й фауна, тому кожен з геологічних етапів вносить свої особливості у формування осадових товщ та їх розповсюдження.

Формування осадових порід відбувається у декілька етапів. Осади, переходячи у викопний стан, змінюються, ущільнюються і поступово перетворюються на осадові породи. Цьому сприяють процеси діагенезу.

Діагенез (грец. – «переродження») – сукупність геологічних процесів перетворення пухкого осаду на осадову породу. Зміни відбуваються під покровом

молодших за віком відкладів в умовах температури і тисків верхньої зони земної кори. Характер діагенетичних перетворень залежить від Eh середовища (окислювального чи відновлювального), у якому перебуває осад.

Стадії діагенезу осаду: 1) ущільнення; 2) дегідратація (витіснення води); 3) розчинення та вилуговування; 4) перекристалізація.

Осадіві породи, що утворились у різних фізико-хімічних умовах, відрізняються за своїм хімічним і мінеральним складом, зовнішнім виглядом та іншими особливостями. Група осадових порід, що утворилася в однакових умовах осадонакопичення й характеризується певними рисами, має назву *фація* (лат. – «лице», «вигляд»). За фізико-географічними умовами виділяються морські, континентальні та лагунні фації.

Морські фації залежно від глибини нагромадження осадів поділяють на прибережні, мілководні, помірноглибоководні та глибоководні.

Прибережні фації складені велико- і середньоуламковими осадами (породами), серед яких наявні раковини молюсків, характерних для літоральної зони існування.

Мілководні (до 100 м) та помірно-глибоководні (глибше 100 м) фації є дуже різноманітними за складом і фауною. Вони представлені пісками, галечниками, глинами, а також форамініферовими, кораловими, брахіоподовими вапняками і крейдою. Хемогенні відклади представлені бокситами, рудами заліза, марганцю, фосфоритами.

Глибоководні й дуже глибоководні фації представлені синіми, червоними, зеленими глинами, глауконітовими пісками, вулканогенноосадовими відкладами, червоною глибоководною глиною, вапняками, діатомітами тощо.

Лагунні фації, що формуються у відокремлених морських мілководних басейнах, представлені хемогенними породами (вапняки, доломіти, солі, гіпс), а також теригенними відкладами, що є близькими за складом до морських осадів але з наявністю глауконіту, фосфориту, вугленосних порід. Серед них зустрічається фауна моховинок, ракоподібних, риб.

Континентальні фації поділяються на наземні й відклади континентальних водоймищ. До наземних фацій належать: а) фації кори вивітрювання, що складаються з каолінових глин, латеритів та інших продуктів вивітрювання; б) еолові (піщані) фації, або фації пустель, представлені пісками, що характеризуються великим розповсюдженням і малою товщиною; в) льодовикові (моренні, алювіогляціальні) фації складені з несортованого уламкового матеріалу, гравію, пісків, стрічкастих глин без наявності органогенного матеріалу; г) передгірські фації, що представлені відкладами осипів та тимчасових гірських потоків (брилами, щебенем, валунами, галечниками, пісками, глинами) і характеризуються відсутністю органічних решток.

Фації континентальних водоймищ включають: а) *річкові* фації, приурочені до давніх захованих і сучасних річкових долин, які складаються з алювіальних та делювіальних відкладів; б) фації *озер і боліт*, що характеризуються лінзовидною формою залягання й невеликою товщею. Прісноводні фації складені пісками, гравієм, алевритами, глинами, які вміщують органічні рештки. Відклади солоних озер представлені перешаруванням кам'яної солі, сильвініту, гіпсу та інших солей за відсутності органічного матеріалу. Для боліт характерними є відклади торфу і залізних руд.

Формації – комплекс осадових гірських порід різного петрографічного складу, що утворилися у неоднакових фізико-географічних умовах, але за однакового тектонічного режиму рухів земної кори. Найбільш розповсюдженими є соленосні, червоноколірні та вугленосні формації.

Класифікація осадових гірських порід

Класифікацій осадових порід існує багато. Найпростіша з них ґрунтується на їх складі та генезисі (походженні). Згідно з нею, осадові породи поділяються на уламкові (теригенні), органогенні, хемогенні та пірокластичні.

Уламкові породи утворюються в результаті механічного руйнування вже існуючих порід і накопичення уламків.

Хемогенні та органогенні породи утворюються в результаті випадання мінеральних солей з розчинів і в результаті життєдіяльності організмів, їх подальшому відмирання та накопичення.

Пірокластичні гірські породи займають проміжне положення між осадовими уламковими та вулканічними породами.

Уламкові гірські породи

Залежно від величини уламків серед них розрізняють три гранулометричних типи порід:

- грубоуламкові, або псефіти – породи, розмір уламків яких перевищує 2 мм у поперечнику;
- середньоуламкові, або піщані, які ще називають псамітами, розмір уламків яких перебуває в межах 0,05–2 мм;
- дрібноуламкові, або пилюваті породи, складені з уламків розміром від 0,05 мм до 0,005 мм;
- тонкоуламкові, або пелітові (глинисті) породи, складені з уламків розміром до 0,005 мм.

У межах кожного гранулометричного типу породи поділяються за ступенем обкатаності уламків, а також залежно від стану, тобто це або пухкі накопичення, або скріплені цементом (зцементовані).

Розрізняють цемент сингенетичний, тобто такий, що утворився одночасно з формуванням уламків, і епігенетичний, пізній, який утворився після накопичення самих уламків. За складом цемент може бути кременистим, залізистим і карбонатним, а за співвідношенням уламків і цементуючого матеріалу він поділяється на такі типи: базальний, виповнення пор, плівковий і контактний.

Базальний цемент – це такий тип цементу, коли уламки не торкаючись один до одного занурені у цементуючу масу, яка становить від 30 % до 50 % об'єму породи.

Плівковий цемент покриває тонким шаром всі уламки, скріплюючи їх між собою. При цьому частина порожнин пор між зернами може залишатися незаповненою.

При *контактному* типі цементуючої речовини в породі дуже мало і вона розвинена тільки в місцях дотику уламків, при цьому пори в породі залишаються незаповненими.

До структурних особливостей уламкових порід відноситься також їхня пористість. Розрізняють пористість грубу, крупну, дрібну та тонку. За походженням виділяють первинну пористість, яка виникає при формуванні самої породи (наприклад, міжзернова пористість), і вторинну, коли вона появляється в уже сформованій породі. Наприклад, у результаті вилуговування легкорозчинних мінералів.

До *грубоуламкових порід* відносяться породи з розміром уламків більше 2 мм. Залежно від форми та розмірів уламків, розрізняють брили і валуни, щебінку і гальку, жорству і гравій.

До *середньоуламкових порід* відносяться піски та пісковики, розмір уламків яких коливається від 0,05 мм до 2 мм. Залежно від величини уламків піски і пісковики діляться на грубо-, крупно-, середньо- і дрібнозернисті.

Пухкі *дрібноуламкові породи*, представлені уламками розміром від 0,005 мм до 0,05 мм, називаються алевритами, а зцементовані щільні – алевролітами.

Глинисті породи належать до найбільш поширених серед групи осадових порід. На них припадає більше 50 % від об'єму всіх осадових порід земної кори. Серед глинистих порід розрізняють глини, які легко розмокають у воді, і аргіліти – сильно ущільнені глини, що втратили властивість розмокати.

Окрім суто піщаних, пилюватих і глинистих порід у природі існує низка змішаних утворень, представлених сумішшю часточок різних розмірів і складу. Найпоширенішими серед таких порід є *суглинки*, у яких кількість глинистого

матеріалу становить 40–50 % об'єму породи, і *супіски*, вміст у яких глинистих часток досягає 20–30 %.

Хемогенні та органогенні гірські породи

Хемогенні і органогенні породи утворюються в результаті випадання мінеральних солей з розчинів і в результаті життєдіяльності організмів, їх подальшого відмирання та накопичення. Хемогенні і органогенні породи, здебільшого, пов'язані одні з одними взаємними поступовими переходами і їх, як правило, розглядають у складі однієї групи.

Структури хемогенних порід визначаються агрегатним станом мінералів які їх складають (кристалічні або аморфні) і розмірами зерен. Розрізняють яснозернисту структуру, яка характеризується розміром зерен більше 0,1 мм, тонкозернисту – з розміром зерен від 0,1 мм до 0,01 мм, прихованозернисту або пелітоморфну, коли розмір зерен менше 0,01 мм. Окрім того, для деяких хемогенних порід характерна оолітова структура, основним елементом якої є ооліти, що виникають при відкладенні мінеральної речовини у вигляді концентричних оболонок навколо мінералу або уламків черепашки.

Структури органогенних порід відрізняються за відносною кількістю органічних решток і неорганічної речовини, а також складом цих залишків і приналежністю їх до тих або інших груп. Залежно від походження органічної речовини розрізняють зоогенні (у випадку, коли органічна речовина представлена залишками представників тваринного світу) і фітогенні (коли спостерігаються рослинні залишки) структури.

Породи хемогенно-органогенної групи за хімічним складом діляться на: карбонатні, кременисті, галоїдні і сульфатні, залізисті, глиноземисті, фосфатні і каустобіоліти.

Карбонатні породи становлять близько 14 % осадової оболонки земної кори. До найпоширеніших серед них відносяться вапняки, доломіти, мергелі і крейда.

Серед вапняків розрізняють дві генетичні групи: хемогенні та біогенні.

Хемогенні вапняки утворюються в результаті випадання кальциту хімічним шляхом з води морів, озер і підземних вод.

Біогенні вапняки утворюються із залишків збагачених вапнистою речовиною скелетів організмів або їх черепашок.

До порід змішаного складу належить мергель. Ця порода складена з кальциту та глинистих часток. За своїм зовнішнім виглядом вона дуже схожа на вапняк, але відрізняється від нього тим, що при реакції з соляною кислотою після висихання на її поверхні утворюється пляма, зумовлена наявністю глинистого матеріалу.

Доломіти складені агрегатами мінералу з аналогічною назвою. Вони дуже схожі на вапняки, але відрізняються від них значно слабшою реакцією з соляною кислотою. Утворюються доломіти, здебільшого, у результаті хімічних змін вапняків, а також шляхом осадження з водних розчинів.

Кременисті породи складені опалом і халцедоном. Вони, так як і карбонатні породи, також бувають біогенними, хемогенними та змішаного походження.

До біогенних кременистих порід належать діатоміти і радіолярити, які складаються з дрібних, непомітних для ока залишків скелетів діатомових водоростей і радіолярій, скріплених опаловим цементом.

Найпоширенішими хемогенними і хемобіогенними кременистими породами є трепели та опоки.

Типовими представниками кременистих порід змішаного походження є гейзерити і кременисті туфи, складені опалом. Утворюються вони на поверхні, шляхом осадження опалу з води гейзерів і гарячих мінеральних джерел.

Галоїдні та сульфатні породи утворюються хімічним шляхом у результаті осадження з розчинів. Найпоширенішими серед них є кам'яна сіль, калійно-магнезіальні солі, гіпс та ангідрит.

Залізисті породи осадового походження характеризуються дуже різноманітним складом. Серед них виділяються оксидні, карбонатні, силікатні та

сульфідні типи. Найхарактернішим і найпоширенішим представником цієї групи хомогенних порід є оксидні залізисті породи, або бурі залізняки.

Глиноземисті породи. До найпоширеніших хомогенних глиноземистих порід належать боксити та латерити.

Боксити можуть бути м'якими, пухкими, подібними на глину, щільними з раковистим зламом і дуже нагадувати аргіліти. Проте, на відміну від глин, ці породи позбавлені пластичності.

Латерити належать до наймолодших осадових порід земної кори та формуються в результаті хімічного вивітрювання порід, збагачених польовими шпатами, під впливом природних факторів, серед яких значна роль належить спекотному клімату та органічним кислотам.

Боксити мають велике практичне значення, оскільки є головним джерелом видобутку алюмінію.

Фосфатні породи або фосфорити, які містять у своєму складі значну кількість фосфатів кальцію, за умовами залягання поділяються на два типи: конкреційні і пластові.

Конкреційні фосфорити становлять скупчення фосфатних конкрецій або жовен у піщано-глинистих, карбонатних та інших осадових породах.

Пластові фосфорити залягають у вигляді пластів потужністю від декількох сантиметрів до десятків метрів. За зовнішнім виглядом вони можуть бути схожими на вапняки, пісковики і опоки.

Каустобіоліти утворюються з рослинних і тваринних рештків, які зазнали певних перетворень під впливом різноманітних геологічних факторів. Характерною властивістю цих утворень є те, що вони горять. До них відносяться торф, викапне вугілля, горючі сланці, нафта та газ.

Торф і викапне вугілля належать до порід ряду вугілля, які становлять продукти різних стадій розкладу та перетворення рослинних організмів в умовах із незначним доступом кисню або за його відсутності.

Нафта належить до рідких каустобіолітів і становить рідкий концентрат вуглеводневих продуктів перетворення похованої в осадовій товщі органічної речовини. Складається нафта з вуглеводнів метанового, нафтового і ароматичного рядів з домішками сірчистих, азотистих і кисневих сполук.

Газ, здебільшого, супроводжує нафту у вигляді газової шапки над покладами нафти або може знаходитися у розчиненому стані в самій нафті. Основною його складовою є метан, вміст якого досягає 95 %, присутні також у незначних кількостях CO₂, N₂ і пара води.

Нафта і газ в Україні локалізуються у трьох нафтогазоносних регіонах: Західному, або Карпатському, який в адміністративному відношенні об'єднує Івано-Франківську, Закарпатську та Львівську області; Східному, або Дніпровсько-Донецькому, де найбільші запаси цих корисних копалин зосереджені в Чернігівській, Полтавській та Сумській областях; Південному, або Причорноморському, який включає південь України і степову частину Криму. Значні поклади нафти і газу виявлено також в акваторіях Чорного та Азовського морів.

3.2.3 Пірокластичні гірські породи

Генетично ці гірські породи пов'язані з магматичними процесами, але за умовами утворення та зовнішнім виглядом належать до осадових. Продукти вулканічних вивержень, що викидаються в атмосферу, впавши на землю, стають звичайними уламками. Їх перетворення на породу у водних басейнах мало чим відрізняється від утворення інших осадових порід. Серед пірокластичних гірських порід виділяють туфи, туфіти та туфогенно-осадові гірські породи.

Туфи нерідко перешаровуються з осадовими породами. За розміром переважаючих зерен вони підрозділяються на туфобрекчії (> 30 мм) і туфи: грубо- (5–30 мм), крупно- (1–5 мм), мілко- (0,1–1 мм) і тонкоуламкові (< 0,1 мм). Туфи складені склуватими або мілкокристалічними матеріалами.

За складом вони можуть бути ліпаритові, базальтові тощо. За складом цемент – крем'янисто-глинистий. Текстура туфів часто буває шарова.

Туфіти утворювалися головним чином під водою. За складом вони пілуваті і піщано-уламкові та більш ніж на 50 % складаються з вулканічного матеріалу. Інший об'єм займають уламки кварцу, польових шпатів, слюди тощо. Цемент за складом крем'янисто-глинистий або хлоритово-глинистий, цементация – базального і порового типу.

Туфогенно-осадові породи характеризуються перевагою відсортованого осадового матеріалу. Розмір уламків 0,1–1 мм. Базальний цемент представлений лускатою, хлоритовою і слюдяноподібною глинистою речовиною.

3.2.4 Метаморфічні гірські породи

Метаморфічні гірські породи утворюються в глибоких зонах земної кори внаслідок процесів *метаморфізму*.

Метаморфізм – процес суттєвої зміни текстури, структури та мінерального складу гірських порід у результаті дії високої температури, тиску, глибинних флюїдів та інших факторів.

Метаморфічні процеси звичайно відбуваються в інтервалах температур – 100–300 °C і тисків 6 000–1 атм. Процесу метаморфізму зазнають осадові, магматичні та раніше утворені метаморфічні гірські породи.

Метаморфізм має багато форм, які об'єднуються у три основні види: регіональний, контактний та ультраметаморфізм.

Регіональний метаморфізм спостерігається на великих глибинах в умовах високих температур і тисків, що зумовлені потужними товщами гірських порід та термальними флюїдами. Міграція термальних розчинів є причиною *метасоматозу* (заміщення мінеральних комплексів), температура – причиною перекристалізації мінералів і порід, а спрямований тиск – причиною їх розсланцювання. Усе це призводить до зміни структури, текстури, мінерального і хімічного складу гірських порід.

При регіональному метаморфізмі піщано-глинисті породи перетворюються на глинисті сланці (алевроліти), щільні вапняки завдяки перекристалізації – на кристалічно-зернисті мармури, уламкові пісковики – на кристалічні кварцити, магматичні породи – на граніти, піщано-глинисті – на гнейси. Сланцева, гнейсова, амфіболітова їх структури зумовлені розвитком регіонального метаморфізму в умовах стресу (спрямованого тиску, що спричиняє деформацію у гірських породах).

Контактний метаморфізм відбувається у безпосередній близькості від інтрузій або екструзій (вилівів) магм під впливом теплового потоку та флюїдів. На контактах між магмою та гірськими породами виникають складні фізико-хімічні процеси, що приводять, з одного боку, до контактowego метасоматозу, а з іншого – до температурних змін мінералів. Інтенсивність цих процесів залежить від складу магми та вміщувальних товщ. Найбільші зміни відзначаються на контактi кислих магм із карбонатними породами. Зміни стосуються обох сторін контакту.

Контактних змін зазнають як осадові, так і магматичні породи. Глини й піщано-глинисті породи внаслідок цього перетворюються на щільні роговики. Граніти перетворюються на грейзени. Внаслідок проникнення гідротермальних розчинів в осадові породи вони збагачуються окислами кремнію (обкварцювання), вуглекислим кальцієм та магнієм (карбонатизація). Відбуваються й інші перетворення.

Ультраметаморфізм. Вищим ступенем метаморфізму є ультраметаморфізм (ультра лат. – *більше, над*), що торкається найглибших зон земної кори. До явищ ультраметаморфізму належать *мігматизація, гранітизація, анатексис, палінгенез*.

Метаморфічні гірські породи зазвичай мають кристалічну структуру, оскільки в процесі метаморфізму некристалічні породи стають кристалічними, а кристалічні випробовують перекристалізацію. Проте кристалічна структура метаморфічних порід відрізняється від кристалічної структури магматичних порід як за походженням, так і за подобою. Структури метаморфічних порід,

що втратили релікти первинних мінералів, мають назву *кристалобластових* (кристалобластичних).

Метаморфічні породи мають *сланцеві* та *гнейсові* *текстури*, що є однорідними або смугастими. Смугасті *текстури* поділяються на реліктові (успадковані від шаруватих товщ, що зазнали метаморфічних змін) і метаморфічні (що виникли внаслідок метаморфічної диференціації).

Класифікація метаморфічних порід ґрунтується на особливостях їх утворення. Найчастіше розрізняють дві групи, що відрізняються за характером метаморфізму – *контактним* чи *глибинним*. Породи першої групи мають локальне розповсюдження, а другої – регіональне.

Тип метаморфічних порід першої групи визначається складом первинних гірських порід і роллю мінералізаторів, що привнесені з глибинних надр. За цією ознакою виділяють, *по-перше*, породи, які утворилися із вивержених порід шляхом їх перекристалізації за значного надходження мінералізаторів поствулканічного походження (газів та розчинів), і *по-друге*, – контактено-метаморфічні породи, що утворилися за незначного привнесення флюїдів.

До перших належать *серпентиніти*, пов'язані з ультраосновними виверженими породами: *грейзени*, що утворилися за рахунок гранітів, та *пропіліти*, пов'язані головним чином з порфіритами та порфірами.

До других – *контактні* *роговики*, частково *мармури* тощо. Ширше розвинуті метаморфічні породи другої групи – *кристалічні* *сланці*, що зобов'язані своїм походженням регіональному метаморфізму.

ЗМІСТОВИЙ МОДУЛЬ 2

ЕНДОГЕННІ ТА ЕКЗОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ

Усі природні процеси, що спричиняють зміни в складі та будові земної кори, а також формують рельєф земної поверхні, називають геологічними процесами. Одні з них зароджуються в надрах Землі й називаються внутрішніми, або ендогенними. Інші – діють на земній поверхні, їх називають зовнішніми, або екзогенними .

ТЕМА 4 ЕНДОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ

Ендогенні геологічні процеси – це процеси, які відбувалися в надрах Землі.

Основними чинниками ендогенних процесів є: рух магми в надрах Землі, сила тяжіння, теплова енергія глибоких частин Землі, рух гідротермальних розчинів тощо.

Під впливом ендогенних процесів формуються нерівності земної поверхні.

Залежно від форм проявлення ендогенні процеси поділяються на чотири групи: магматогенні (магматизм), метоморфогенні (метаморфізм), тектонічні та землетруси.

4.1 Магматизм (магматогенні процеси)

Магматогенні процеси – це сукупність геологічних явищ, пов'язаних з діяльністю магми в земній корі та на її поверхні.

Магматизм поділяється на *інтрузивний* та *ефузивний*.

При інтрузивному магматизмі магма досягає земної поверхні, застигає у тріщинах та порожнинах, утворюючи *глибинні магматичні тіла*, або *інтрузії*. При ефузивному магматизмі магма сягає земної поверхні, виливається і застигає у поверхневих умовах.

Інтрузивний магматизм проявляється у верхній мантії та земній корі й включає народження магми, її міграцію та утворення інтрузивних (глибинних) магматичних тіл. За місцем виникнення магму поділяють на *мантійну* і *корову*.

Виникнення мантійної магми пов'язане із розплавленням в астеносфері перидотитових порід і виплавленням із них розплаву, що за складом відповідає базальтам (базальтова магма). Корова магма виникає у земній корі на глибинах 10–30 км внаслідок розплавлення магматичних, осадових та метаморфічних порід теплом, яке накопичується при радіоактивному розпаді. За складом корові магми в основному відповідають гранітам (гранітна магма).

У період та після охолодження й кристалізації магми навколо інтрузиву розвиваються *постмагматичні процеси*, основну роль у яких відіграють гарячі гази та гідротермальні розчини, з яких кристалізуються мінерали.

До постмагматичних процесів відносять пневматолітовий, гідротермальний процеси та метасоматоз.

Пневматолітовий процес – утворення мінералів з газів при температурі 800–450 °С (кварц, слюда, вольфрам, молібденіт тощо).

Гідротермальний процес – формування мінералів із високотемпературних водних розчинів за температур від 450 °С до 90 °С (кварц; сульфід ртуті, свинцю, цинку; самородне золото; срібло; мідь тощо).

Метасоматоз – процес зміни газами і термальними розчинами хімічноактивних уміщуючих карбонатних порід (вапняків, доломітів, крейди тощо) із заміщенням карбонатних сполук силікатами кальцію, магнію, заліза, алюмінію з одночасним відкладенням у цих породах рудних мінералів.

Внаслідок цих процесів утворюються і якісно нові породи – *скарни*.

Ефузивний магматизм пов'язаний з виливом магми та водяно-газових флюїдів на земну поверхню. Це явище має назву *вулканізму*. Важливою умовою вулканізму є рухи земної кори, що призводять до появи розломів – систем глибинних тріщин, котрі з'єднують магматичне вогнище з поверхнею. Основною причиною виверження вулканів є тиск газів у магмі.

Вулкани на Землі поділяються на діючі, сплячі та загаслі (поховані). На нашій планеті відомо понад 1 340 вулканів, з яких близько 950 – діючі. Вулкани поділяються на наземні (80 %), що розташовані на континентах, острівних дугах, узбережжях океанів, та підводні (20 %), що розташовані на океанічних хребтах.

За рік вони виносять із надр не менш ніж 5–6 км³ вулканічного матеріалу. За характером вивержень вулкани поділяються на лавові, змішані та газовибухові. Продуктами виверження є: гази, тверді продукти, а також розчини різного складу та температури.

Лава – магма, що вилилась на поверхню Землі. На відміну від магми вміщує мало летючих речовин через їх дегазацію. Лава, як і магма, за хімічним складом може бути кислою, середньою та основною.

Кратери – величезні заглиблення (провалля) в центрі вулканічних конусів – є у більшості вулканів. Діаметр найбільших із них сягає 30 км, а глибина – до тисяч метрів. Кратер безпосередньо сполучається з підвідним каналом, або *жерлом* вулкану, по якому з глибин надходять продукти виверження. У періоди вивержень жерло заповнюється лавою.

Поствулканічні явища відбуваються в процесі зменшення активності магматичного вогнища і проявляються у періодичних викидах газів, гарячої водяної пари та інших видів вулканічної діяльності на стадії затухання. Ці явища мають різний характер.

Фумароли – невеликі отвори і тріщинки, по яких підіймаються струмені гарячої водяної пари і газів (H₂O, HCl, HF, SO₂, CO₂, H₂S, H₂ тощо), що виділяються з магми (первинні фумароли) і ще не захололих лавових потоків та пірокластичних відкладів (вторинні фумароли). Фумароли виникають у кратері, на схилах і біля підніжжя вулканів.

Гейзери – пароводяні викиди у районі вулкану, що відбуваються з певною періодичністю.

Окрім справжніх, існують також *грязьові вулкани* (сальзи) – геологічні утворення, з якими пов'язане постійне або періодичне виверження грязьових мас,

горючих газів тощо. Висота найбільших грязьових вулканів досягає 300–500 м за діаметра основи 5–6 км.

Розповсюдження вулканів вирізняється закономірною приуроченістю до глибинних розломів, що розділяють окремі літосферні плити. На земній кулі виділяють три вулканічні пояси: Тихоокеанський, Середземноморсько-Індонезійський та Атлантичний.

4.2 Тектонічні процеси

Тектонічні рухи – переміщення речовини земної кори, що порушують залягання гірських порід. Тектонічні рухи підрозділяються на епейрогенічні і орогенічні.

Епейрогенічні або коливальні рухи – повільні (вікові) вертикальні підняття і опускання значних ділянок земної кори, які виявляються завжди і скрізь. В одному і тому ж місці повільне опускання може змінитися настільки ж повільним підніманням. Коливальні рухи земної кори не супроводжуються зміною або порушенням первинного залягання гірських порід.

Органічні або горотворні рухи – це швидкі (порівняно з коливальними рухами) переміщення речовини земної кори, які завжди супроводжуються зміною або порушенням первинного залягання гірських порід. Таки зміни первинного залягання гірських порід називаються дислокацією.

Розрізняють плікативні і диз'юнктивні дислокації.

Плікативні дислокації – це порушення нормального залягання шарів порід без розриву їх суцільності. Основною формою плікативних порушень (дислокацій) є складка.

Складка – це хвилеподібний вигин шарів. Розрізняють антиклінальні та синклінальні складки.

Антиклінальні складки – складка шарів гірських порід, в центральній частині якої при перетині їх горизонтальною площиною розташовуються древніші за віком породи відносно її периферійних частин. Крила антиклінальної

складки похилені в обидва боки від місця перегину – замка. Замок антиклінальної складки часто називають склепінням. За положенням осьової площини, що проходить через місце найбільшого перегину верств, розрізняють пряму, похилу, лежачу, перевернуту складку.

Синклінальні складки – увігнута складка, ядро якої складено молодшими відкладами, аніж крила. Звичайно синклінальна складка обернена замком донизу і геологічні шари на її крилах падають назустріч одне одному.

У кожній складці розрізняють такі елементи: замок, мульда, крила, вісь складки, гребінь складки та кіль складки.

Диз'юнктивні дислокації – це порушення нормального залягання шарів порід з розривом суцільності. При диз'юнктивних порушеннях (дислокаціях) зсув гірських порід відбувається по тріщині, яку називають площиною розриву. Залежно від того, як шари порід переміщуються по площині розриву, розрізняють такі форми диз'юнктивних порушень: скидання, підкидання, насув, зрушення, грабен, горст.

Підкидання – переміщення групи шарів гірських порід по площині розриву вгору.

Скидання – переміщення шарів гірських порід по площині розриву донизу.

Зрушення та насув – це різновиди підкидань і скидань, але переміщення порід відбувається майже у горизонтальній площині.

Грабен – опускання частини земної кори між двома площинами розриву.

Горст – підняття частини земної кори між двома площинами розриву.

4.3 Землетруси

Землетрус – короткотривалі, раптові струси земної кори, викликані перемінним переміщенням мас гірських порід у надрах Землі, чому сприяє порушення розтяжності осередка гірських порід і виникнення сейсмічних хвиль; під час сильних землетрусів, на поверхні Землі часто виникають щілини, скиди, зсуви, цунамі; часом землетруси спричиняють великі руйнування.

Наука, що вивчає землетруси, називається *сейсмологією*.

Щорічно вчені фіксують близько одного мільйона сейсмічних і мікросейсмічних коливань, 100 000 з яких відчуваються людьми та 1 000 – спричиняють значні збитки.

Гіпоцентр, або осередок землетрусу, – місце, де зсуваються гірські породи.

Глибина залягання гіпоцентра змінюється в широких межах. Залежно від глибини його розташування виділяють землетруси поверхневі (до 10 км), нормальні (10–70 км), проміжні (70–300 км) та глибокофокусні (300–720 км).

Проекція гіпоцентра на земну поверхню називається *епіцентром*.

У тих випадках, коли епіцентр розташований на дні моря, це явище називають *моретрусом*.

Колівання земної кори передається сейсмічними хвилями. Найсильніші вони – у гіпоцентрі. Із віддаленням від нього хвилі слабшають.

Ті місця, у яких стикаються між собою тектонічні плити (з них складається земна кора), є сейсмічно небезпечними зонами, тобто рух плит уздовж їхніх границь супроводжується землетрусами. Землетруси з особливо важкими наслідками відбуваються там, де дві тектонічні плити не просто труться одна об одну, а зіштовхуються. Це причина найбільш руйнівних землетрусів. Вчені геофізики виділили два головних сейсмопояси: Середземноморський, що охоплює південь Євразії від Португалії до Малайського архіпелагу, та Тихоокеанський, що охоплює береги Тихого океану. Вони включають молоді гірські пояси: Альпи, Апенніни, Карпати, Кавказ, Гімалаї, Крим, Кордильєри, Анди, а також рухомі зони підводних океанів, материків.

Для визначення сили землетрусу користуються сейсмографами. Нульова позначка на сейсмографі означає абсолютний спокій ґрунту, один бал вказує на слабкий підземний поштовх, кожний наступний бал позначає поштовх, який у 10 разів сильніший за попередній.

У європейських країнах для визначення інтенсивності землетрусів використовується 12-бальна шкала MSK-64. Умовно землетруси за цією шкалою

поділяються на: слабкі – 1–3 бали; помірні – 4 бали; достатньо сильні – 5 балів; дуже сильні – 7 балів; руйнуючі – 8 балів; спустошуючі – 9 балів; знищуючі – 10 балів; катастрофічні – 11 балів; дуже катастрофічні – 12 балів.

Основними характеристиками землетрусів є: глибина осередка, магнітуда та інтенсивність енергії на поверхні землі.

Глибина осередка землетрусу зазвичай перебуває в межах від 10 км до 30 км, у деяких випадках вона може бути значно більша.

Магнітуда характеризує загальну енергію землетрусу і є логарифмом максимальної амплітуди зміщення ґрунту в мікронах, яка вимірюється за сейсмограмою на відстані 100 км від епіцентру.

Інтенсивність – це показник наслідків землетрусів, який характеризує розмір збитків, кількість жертв та характер сприйняття людьми психогенного впливу; це міра величини зміни стану ґрунту.

Визначається вона ступенем зруйнувань будинків, споруд, характером зміни земної поверхні. Підземні поштовхи, удари і коливання поверхні землі зазвичай охоплюють великі території. При сильних землетрусах порушується цілісність ґрунту, руйнуються будинки і споруди (мости, шляхи), виходять з ладу комунально-енергетичні мережі (водопровідні каналізація, газ, електрика, опалення). На земній кулі щороку виникає понад 100 землетрусів, які призводять до різних руйнувань і загибелі людей. Виникають землетруси несподівано, і хоча головний поштовх продовжується кілька секунд, його наслідки є трагічними.

Землетруси переважно бувають у вигляді серії поштовхів, головний з яких має найбільшу магнітуду. Сила, число та тривалість поштовхів суто індивідуальні для кожного землетрусу. Тривалість поштовхів переважно досягає декількох секунд.

Помітний струс поверхні землі від головного поштовху триває від 30 с до 60 с, або навіть до 3–4 хв. Більш слабкі поштовхи можуть тривати з інтервалами в декілька діб, тижнів, місяців та навіть років.

На сьогодні відсутні надійні методи прогнозування землетрусів та їхніх наслідків. Однак за зміною характерних властивостей ґрунту, незвичайною поведінкою живих організмів перед землетрусом ученим досить часто вдається складати прогнози.

Провісниками землетрусів є: швидке зростання частоти слабких поштовхів (форшоків); деформація земної кори, яка визначається спостереженнями з супутників або зйомкою на поверхні землі за допомогою лазерних джерел світла; зміна відношення швидкостей розповсюдження поздовжніх і поперечних хвиль напередодні землетрусу; зміна рівня ґрунтових вод у свердловинах; вміст радону в воді тощо.

За причинами виникнення землетруси бувають тектонічні, вулканічні, обвальні тощо.

Тектонічні землетруси виникають унаслідок раптового зняття напруження, наприклад при переміщеннях уздовж розламу в земній корі (дослідження останніх років показують, що причиною глибоких землетрусів можуть бути і фазові переходи в мантії Землі, що відбуваються при певних температурах і тиску).

Вулканічні землетруси виникають унаслідок різких переміщень магматичного розплаву в надрах Землі або в результаті виникнення розривів під впливом цих переміщень.

Обвальні землетруси обумовлені обвалами гірських порід, які залягають над порожнечами, що утворились у земній корі. Частіше вони зустрічаються в породах, які розчиняються підземними водами (кам'яна сіль, гіпс, вапняк тощо). Вони утворюються також при розробці корисних копалин. Незважаючи на те, що порожнечі часто досягають великих розмірів, обвальні землетруси відносяться до числа слабких.

Техногенні землетруси можуть бути викликані підземними ядерними випробуваннями, заповненням водоймищ, видобутком нафти й газу методом нагнітання рідини у свердловини, підривними роботами при видобутку корисних

копалин тощо. Менш сильні землетруси відбуваються при обвалі склепінь печер або гірських копалень.

Моретруси і землетруси можуть виникати також внаслідок падіння метеоритів або зіткнення нашої планети з іншими космічними тілами.

ТЕМА 5 ЕКЗОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ

Екзогенні геологічні процеси – процеси, які проходять у верхніх шарах земної кори та на її межі із гідросферою, атмосферою та біосферою.

До екзогенних процесів відносяться: геологічна робота вітру та атмосфери, поверхневих та підземних вод, морів, океанів, болот, льодовиків, озер. Під впливом цих процесів відбувається руйнування гірських порід, перенесення продуктів руйнування та відкладення. Сукупність цих процесів (руйнування, перенесення і перевідкладення) називається *денудацією*.

Під впливом екзогенних процесів відбувається зміна речовинного складу земної кори, диференціація речовини за хімічними та фізичними властивостями, формування осадових гірських порід, вирівнювання рельєфу, утворення корисних копалин тощо.

5.1 Геологічна діяльність атмосфери

Гірські породи, що залягають на поверхні Землі, піддаються інтенсивному руйнуванню під впливом атмосферних факторів, цей процес називається вивітрюванням. *Вивітрювання* – процес руйнування та зміни гірських порід в умовах земної поверхні або приповерхневої зони під впливом екзогенних факторів (сонячного тепла, води, атмосферних газів та організмів).

Залежно від факторів, що діють на породу, виділяють три типи вивітрювання: фізичне (механічне), хімічне та біологічне (органічне).

Гірські породи, що виникли внаслідок процесів вивітрювання, називаються *елювієм*. Продукти вивітрювання, що складаються з елювію, називають *корою вивітрювання*.

Фізичне вивітрювання проявляється у механічному руйнуванні мінералів гірських порід без зміни їх складу під впливом добових і сезонних коливань температури, замерзання й відтавання води у тріщинах, механічного виносу часток мінеральної речовини водою або вітром. Фізичне вивітрювання є найхарактернішим для територій арктичним кліматом високогірних районів та пустель.

Обрушення уламків зі схилів може бути спричинено громом, криком, пострілом, а особливо – землетрусом. Падаючи, уламки подрібнюються і накопичуються біля підніжжя схилів з утворенням *конусів обсіпання*. Такі продукти вивітрювання називаються *колювієм*.

Скупчення уламків, що залишилися на місці руйнування, дістали назву *кам'яних розсіпів*. Часто уламки зі схилів зносяться дощовими водами, і тоді вони мають назву *делювію*.

Переміщення уламків зі схилів буває повільним і швидким, а іноді й катастрофічним. Масове падіння уламків зі схилу називають *обвалом*. Причинами обвалу можуть бути землетруси, снігові лавини, зливи, буревії тощо.

Хімічне вивітрювання – це процес хімічного перетворення або руйнування мінералів і гірських порід під дією природних вод (атмосферних, поверхневих, ґрунтових, підземних), який супроводжується їх розчиненням та вилуговуванням. Вода, у якій містяться різні хімічні сполуки, призводить до розчинення, окислення, гідролізу, гідратації й дегідратації мінералів.

Інтенсивність хімічного вивітрювання залежить від багатьох причин, головними з яких є рельєф місцевості, кліматичні умови, хімічні властивості гірських порід та час дії води на них. Для хімічного вивітрювання найсприятливішим є рівнинний, слабо розчленований рельєф. В умовах теплого й вологого клімату хімічне вивітрювання відбувається до повного розкладу

первинних продуктів, а у холодному кліматі відбуваються лише часткові зміни мінералів. Внаслідок хімічного вивітрювання природні води насичуються різними хімічними елементами та сполуками і часто змінюють свій хімічний склад.

Продукти хімічного вивітрювання, що залишилися на місці руйнування гірських порід, мають назву *елювію* (лат. *eluvio* – «вимивання»). Залишкові продукти вивітрювання зберігають усі особливості складу материнської породи, її форму залягання і текстуру. У будові елювію спостерігається вертикальна зональність. Верхні шари зазвичай уміщують продукти фізичного вивітрювання і змінені значно більше, ніж нижні.

Хімічне вивітрювання, що проходить під водою, має назву *гальміроліз*. Підводне вивітрювання відбувається в умовах водного середовища за нестачі вільного кисню та двоокису вуглецю. Внаслідок цього утворюються червоні глибоководні глини, бентонітові глини, конкреції заліза та марганцю.

Біологічне вивітрювання є наслідком життєдіяльності тварин, рослин і мікроорганізмів. Органічний світ змінює і руйнує гірські породи, діючи на них як механічно, так і хімічно. Механічна робота рослин полягає у руйнуванні гірських порід корінням, яке проникає у тріщини. Хімічна дія живих організмів та рослин проявляється як за їхнього життя, коли вони виробляють органічні кислоти, так і після їхнього відмирання, коли відбувається хімічний розпад живої речовини.

У сучасну пору наймасштабніший та найінтенсивніший вплив на гірські породи приповерхневої частини літосфери спричиняє людина, життєдіяльність якої викликає фізичне, хімічне та біологічне вивітрювання гірських порід.

5.2 Геологічна діяльність вітру

Геологічна діяльність вітру на континентах виявляється в руйнуванні гірських порід, транспортуванні (переносі) та акумуляції продуктів руйнування. Вона проявляється у всіх кліматичних зонах. Особливо велику роботу вітер виконує там, де для цього є сприятливі умови: сухий (пустельний чи напівпустельний) клімат; убогий рослинний покрив; інтенсивне проявлення

фізичного вивітрювання, яке дає багатий матеріал для видування; наявність постійних вітрів з інтенсивними швидкостями.

Усю діяльність вітру, а також відкладення та форми рельєфу, які утворює вітер, називають *еоловим процесом*.

Руйнівна діяльність вітру проявляється у видуванні частинок, що складають гірські породи, та механічній обробці поверхонь порід частинками, які переносяться вітром. Перший процес називається *дефляція*, а другий – *коразія*.

Взаємопов'язані дії коразії та дефляції призводять до утворення химерних форм скель, які називають останцями («кам'яні гриби», «кам'яні стовпи», «кам'яні скульптури»).

Видування призводить до утворення особливих форм рельєфу, наприклад улоговин (глибиною до 3–4 м та діаметром до 1 км), котлів (глибиною 1–2 м і діаметром 3–5 м), еолових ванн та долин.

Піщинки, які переносяться вітром і б'ються об перепони, що зустрічаються на їхньому шляху, залишають на їхній поверхні різноманітні форми коразії – ямочки, борозни, штрихи тощо. Інтенсивність коразії залежить від твердості гірських порід, їхньої структури, текстури, тріщинуватості, шаруватості тощо. Поступово уся поверхня стає чарункуватою. У подальшому чарунки поглиблюються, виростаючи до еолових ніш, вікон і навіть печер.

Під впливом вітру частинки гірських порід можуть переноситися на відстань до 2 000–2 500 км (наприклад, із Сахари до Атлантичного океану або Західної Європи). Дальність переносу залежить від розміру частинок гірських порід.

Перенесені вітром продукти дефляції (пісок, глинисті частинки, пил), випадаючи із повітряного потоку, дають початок формуванню еолових відкладів і рельєфу.

Найбільш розповсюджені два види еолових відкладів: піски та леси.

Еолові піски на берегах морів та річок утворюють дюни (овальної форми пагорби). Їхня висота – від 8–12 м на берегах річок до 20–30 м на берегах морів.

У пустелях еолові піски утворюють бархани – пагорби серпоподібної форми в плані.

Схили дюн та барханів асиметричні. Навітряний схил – пологий (10–12⁰), а підвітряний – більш крутий (до 33⁰).

Дюни та бархани можуть переміщуватися зі швидкістю до 1–20 м/рік.

У результаті вітрової ерозії на значні відстані переноситься не лише пісок, але й пилоподібні глинисті частинки. При накопиченні цих частинок утворюється гірська порода, яка називається лесом.

Лес – це континентальна осадова гірська порода світло-жовтого або палевого кольору. Лесові покриви утворюють субгоризонтальну слабо-хвилясту поверхню рельєфу. На височинах в умовах, що сприяють глибинній ерозії та площинному змиву, виникають рівнини, розчленовані яружно-балковою сіткою. Для низовинних степових рівнин характерні специфічні форми рельєфу – блюдця степові та поди.

Блюдця степові – пологі, замкнуті безстічні зниження округлої форми діаметром від 10–15 м до сотень метрів та завглибшки від 1–1,5 м до 3–4 м.

Поди – плоскодонні замкнуті зниження рельєфу розміром від кількох десятків метрів до 10 км у діаметрі, площею до сотень і тисяч квадратних метрів.

Форма подів – овальна, серпоподібна, округла. Нахил схилів – від 2–3⁰ до 5–10⁰.

5.3 Геологічна діяльність поверхневих текучих вод

Поверхневі текучі води – це усі води, які течуть по верхні суходолу.

Текучі води є найбільш потужним екзогенним фактором перетворення поверхні материків.

За характером і наслідками діяльності виділяють три види поверхневих текучих вод: води площинного безрусового стоку, тимчасові водотоки та постійні водотоки.

Процес руйнування гірських порід поверхневими текучими водами називається ерозією. Ерозія під дією дощових і талих вод називається площинною, а під дією тимчасових і постійних водотоків – лінійною.

Геологічна діяльність вод площинного безрусового стоку

До вод площинного без руслового стоку відносяться води, які виникають під час сильних зливів та танення снігу. Геологічна діяльність вод площинного безрусового стоку виражається у змиванні дрібних частинок гірських порід та перенесенні їх по схилу вниз.

Відклади, що формуються наслідком геологічної діяльності вод площинного безрусового стоку, називаються *делювіальними відкладами* або *делювієм*. Делювіальні відклади представлені переважно глинами, суглинками та пісками.

Ці відклади накопичуються на схилах річкових долин, біля підніжжя пагорбів та гір.

Геологічна діяльність тимчасових водотоків

Тимчасові водотоки виникають у процесі безрусового стоку. Під їхньою дією спочатку утворюються неглибокі борозни та вимоїни, які після кожної зливи і танення снігу розростаються і поступово перетворюються на яри.

Яри виникають у різних породах на схилах височин, берегах рік, озер та морів.

Найбільш інтенсивно яри утворюються у місцевостях, які не вкриті рослинністю. Поступово яр росте вгору по схилу височини. Глибина ярів може досягати перших десятків метрів, ширина – перших сотень метрів, а довжина – декількох кілометрів. Поступово яр перетворюється на балку.

Уламковий матеріал, що виноситься із ярів та балок та накопичується в гирлах, називається *пролювієм*. Пролувій формує конуси виносу.

Для пролювію характерна погана відсортованість матеріалу, слабка обкатаність уламків тощо.

Одним із різновидів тимчасових водотоків є грязьові потоки, або селі.

Це бурхливі потоки з води та уламків гірських порід, які виникають раптово під час злив або швидкого танення снігу в гірських областях. Їхня характерна особливість – надзвичайна руйнівна сила.

Утворенню селів сприяє накопичення великих мас продуктів вивітрювання або вулканічного попелу на схилах гір. Під час сильних дощів маси води зміщуються з уламковим матеріалом і перетворюються на грязекам'яну масу, спрямовану вниз. Відклади селевих потоків також відносять до пролювію. Ці відклади характеризуються майже повною невідсортованістю уламкового матеріалу.

На території України селеві потоки виникають на схилах Карпатських та Кримських гір.

Геологічна діяльність постійних водотоків

Постійні водотоки – це рівнинні та гірські річки. Найбільша річка України – Дніпро, яка має довжину 2 201 км і є третьою за довжиною річкою Європи.

Геологічна діяльність річок полягає у руйнуванні гірських порід, перенесенні продуктів руйнування та їх накопиченні.

Руйнівна робота річок називається *ерозією*. Вона залежить від характеру руху води, її швидкості, від особливості геологічної будови території, від складу гірських порід тощо.

Під час руху річкова вода розмиває дно русла та береги, тому розрізняють *ерозію глибинну* та *ерозію бокову*. Під дією глибинної ерозії відбувається заглиблення дна ріки, а під впливом бокової ерозії – розширення русла.

Продукти руйнування гірських порід переносяться водами рік у розчиненому стані, у завислому та шляхом перекочування по дну. Під час переносу уламкового матеріалу відбувається з одного боку руйнування та заглиблення дна річки, а з іншого – подрібнення та обкочування уламкового матеріалу.

Специфічними формами рельєфу, що утворюються внаслідок руйнування та перенесення гірських порід річками, є: ущелини, каньйони, пороги, перекати і водоспади.

Уламковий матеріал, що накопичується в наслідок дії постійних водотоків, називається *алювієм* або *алювіальними відкладами*. Товщина алювіальних відкладів змінюється від 5 м до 15 м. наслідком накопичення алювіальних відкладів є формування специфічних форм рельєфу – річкових або надзаплавних терас.

За формою, будовою та генезисом виділяють такі види річкових терас: акумулятивні, цокольні та ерозійні.

Дуже важливими ділянками накопичення великих об'ємів алювіальних відкладів є дельта. Дельта – це сукупність алювіальних відкладів, що накопичуються у гирлі річки та мають специфічну форму й будову.

Інколи замість дельт річки в місцях впадіння в море або океан формують естуарії та лимани.

Цінні мінерали та гірські породи, що накопичуються в алювіальних відкладах, називаються алювіальними розсипами. Основними корисними копалинами алювіальних розсипів є золото, платина, алмази, олово, цирконій тощо.

У долинах рік накопичуються глини, піски, гравій, галечник, що використовуються як керамічна сировина та при виготовленні будівельних матеріалів. У великих древніх дельтах рік можуть формуватися поклади нафти та газу.

5.4 Геологічна діяльність льодовиків

Льодовиками називаються стійкі у часі накопичення льоду на земній поверхні. Льодовики широко розповсюдженні у високих широтах північної та південної півкуль Землі, у високих горах всіх широт. Розрізняють три типи льодовиків: гірські, або альпійські; покривні, або материкові; проміжні.

Геологічна діяльність льодовиків складається із взаємозв'язаних процесів руйнування гірських порід підльодовикового ложа з утворенням різноманітного уламкового матеріалу, перенесенням матеріалу і його акумуляції.

Процес руйнування гірських порід під час руху льодовика називається *екзарацією* або *льодовиковою ерозією*. Екзарація полягає в механічному відриві брил від льодовикового ложа і руйнуванні ложа вмерзлим в рухомий лід уламками гірських порід.

При своєму русі лід стирає та виорює поверхню землі, створюючи улоговини, вибоїни, борозни. Ця руйнівна робота відбувається під дією сили тяжіння. У лід вмерзають уламки порід, які при русі льодовика чинять руйнівну дію на поверхню землі.

Під дією льодовика формуються такі форми рельєфу, як баранячі лоби, кучеряві скелі тощо.

Уламковий матеріал, захоплений льодовиком, формує так звані *морени*. *Морена* – скупчення погано відсортованих і різних за розміром уламків порід (суміш глини, піску, гравію, валунів тощо), що відкладаються під льодовиком, перед його краєм та на льодовиковій поверхні.

При таненні льодовика формуються постійні потоки талих вод, що розмивають морену. Відклади, які утворюються у результаті вимивання, перенесення і відкладення матеріалу морен потоками талих льодовикових вод, називаються *флювіогляціальними*.

Флювіогляціальні відклади характеризуються відносною відсортованістю та шаруватістю. Зазвичай вони представлені товщами піску, гравію, гальки, глинами тощо.

Ці відклади формують характерні форми рельєфу: ози, ками, зандри, друмлини тощо.

5.5 Геологічна діяльність морів та океанів

Геологічна діяльність морів та океанів впливає на формування осадових гірських порід та корисних копалин, пов'язаних з ними, а також на форми рельєфу суші та підводних частин морських басейнів.

Світовий океан умовно поділяється на чотири окремих океани: Атлантичний, Індійський, Північний Льодовитий та Тихий. До складу Світового океану входять і моря (біля 60), що відокремлені від нього суходолом, підводними підвищеннями або островами.

Води Світового океану постійно перебувають під дією вітру, Сонця, Місяця. Їх температура та солоність також змінюється. Завдяки цим факторам відбувається постійний рух води, який здійснюється у вигляді течій, хвиль, припливів та відпливів.

Течія – це горизонтальне переміщення водних мас в океанах та морях. Вони сприяють обміну енергією в системі океан-атмосфера-материк.

Морські хвилі – коливальні рухи води у морях та океанах, що виникають внаслідок дії вітру, змін атмосферного тиску, підводних землетрусів, нерівностей дна моря, сил притягання Сонця та Місяця.

Припливи та відливи – періодичні підняття та опускання рівня вод Світового океану під дією сил тяжіння між Землею, Сонцем та Місяцем.

Геологічна діяльність моря головним чином зводиться до руйнування гірських порід берегів і дна, переносу уламків матеріалу та відкладенню опадів, з яких згодом утворюються осадові гірські породи морського походження.

Ці процеси найбільш інтенсивно протікають у прибережній мілководній зоні (0–200 м) – зоні шельфу, яка оздоблює сушу смугою різної ширини і становить підводне продовження континентів. На глибині від 200 м до 2 000 м розташовується материковий схил, від 2 000 м до 6 000 м – океанічне ложе і більше 6 000 м – глибоководні западини.

У прибережній зоні морські опади формуються за рахунок продуктів руйнування берегів та перенесення матеріалу вітром і особливо річками.

Внаслідок вертикальних коливань земної кори моря переміщуються. У геології ці явища отримали найменування *трансгресії* (наступ) та *регресії* (відступ) моря. Геологічна діяльність моря у вигляді руйнування гірських порід, берегів і дна називається *абразією*. Процеси абразії перебувають у прямій

залежності від особливостей руху води, інтенсивності та напрямку вітрів, течій. Основну руйнівну роботу здійснюють морський прибій та різні течії (прибережні, донні, припливи і відливи). У результаті абразії на берегах утворюються хвилеприбійні тераси.

Хвилі (морський прибій) діє на берег постійно, під дією чого морські береги руйнуються та утворюються уламки гірських порід. Уламки порід підхоплюються хвилями і продовжують руйнувати береги. Головне значення у цьому процесі має механічна сила та ударна дія хвиль й уламків гірських порід.

Із глибиною руйнівна діяльність хвиль зменшується. Перенесення вітровими хвилями придонного матеріалу спостерігається до глибини 10 м. Морські береги руйнуються під дією морських прибоїв зі швидкість від декількох сантиметрів до декількох метрів на рік.

Крім механічного руйнування морська вода чинить ще й хімічний вплив (розчинення гірських порід).

Певну руйнівну роботу роблять морські течії (прибережні, донні), а також припливи та відливи. Їх руйнівна робота невелика – через невисокі швидкості цих процесів (від сантиметрів до десятків сантиметрів за секунду). Найбільше значення течії мають у перенесенні продуктів руйнування. Морська вода переносить речовини в колоїдному, розчиненому стані та у вигляді механічних суспензій. Більш грубий матеріал вона волочить по дну. Припливи і відливи надають руху всій масі води, тому уламковий матеріал не відкладається.

У Світовий океан постійно привноситься осадовий матеріал річками, вулканами, вітром, льодовиками та власною морською діяльністю, внаслідок чого формуються нові осадові гірські породи морського походження. В утворенні цих порід беруть участь також скелетні залишки організмів, які населяють морський басейн.

На долю морських відкладів припадає 3/4 всіх осадових гірських порід. Вони відрізняються одні від одних розміром уламкових частинок, кількісним співвідношенням уламкового матеріалу та матеріалу хімічного походження,

мінеральним складом тих чи інших компонентів, а також фауністичною характеристикою.

У надрах Світового океану містяться родовища нафти та газу, розсіпні родовища олова, рідкісних металів, золота, алмазів, фосфатів, будівельних матеріалів тощо. Приблизно половина світових ресурсів нафти та газу міститься у надрах Світового океану.

Сьогодні в ньому видобувається близько 30 % загальносвітового обсягу видобутку нафти і 15 % газу.

5.6 Геологічна діяльність боліт

Болота – надмірно зволожені ділянки земної поверхні з розвиненою на них специфічної рослинністю. За походженням і за умовами живлення водою болота розподіляються так:

- низинні, що живляться ґрунтовою, частково річковою або озерною водою, дощовими та талими водами;
- верхові, які живляться атмосферними опадами та талими водами;
- перехідного типу, що мають змішане живлення. джерела живлення боліт водою).

Особливістю розвитку боліт є накопичення та відмирання у водоймах залишків водяної рослинності. Відмерла болотна рослинність накопичується на дні водойми у великій кількості, але внаслідок недостачі кисню піддається неповному розкладанню. З цих залишків утворюється торф.

У результаті геологічної діяльності боліт утворюються відклади мінерального та органічного походження: торфові поклади, болотні ґрунти, мул та сапропель.

При захороненні пластів торфу вони попадають у зону підвищеного тиску та температури, де вони ущільнюються та перетворюється в буре вугілля. Подальше занурення пластів призводить до більшої метаморфізації та

перетворення на кам'яне вугілля, а потім – в антрацит. Кінцевою стадією є утворення графіту.

5.7 Геологічна діяльність озер

Озерами називаються заповнені водою заглиблення поверхні суходолу, які не мають безпосереднього зв'язку з водами Світового океану.

Озера займають близько 2 % поверхні суші.

Озера за походженням поділяються на:

- тектонічні – що утворилися в западинах тектонічного походження (озеро Байкал, Онезьке тощо);
- ерозійні – що утворилися в улоговинах розмиву;
- карстові – що утворились в карстових воронках;
- запрудні – що утворилися в запруднених ріках у результаті зсувів.

Геологічна і геоморфологічна робота озер полягає у руйнуванні берегів, транспортуванні уламків, формуванні озерних відкладів та нових форм рельєфу. Вона близька до діяльності морів та океанів, але в значно менших масштабах. Руйнівна робота озер порівняно невелика, оскільки вони становлять усталені водні системи. При порушенні рівноваги між сушею і водою круті береги підмиваються та обвалюються. Це спричиняє утворення озерних терас, які за зовнішнім виглядом подібні до морських. Озерні течії транспортують принесені в озеро уламки порід і відкладають їх на дні озера. Уламковий матеріал сортується за розміром і розноситься хвилями та течіями по всьому водоймищу, а загалом осідає на дно та перемішується з органічними і хемогенними осадами, які утворюються безпосередньо в озері.

Осадонакопичення – це один з головних видів геологічної діяльності озер. В озерах утворюються всі генетичні типи осадів: теригенні (уламкові), органічні та хемогенні.

Уламкові осади озер здебільшого приносяться ріками. Вони також утворюються при руйнуванні берегів та дна озера. У літологічному відношенні

уламкові осади переважно виражені намулами, пісками, гравієм та галькою. При ущільненні осадків утворюються пісковики, конгломерати, брекчії тощо.

Органогенні осади озер здебільшого представлені скупченням раковин та органогенних намулів. Із цих осадів утворюються вапняки, горючі та бітумінозні сланці, сапропелеве вугілля та інші корисні копалини.

Хемогенні осади накопичуються переважно у безстічних озерах, де солоність води досягає 30 %. У сухий період року вода в них випаровується і відбувається випадання на дно озера солей. У результаті в озерах формується глауберова сіль, гіпс, ангідрит, доломіти.

Озерні водойми в геологічному часі порівняно недовговічні. Більшість з них протягом тисяч років заповнюються осадами і, заростаючи рослинністю, перетворюються на болото.

ТЕМА 6 ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ НАФТИ ТА ГАЗУ

Родовища нафти і газу утворюються в різних геологічних умовах – як на суші, так і в морських басейнах (переважно у шельфових зонах). Геологія нафтогазових родовищ розглядає процеси їх формування, закономірності розповсюдження та особливості залягання покладів у геологічних структурах, генезис (походження) вуглеводнів та методику прогнозування, пошуку, розвідки та розробки нафтогазових родовищ. На геологічній основі здійснюється підрахунок ресурсів і запасів вуглеводневої сировини в надрах.

6.1 Походження нафти і газу

Походження нафти і газу – є дискусійною проблемою вже протягом більше 100 років. Вона має не лише наукове, а й величезне практичне значення. Знання умов та джерел формування нафтогазових покладів дозволяє не лише продуктивно проводити їх прогнозування, пошук та розвідку, а й раціонально здійснювати розробку родовищ.

Оскільки єдиної думки про походження нафти та вуглеводневих газів не існує, розглядаються дві протилежні за сутністю наукові концепції – *органічного* і *неорганічного* генезису вуглеводнів. Оскільки теорія органічного походження вуглеводнів виглядає обґрунтованішою, прихильників її є значно більше. Геологи, спираючись на неї, відкрили багато родовищ в усьому світі. Ці родовища пов'язані в основному зі складчастими (антиклінальними) структурами в осадових товщах різного віку і складу. Завдяки роботам Г. Потоньє (1905), І. М. Губкіна (1932), а пізніше А. Леворсена (1954), В. В. Вебера (1955) і М. М. Страхова (1956) було розвинуто теорію нафтоматеринських шарів і показано можливі схеми формування вуглеводнів із розсіяної в них органічної сировини.

Принципову схему перетворення органічної речовини на нафту описано нижче. Органічна речовина рослинного і тваринного походження відкладається в осадових породах у розсіяному або концентрованому вигляді. Найсприятливіші для цього умови створювалися у прибережних (шельфових) зонах морів, у лагунах і затоках, в озерах та болотах. Перетворенню органічної речовини на нафту або газ сприяє відновлювальне середовище. Історично-геологічні закономірності розповсюдження покладів вуглеводнів свідчать про переважно органогенне їх походження у верхній, розвіданій частині осадової товщі, з якою пов'язано 90 % відомих родовищ нафти і газу. Про це свідчить й ізотопний склад карбону у вуглеводнях, який є подібним до його складу в органічній речовині.

Проте не варто відкидати і можливість утворення нафти і газу *абіогенним* шляхом. Відносно неорганічного синтезу вуглеводнів донедавна існувало три гіпотези (карбідна, космічна і вулканічна). А в 60-х роках український геолог, академік В. Б. Порфїр'єв обґрунтував магматичну гіпотезу утворення вуглеводнів. Карбідну (мінеральну) гіпотезу утворення вуглеводнів при взаємодії пари води з карбідами важких металів ще у 1877 р. висунув Д. І. Менделєєв. Гіпотезу космічного генезису запропонував у 1889 р. М. О. Соколов.

Експерименти та фізико-хімічні розрахунки доводять можливість утворення вуглеводнів шляхом неорганічного синтезу. Проте виникає питання, чи

є можливим утворення величезних об'ємів вуглеводнів саме таким шляхом? З іншого боку, як пояснити за допомогою органічної теорії нафтогазнагромадження формування родовищ нафти і газу у кристалічних масивах та зонах глибинних розломів? На ці питання цілком коректні відповіді дає магматична гіпотеза нафти і газу. В. Б. Порфір'єв та його послідовники (І. І. Чебаненко і Г. М. Доленко, Є. Б. Чекалюк і В. А. Краюшкін та інші) довели, що утворення родовищ нафти та газу пов'язане з процесами, які відбуваються у верхній мантії Землі. Звідти вуглеводні мігрують по зонах глибинних розломів до земної поверхні, де і можуть формуватися нафтогазові родовища в порово-тріщинних породах-колекторах фундаменту й осадового чохла.

Існують також «змішані» гіпотези походження нафти і газу (М. І. Павлюка, І. І. Чебаненка). Вони намагаються примирити прихильників органічного та неорганічного походження вуглеводнів.

Аналіз цих теорій дає вагомі підстави зробити висновок про полігенне (як органічне, так і неорганічне) походження нафти і газу. На думку авторів, у верхніх осадових шарах літосфери переважають вуглеводні органічного походження. А у мантійних областях, в зонах глибинних розломів, а також у деяких випадках і в межах кристалічних щитів та масивів – вуглеводні, що утворилися неорганічним шляхом. Справедливість такого припущення досить часто підтверджується ізотопними дослідженнями.

6.2 Поняття про породи-колектори

Нафта і газ разом із водою циркулюють у літосфері у породах-колекторах, що характеризуються відносно високою проникністю. За мінеральним складом нафтогазові колектори поділяються на кварцові, кварц-польовошпатові, карбонатні та евапоритові (хемогенні). Продуктивні пласти-колектори характеризуються великим розмаїттям, що обумовлюється різним мінеральним складом скелета, типом міжзернового цементу, глинистістю, розміром пор і зерен породи тощо.

За типом порового простору виділяються: міжзернові, міжзерново-тріщинні, тріщинні, тріщинно-кавернові і кавернові.

Пористість гірських порід характеризує наявність у них порожнин (пор). Саме завдяки пористості породи можуть вміщувати рідини і гази. Розрізняють загальну, відкриту та закриту пористість.

Загальна пористість – сумарний об'єм відкритих та закритих пор мінералу або гірської породи.

Відкрита пористість – об'єм пор, які сполучаються з атмосферою (або іншим середовищем, в якому міститься порода (мінерал).

Закрита пористість – об'єм пор, що не сполучаються із зовнішнім середовищем (обчислюється за різницею між загальною та відкритою пористостями).

У нафтогазовій геології виділяють ще й *ефективну пористість* – об'єм пор, який зайнятий рухомим флюїдом (нафтою, газом) при повному насиченні порового простору цим флюїдом. Вона є меншою за відкриту пористість на об'єм зв'язаних (залишкових) флюїдів.

Величина пористості тісно пов'язана з речовинним складом гірських порід. В мулах, лесах вона досягає 80 %; в осадових гірських породах (вапняки, доломіти, пісковики) змінюється від одиниць до 35 %; у вулканогенно-осадових породах (туфопісковики, туфіти) – у межах 5–20 %; у магматичних породах – не більше 5 %. Пористість визначає такі фізичні властивості гірських порід, як міцність, швидкість поширення пружних хвиль, стисливість, електричні й теплофізичні та інші параметри. У нафтогазовій геології методи *промислової геофізики* ґрунтуються на використанні залежностей між цими параметрами.

Пористість обумовлює *проникність* – здатність породи пропускати через систему сполучених пор рідину (воду, нафту тощо) і гази або інші суміші за наявності перепаду тиску. Проникність кількісно характеризує фільтраційні властивості колектора.

Через відсутність зв'язку між порами порода може бути *непроникною* навіть за високої загальної пористості (крейда, мергель, деякі глини). Проникність тих самих порід для різних флюїдів неоднакова: породи, непроникні для нафти і води, можуть бути проникними для газу (внаслідок його більшої проникної здатності), а породи, що непроникні для високов'язких нафт – проникними для малов'язких.

У нафтогазових колекторах як пористість, так і проникність залежать від *геостатичного тиску* (зворотна залежність) і *температури* (пряма залежність).

Наповненість порового простору нафтою і газом характеризується *коефіцієнтами нафто- і газонасиченості*. Вони визначаються як експериментально (у лабораторних умовах), так і в процесі промислово-геофізичних досліджень у свердловинах (методи електричного опору, нейтронні методи).

6.3 Умови залягання нафтогазових покладів

Поклад нафти або газу – природне, локальне скупчення нафти і газу в одному або декількох сполучених між собою пластах-колекторах, що контролюються єдиним (спільним) *водо-нафтовим* чи *газо-нафтовим контрактом*. Якщо скупчення вуглеводнів досить велике і рентабельне для розробки, його називають *промисловим покладом нафти і газу*.

Форма і розміри покладу вуглеводнів пов'язані з формою і розміром пастки. Основний параметр покладу – його *запаси*.

Вуглеводневі флюїди в земній корі залягають в обмеженому пористому просторі. Існування їх обумовлюється співвідношенням колекторів з непроникними породами – покришками.

Покришка – комплекс малопроникних гірських порід, що перекривають продуктивний колектор і перешкоджають руйнуванню покладу вуглеводнів. До порід, що утворюють покришки, належать солі, глини, аргіліти, гіпси, крейда, щільні вапняки тощо. Наявність у геологічному розрізі покришок – основна умова збереження покладів нафти і газу в літосфері, де вони зберігають свої ізоляційні

властивості при певних умовах температур і тисків протягом довгого геологічного часу. За певного перепаду тиску екрануюча здатність покриття зменшується, і через неї може відбуватися фільтрація вуглеводнів. Це ж відбувається і при збільшенні температури. Товщина покриттів коливається від кількох метрів до десятків і сотень метрів (у регіональних покриттях). Кращими (найгерметичнішими і найбільшими за площею) покриттями є соленосні товщі, а найпоширенішими – глинисті.

З огляду на розміри, розрізняють покриття регіональні, зональні і локальні. Регіональні – розвинені в межах нафтогазоносних областей та провінцій – характеризуються великою потужністю та літологічною однорідністю. Зональні покриття поширені в межах цілої зони нафтогазонакопичення або декількох родовищ, а локальні – одного родовища.

Нафта і газ у земних надрах перебувають у *природних резервуарах*, формування яких обумовлено наявністю *порід-колекторів*, що перекриваються покриттями. За колекторськими властивостями і умовами залягання розрізняють: пластові, масивні, пластово-масивні та літологічно обмежені резервуари.

Поза ділянками накопичення вуглеводні у природних резервуарах перебувають у постійному русі. Разом з водою та іншими флюїдами вони фільтруються крізь зони проникності у гірських породах. З глибиною швидкість їхнього руху зменшується, проте в зонах тектонічних розривних порушень (розломів) вона має високі значення і на великих глибинах.

Пластовий резервуар звичайно характеризується невеликою товщиною і розповсюджується на величезні площі (сотні і тисячі квадратних кілометрів). Знизу і зверху він обмежується флюїдонепроникними породами. Флюїди у такому резервуарі рухаються із зон найбільшого напору (найбільшої глибини) до зон найменшого напору (найменшої глибини).

Масивний резервуар – велика товща (до 1,0 км і більше) проникних порід, що перекрита згори і з боків непроникними породами. Часто резервуари такого типу

формується у древніх (викопних) рифах. Фільтрація вуглеводнів тут відбувається у бік покришки.

Пластово-масивний резервуар – комбінація пластового і масивного резервуарів. Це, як правило, товщі колекторів, що перешаровуються з флюїдотривкими пластами. Але внаслідок існування чисельних тектонічно послаблених ділянок (зон розривних порушень) у цьому масиві гірських порід, увесь він є єдиною флюїдодинамічною системою. У такому резервуарі вуглеводні фільтруються як у горизонтальному (по породах – колекторах), так і у вертикальному (по зонах розривних тектонічних порушень) напрямках.

Літологічно обмежений резервуар – це товща порід-колекторів, що з усіх боків оточена флюїдонепроникними породами. Він зазвичай має вигляд лінзи. Флюїди через невеликі розміри резервуару рухаються у ньому в обмеженому просторі.

Ємність нафтогазових резервуарів визначається їхніми розмірами і величиною пористості колектора. Найбільшу ємність мають перші три типи резервуарів.

У межах природніх резервуарів містяться ділянки накопичення (скупчення) вуглеводнів, що мають назву пасток.

Пастка нафти і газу – частина пласта – колектора, умови залягання якого і взаємовідношення з екрануючими породами забезпечують накопичення і тривале збереження тут вуглеводнів (нафти і газу). Це – застійна частина природного резервуару, де встановлюється рівновага між нафтою, газом і водою, внаслідок якої флюїд вже не може рухатися у геологічному просторі.

За генезисом (походженням) пастки поділяють на структурні, літологічні, стратиграфічні, рифогенні та змішані (літолого-стратиграфічні, структурно-літологічні тощо).

Структурні пастки пов'язані з антиклінальними складками (структурами) – антикліналями та куполами. Вони утворюються внаслідок тектонічних рухів, які супроводжуються стисканнями та розривами шарів гірських порід. Екранування

вуглеводнів у таких пластах здебільшого тектонічне. Часто в ядрах антиклінальних структур міститься сіль, що винесена по тектонічно послаблених зонах (діапірові структури). У таких випадках пласти солі є надійним флюїдотривом (покришкою) для скупчень нафти і газу).

Літологічні пастки формуються завдяки зміні речовинного складу порід, пов'язаній з виклинюванням пластів-колекторів або із заміщенням колекторів непроникними шарами.

Стратиграфічні пастки пов'язані зі стратиграфічними неузгодженнями у шарах гірських порід, що представлені колекторами та флюїдотривами. Часто такі пастки утворюються на антикліналях, якщо неузгодженості представлені флюїдотривами. На монокліналі стратиграфічна пастка може утворитися в разі виклинювання пласта – колектора, підосва і покрівля якого межує з непроникними породами.

Рифогенні пастки формуються в похованих рифових тілах, створених у минулі геологічні епохи різними коралами. Це відбувається у випадку перекриття їх непроникними шарами (солями, глинами тощо).

Пастки змішаного типу утворюються внаслідок поєднання двох або більше зазначених раніше факторів.

За пошуковими і генетичними ознаками виділяють пастки: склепінчасті, тупикові (екрановані) та лінзоподібні.

Склепінчасті пастки утворюються в склепінних частинах антикліналей, під соляними куполами, глиняними діапірами, інтрузивними масивами, у похованих рифових масивах та ерозійних виступах під покришками.

Пастки екранованого типу виникають на крилах антикліналей, на флексурах і монокліналях за наявності літологічних або гідродинамічних екранів.

Лінзоподібні (літологічно обмежені) пастки утворюються в лінзоподібних колекторах (похованих піщаних барах, руслових і дельтових пісках, пористих зонах карбонатних порід).

6.4 Ресурси і запаси нафти і газу

Для визначення наявності у надрах певної території нафти і газу використовують такі поняття, як «ресурси» і «запаси».

Ресурси – очікувана кількість нафти, газу та конденсату в надрах геологічного об'єкта (нафтогазоперспективного комплексу, провінції тощо). Ресурси мають імовірнісний характер.

Запаси – визначена кількість нафти, газу і конденсату, що міститься у нафтогазоносних пластах виявлених покладів (родовищ).

При виконанні геологорозвідувальних робіт з уточнення будови та нафтогазонасиченості гірських порід, ресурси можуть бути переведені у запаси. Запаси від ресурсів відрізняються тим, що існує факт встановлення продуктивності пласта, тобто факт відкриття покладу.

За ступенем геологічної вивченості ресурси нафти і газу поділяються на дві групи: *прогнознi* і *перспективні*.

За ступенем обґрунтованості серед *прогнозних ресурсів* вуглеводнів виділяють:

- *категорія D_2* – прогнознi ресурси значних регіональних геологічних структур, нафтогазоносність яких ще не доведено;
- *категорія D_1* – прогнознi ресурси літолого-стратиграфічних комплексів у межах значних регіональних структур із доведеною нафтогазоносністю.

Перспективні ресурси (категорія C_3) – обсяги нафти і газу у геологічних об'єктах, що підготовлені до глибокого буріння та кількісно оцінені за результатами геолого-геофізичних досліджень. Перспективні ресурси є основою для геолого-економічної оцінки доцільності проведення пошуково-розвідувальних робіт.

Запаси нафти і газу за ступенем вивченості поділяють на дві групи: *розвідані* і *попередньо розвідані*.

Попередньо розвідані запаси (категорія C_2) – група запасів нафти і газу, кількість, якість, технологічні властивості, гірничо-геологічні та інші умови

залягання яких вивчені з повнотою, достатньою для техніко-економічного обґрунтування промислового значення родовища. До категорії C_2 належать запаси покладу (або його частини), нафтогазоносність якого визначена за результатами випробування та дослідження свердловин, а також поверхневих геологічних та геофізичних досліджень. До цих запасів належать також запаси нерозвіданих частин покладів, що прилягають до ділянок із розвіданими запасами. Попередньо розвідані запаси використовують для визначення перспектив родовища, планування геологорозвідувальних робіт чи геолого-промислових досліджень, а також для проектування розробки покладів.

Розвідані запаси – обсяги нафти і газу, кількість, якість, технологічні властивості, гірничо-геологічні та інші умови залягання яких вивчені з повнотою, достатньою для складання проектів розробки та облаштування родовищ.

Геологічне вивчення розвіданих запасів є різним за площею та детальністю. У відповідності з цим розвідані запаси поділяють на такі категорії:

– *категорія C_1* – запаси покладу (його частини), промислова нафтогазоносність якого встановлена за результатами дослідно-промислової розробки та випробування свердловин із промисловими припливами нафти або газу, а також геологічних і геофізичних досліджень у невипробуваних свердловинах, із детальністю, достатньою для обґрунтування економічної доцільності промислової розробки родовища;

– *категорія B* – запаси покладу (його частини), нафтогазоносність якого встановлена на основі отриманих промислових припливів нафти чи газу, на різних гіпсометричних позначках, а також основні особливості покладу, що визначають умови його розробки, вивчені з повнотою, достатньою для виконання проекту розробки покладу.

– *категорія A* – запаси покладу (його частини) вивчені з детальністю, яка забезпечує повне визначення типу, форм і розмірів покладу, ефективної нафто- і газонасиченої товщини, типу колектора, характеру зміни колекторських властивостей, нафто- і газонасиченості продуктивних пластів, складу нафти, газу і

конденсату, а також основних особливостей покладу, від яких залежать умови розробки родовища.

Родовища нафти виявлені на всіх континентах, окрім Антарктиди, а також у шельфових зонах Світового океану. У світі відомо понад 30 тисяч родовищ нафти, з них 15...20 % – нафто-газові. Близько 85 % світового видобутку нафти дають 5 % родовищ. Найбільші її запаси – у Саудівській Аравії, Кувейті, Росії, Ірані, Іраку, Норвегії, США, Азербайджані, Мексиці, Венесуелі, ОАЕ, Бразилії.

Переважає кількість розвіданих запасів природного газу (понад 90 %) міститься в газових або газоконденсатних родовищах. Розвідані запаси газу у світі – понад 80 трлн м³. З надр видобуто близько 60 трлн м³ при щорічному видобутку понад 2 трлн м³ газу. Розвідані запаси газу складають (у мільярдах тонн умовного палива): світові – 180; європейські – 70; українські – 1,5. За прогнозами вичерпання планетарних запасів природного газу можна очікувати у 2050–2070 роках.

Загалом у світі відомо більше 10 тисяч газових родовищ, однак основні запаси газу зосереджені у невеликій кількості унікальних (більше 1 трлн м³) і найбільших (0,1–1,0 трлн м³) газових і газоконденсатних родовищ.

За геологічним віком газоносність осадових порід розподіляється таким чином: у палеозойських відкладах – 23,5 %; у мезозойських – 65,5 % і в кайнозойських – 11,0 %. З піщаними колекторами пов'язано 76,3 % запасів, а з карбонатними – 23,7 %. Глинистими покриттями контролюється 65,7 % запасів газу, соленосними – 34,3 %. Переважає більшість запасів газу зосереджена в *пастках* структурного типу.

Найбільші запаси природного газу зосереджені в надрах США, Норвегії, Канади, Мексики, Алжиру, Росії, Туркменістану, Індонезії. Потрібно зазначити, що перші промислові нафтові родовища Європи відкрито в Україні у 1810 р., м. Борислав (Львівська область).

ЗМІСТОВИЙ МОДУЛЬ 3

ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ГІДРОСФЕРИ. ГРАФІЧНА ГЕОЛОГІЧНА ДОКУМЕНТАЦІЯ

ТЕМА 7 ГЕОЛОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ПІДЗЕМНИХ ВОД

Підземні води – води, що заповнюють пори, тріщини та інші порожнини в гірських породах. Підземні води вивчає наука гідрогеологія.

Гідрогеологія – наука, що вивчає генезис підземних вод, умови їх залягання, живлення і розвантаження, а також закони руху, фізичні властивості і хімічний склад, зв'язок з поверхневими водами і умови експлуатації.

Геологічна робота підземних вод полягає у руйнуванні гірських порід, перенесенні продуктів руйнування, утворенні нових відкладів та різноманітних форм рельєфу.

7.1 Походження підземних вод

За походженням усі підземні води діляться на декілька типів: інфільтраційні, конденсаційні, седиментогенні та ювенільні або магматогенні.

Інфільтраційні підземні води утворюються в результаті просочування на глибину атмосферних опадів. Вважається, що інфільтрація є основним джерелом поповнення запасів підземних вод.

Конденсаційні підземні води – це води, які утворюються у результаті конденсації водних парів, що перебувають у повітрі, яке заповнює пори та порожнини в гірських породах і ґрунтах. На відміну від інфільтраційних вод, конденсаційні мають підпорядковане значення в процесі поповнення кількісних запасів підземних вод.

Седиментогенні підземні води – це води, які збереглися в морських осадових відкладах, куди вони потрапили під час формування останніх. Морська вода з розчиненими в ній солями насичує мулисті відклади, що постійно накопичуються на дні моря. У процесі прогинання земної кори та подальшого

осадоагромадження і діагенезу внаслідок збільшення тиску вода, яка знаходиться в мулистих осадах, поступово вичавлюється догори і накопичується в породах-колекторах. Сприятливі умови для формування седиментогенних підземних вод виникають на великих глибинах (декілька кілометрів) внаслідок перекриття алеврито-глинистих та піщанистих відкладів потужними товщами водостійких та слабоводопроникних порід.

Ювенільні або магматогенні підземні води утворюються в процесі конденсації газоподібних продуктів, які виділяються у великих кількостях при застиганні магми. Нарівні з іншими газами ці продукти містять велику кількість водяної пари, яка за низьких температур конденсується і переходить у крапельнорідкий стан. Разом з тим, водяна пара, яка виділяється з магми на глибині, по тектонічних розломах може підніматися на поверхню і змішуватися з водами інфільтраційного походження. З другого боку, інфільтраційні підземні води за сприятливих умов можуть проникати на великі глибини і там змішуватися з газами та іншими розчинами, змінюючи свій первинний склад. Таким чином, виникають змішані води, які відрізняються від ювенільних або інфільтраційних за хімічним складом.

7.2 Види води в гірських породах

У земній корі вода перебуває в різній формі: у пароподібному стані, у рідкому або твердому стані.

Підземні води, що містяться у гірських породах, поділяються на такі типи: вода у вигляді пари, вода в твердому стані, гігроскопічна вода, плівкова вода, хімічно зв'язана вода, кристалічна вода, капілярна та гравітаційна вода.

Вода у вигляді пари міститься у повітрі, яке займає вільні від рідкої води пори та тріщини в гірських породах. Вона перебуває в динамічній рівновазі з іншими видами води та з парами води в атмосфері. За певних умов пароподібна вода конденсується.

Вода у твердому стані, тобто у вигляді льоду, присутня в гірських породах, які поширені в кліматичних зонах з від'ємною температурою. Лід може бути у вигляді дрібних кристалів, тонких плівок або утворювати прошарки.

Гігроскопічна вода утворюється у тому випадку, коли молекули пароподібної води адсорбуються на поверхні мінеральних зерен гірських порід. Така вода покриває зерна, або частинки породи одномолекулярною тонкою плівкою і міцно утримується на їхніх поверхнях завдяки молекулярним та електричним силам і може бути вивільнена при нагріванні до температури, не меншої ніж 105–110 °С.

Плівкова вода утворює навколо частинок гірської породи і поверх гігроскопічної води плівку з декількох шарів молекул. Вона може переміщуватися від однієї частинки до іншої. У випадку, коли товщина плівок у сусідніх частинок більша, відбувається поступове переміщення води від частинок з більшою товщиною плівки до частинок з тоншою. Цей процес триває до тих пір, поки товщина плівок не вирівняється.

Кристалізаційна вода – це вода, яка входить до складу цілої низки мінералів і бере участь у будові їх кристалічних ґраток. Прикладом може бути гіпс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), до складу якого входить дві молекули води.

Капілярна вода – заповнює частково або повністю тонкі пори та тріщини і утримується в них за рахунок сил поверхневого натягування. Ця вода піднімається по тонких капілярах знизу догори від рівня дзеркала підземних вод. Висота капілярного піднімання залежить від розмірів пор. Чим менші пори, тим вища висота водного стовпа. У суглинках вона може досягати 2 метрів і більше, а в грубозернистих пісках не перевищує декількох сантиметрів.

Гравітаційна (вільна) вода – це власне підземна вода, яка рухається по порах і порожнечах гірських порід діаметром більше 1 мм під дією сили тяжіння.

7.3 Пористість і проникність гірських порід

Пористість гірських порід буває загальною, відкритою та закритою. Пористість гірських порід коливається в широких межах, залежить від розмірів і форми зерен, які становлять породу, а також від мінералогічного складу, однорідності та щільності.

Загальна пористість гірських порід (або абсолютна) – сукупність всіх пор, ув'язаних у гірських породах.

Відкрита пористість – об'єм пов'язаних між собою пор.

Закрита пористість – сукупність замкнутих пор, що не сполучаються між собою.

У нафтовій геології виділяють також *ефективну пористість гірських порід* – сукупність пор, що зайняті нафтою та газом, та *динамічну пористість гірських порід* – обсяг пор, через які за певних температур та тисків відбувається рух насиченої рідини або газів.

Проникність гірських порід – це властивість гірських порід пропускати скрізь себе природні розчини. Проникність не має прямого зв'язку з пористістю, а залежить від розміру зерен, з яких складається порода, морфології порожнини, напрямку руху розчинів, температури порід і розчинів та інших причин.

7.4 Типи підземних вод

Залежно від умов залягання всі підземні води діляться на три типи: верховодка, ґрунтові води, міжпластові безнапірні та напірні міжпластові, або артезіанські води.

Верховодкою називають підземні води, які залягають на невеликих від поверхні землі глибинах, у межах зони аерації. Вони характеризуються обмеженим поширенням, відсутністю регіональної водотривкості та періодичністю існування. Такі води накопичуються на поверхні невеликих за розмірами лінз водостійких та напівпроникних порід.

Потужність верховодки становить 0,5–1,0 м, рідко 2–3 м, і її рівень залежить від кліматичних умов та їх змін. Враховуючи, що води верховодки належать до інфільтраційних, найбільшої потужності вони досягають весною та осінню, в період максимального випадання атмосферних опадів. При незначній кількості останніх верховодка може зникати зовсім.

Грунтові води – це води першого від поверхні землі водоносного горизонту, який залягає на першому від поверхні водотриву. Вони можуть накопичуватися як у пухких пористих, так і тріщинуватих твердих гірських породах. Відсутність водостійкої покрівлі сприяє їхньому живленню на всій площі поширення, тобто область живлення ґрунтових вод співпадає з областю їх поширення.

Елементами горизонтів ґрунтових вод є дзеркало ґрунтових вод та водотривке ложе. Під *дзеркалом ґрунтових вод* потрібно розуміти верхню межу поширення води в розрізі водоносного горизонту, а *водотривке ложе* – це водонепроникні породи, які підстеляють водоносний горизонт. Породи, насичені водою, називаються *водоносним шаром, або водоносним горизонтом*. *Потужність водоносного горизонту* – це відстань від дзеркала ґрунтових вод до водотривкого ложа.

Грунтові води за своїми гідравлічними особливостями належать до безнапірних. Рівень ґрунтових вод залежить від метеорологічних умов і кількості атмосферних опадів. До дзеркала водоносного горизонту примикає так звана капілярна облямівка, у межах якої пори породи частково заповнені водою. Усі ґрунтові води перебувають у безперервному русі, який підпорядковується силі тяжіння та проявляється у вигляді потоків, що циркулюють по сполучених порах або тріщинах. Враховуючи, що дзеркало ґрунтових вод деякою мірою повторює форми рельєфу поверхні, підземні води рухаються від підвищених ділянок, якими можуть бути вододіли, до понижених, тобто до ярів, річок, озер, морів тощо. У межах останніх відбувається так зване розвантаження ґрунтових вод у вигляді дренажних джерел або прихованим субаквальним розосередженням

способом, під водами русел, річок, на дні озер і морів. Такі ділянки називаються *областями розвантаження, або дренавання* водоносних горизонтів. Потік ґрунтових вод, направлений до місця дренавання, утворює криволінійну поверхню, яка називається *депресійною*, а сам процес руху води називається *фільтрацією*. Остання залежить від нахилу дзеркала ґрунтових вод, гідравлічного (напірного) градієнта, а також від водопроникних властивостей гірських порід.

Безнапірні міжпластові води – це води, що знаходяться між двома водостійкими верствами.

Живлення таких горизонтів відбувається не по всій площі поширення водоносного шару, а лише в місці виходу останнього на поверхню. Здебільшого такі води користуються розвитком у районах з розчленованим рельєфом і залягають вище базису ерозії. Вони не заповнюють повністю водоносний шар, не досягають водотривкої покрівлі і характеризуються вільною ненапірною поверхнею. Завдяки розкриттю водоносних та водотривких контактів на схилах ярів та долин рік такі води утворюють джерела і таким чином набувають проточних властивостей, а їх переміщення підпорядковується законам тяжіння.

Напірні або артезіанські води – це води, що залягають між двома водотривкими верствами гірських порід нижче від базису ерозії. Найсприятливішими для формування напірних вод є різноманітні прогини та западини в земній корі, а також райони з моноклинальним заляганням гірських порід. У першому випадку водоносні верстви прогнуті у вигляді мульди і областю живлення підземних вод є ділянки виходу на поверхню водоносного шару.

Атмосферні опади, які проникають у водопроникні верстви шляхом інфільтрації та рухаються до середньої частини мульди, заповнюють весь водоносний шар, перебуваючи під впливом гідростатичного тиску. Якщо викопати колодязь або пробурити свердловину до водоносної верстви, підземна вода, яка перебуває під тиском, після її розкриття підніметься на певну висоту.

Величина останньої залежить від висоти розташування області живлення по відношенню до рівня розкриття водоносного шару, а напірний рівень, тобто рівень, який визначає висоту, на яку піднялася вода в певному місці і вище якого вона вже піднятися не зможе, називається п'езометричним рівнем. Він характеризується абсолютною відміткою, тобто висотою відносно рівня моря.

Підземні води можуть характеризуватися наявністю гідростатичного напору і у випадку моноклінального залягання гірських порід. Це можливе при фаціальному заміщенні проникних порід водостійкими. Вода, яка поступає з області живлення у водопроникні породи, переміщуючись по падінню верстви, досягає глин, які відіграють роль водотриву, при цьому вона накопичується у водоносному шарі під впливом гідростатичного тиску і набуває напірних властивостей. Якщо розкрити такий водоносний шар гірничою виробкою (колодязем або свердловиною), вода підніметься приблизно до висоти області живлення.

Режим артезіанських вод порівняно з ґрунтовими характеризується більшою стабільністю. Це пояснюється тим, що п'езометричний рівень мало залежить від кліматичних сезонних коливань.

Артезіанський басейн — гідрогеологічна структура, заповнена переважно шаруватими осадовими відкладами, які вміщують пластові артезіанські води. Артезіанський басейн вміщує і горизонти ґрунтових вод, що розповсюджені в межах цієї структури.

На території України найбільшими артезіанськими басейнами є Волино-Подільський, Дніпровсько-Донецький, Причорноморський.

7.5 Геологічна діяльність підземних вод

Розрізняють три види геологічної діяльності підземних вод: карст, суфозія і грязьовий вулканізм.

Карст. На своєму підземному шляху вода зустрічає розчинні породи, до яких відносяться галогени (кам'яна сіль), карбонатні породи (вапняк, доломіт,

мармур), а також сульфати (гіпс, ангідрит). Протікаючи по тріщинах, вода розчиняє породи, частково механічно розмиває їх, розширюючи шлях, часто утворюючи великі підземні порожнини і печери. Подібну роботу проводять і атмосферні води, що стікають по поверхні виходів розчинних порід і просочуючись в їхні тріщини. Уся сукупність цих процесів носить назву карсту або карстоутворення.

Передумовами розвитку карсту є наявність рухомої агресивної води й порова, або тріщинна, водопроникність розчинених гірських порід.

Карст утворює своєрідні форми рельєфу: карстові лійки, колодязі, печери, кари, долини, поля, підземні карстові ріки. Карстові колодязі, лійки інколи розміщуються ланцюжком вздовж розлому або над горизонтальним карстовим каналом. Лійки – найпоширеніші форми. У місцях виходу карстових вод утворюються ніші, гроти, печери. Деякі карстові печери можуть бути заповнені льодом. Такі печери є в Криму, на Уралі.

Суфозія – це процес виносу з гірських порід твердих частинок механічним шляхом. Вона особливо проявляється на виході висхідних джерел напірних вод. Винос глини і піску з водоносного шару зменшує поступово об'єм порід і викликає тим самим просідання та обвалення частини схилу, розташованої під джерелом. Поступово над джерелом у схилі утворюється напівкругла виїмка з крутими схилами – суфозійний цирк – зазвичай невеликих розмірів. Суфозія на виході підземних вод є одним з істотних факторів, що сприяють виникненню зсувів.

Грязьовий вулканізм. Для виникнення грязьових вулканів необхідні такі умови: наявність напірних підземних вод, підземних скупчень нафтових газів і здатних розріджувати сильно тріщинуватих глинистих порід, дислокованих і перетертих до стану тектонічної брекчії. Сутність грязьового вулканізму полягає у тому, що горючі гази, що виділяються з нафтових покладів (метан та ін.), піднімаються уздовж тектонічних розривів до поверхні і, зустрічаючи розріджені напірними водами глинисті брекчії, виносять їх на поверхню. Таким чином, тиск

нафтових газів є головною причиною грязьового вулканізму, але без підземних вод, що створюють виверження бруду, він також був би немислимий. Режим виверження грязьових вулканів різноманітний. Іноді виверження відбувається спокійно, з переливом через край кратера рідкого бруду. Над кратером вулкана здувається газиво-грязьовий міхур, який лопається і, якщо в цей момент піднести сірник, газ загориться. В інших випадках бруд повільно видавлюється з кратера. Але виверження може супроводжуватися і вибухом із самозайманням газу. Грязьові вулкани приурочені до покладів нафти, наприклад, вони зустрічаються на Апшеронському півострові.

Підземні води поряд з розчиненням і перенесенням гірських порід утворюють відклади. Розрізняють два типи відкладів, які утворилися в результаті геологічної діяльності підземних вод – відклади, що утворилися на поверхні землі та відклади, що утворилися у порожнинах гірських порід.

Серед відкладів, що утворилися підземними водами на поверхні Землі, визначають вапняки, кременисті туфи, кам'яну сіль, залізні та марганцеві руди.

У приповерхневих і підземних карстових формах рельєфу виявлені елювій, колювій, делювій, пролювій, озерні, льодовикові та інші утворення.

ТЕМА 8 ГРАФІЧНА ГЕОЛОГІЧНА ДОКУМЕНТАЦІЯ

8.1 Загальні поняття про геологічну документацію

Одним з основних завдань геології є складання геологічних карт.

Геологічне картування ставить перед собою мету всестороннього і систематичного вивчення природних і штучних відслонень гірських порід для визначення їх складу, походження, віку та форм залягання з подальшим нанесенням одержаних результатів на топографічну карту. Воно супроводжується пошуками корисних копалин на всі види мінеральної сировини

і виявлення закономірностей формування та розташування родовищ корисних копалин.

Головна мета геологічної зйомки – вивчення геологічної будови родовищ корисних копалин і складання геологічної карти того чи іншого масштабу. Основу цих робіт становить узагальнення фактичних матеріалів на основі сучасних теоретичних досягнень в галузі геологічних наук.

Геологічна зйомка складається з двох основних етапів – польових досліджень та камеральної обробки зібраного фактичного матеріалу. При польових дослідженнях складається польова геологічна карта.

У процесі камеральної обробки уточнюються результати всіх польових досліджень. Глибокому вивченню піддаються відібрані з відслонень та гірничих виробок всі зразки гірських порід і корисних копалин спеціальними лабораторними дослідженнями – мікроскопічними, хімічними, спектроскопічними, люмінісцентними тощо. Визначаються викопні залишки флори і фауни, складаються графічні додатки – стратиграфічні колонки, геологічні розрізи і карти, складається геологічний звіт про проведені геологозйомні роботи. По закінченні камеральної обробки найбільш характерні зразки гірських порід, корисних копалин, флори і фауни віддаються в музей на зберігання, а геологічні журнали залишаються основним документом проведених геологічних досліджень.

Роботи зі складання геологічних карт в обов'язковому порядку пов'язують з геофізичними дослідженнями.

8.2 Геологічна карта

Геологічна карта становить зменшену в певному масштабі вертикальну проєкцію виходів корінних порід на денну поверхню. Вона складається за даними геологічного знімання на топографічній або геологічній основі за допомогою умовних знаків геологічної будови будь-якої ділянки земної кори, континентів або земної кулі загалом. Геологічна карта показує поширення на

земній поверхні виходів гірських порід, відмінних за віком, походженням, складом та умовами залягання.

Геологічна карта будується тільки по корінних породах, а тому при її побудові всі породи четвертинного віку «знімаються» з її поверхні. Виключення можливе тільки тоді, коли неможливо встановити будову корінних порід під четвертинними відкладами або в тих випадках, коли останні містять родовища корисних копалин або мають широке поширення.

Геологічна карта разом з пояснювальною запискою до неї дає змогу зробити висновки про формування земної кори та закономірностей поширення корисних копалин в ній. Вона служить науковою основою для пошуків і розвідки родовищ корисних копалин та розробки перспективних планів розвитку гірничовидобувної промисловості. Детальні геологічні карти мають надзвичайно важливе значення для проєктування, розкриття і розробки розвіданих родовищ, а також при плануванні гірничих робіт у процесі їх експлуатації.

Геологічні карти будуються на основі проведених геологознімальних робіт, теоретичного узагальнення досягнень геологічних наук і практичного досвіду. При складанні геологічних карт провідне значення мають такі розділи геологічних знань, як стратиграфія, геотектоніка, структурна геологія, історична геологія, літологія, геохімія, мінералогія, петрографія, геофізика, вчення про родовища корисних копалин тощо.

Геологічні карти за змістом і призначенням діляться на власне геологічні, четвертинних відкладів, літологічні, тектонічні, геохронологічні, гідрогеологічні, корисних копалин, перспектив на окремі види сировини тощо. У цьому розділі проводиться характеристика тільки власне геологічних і геоморфологічних карт.

Залежно від масштабу власне геологічні карти діляться на оглядові, дрібномасштабні, середньомасштабні, крупномасштабні та детальні.

Оглядові карти масштабу менше 1:1 000 000 складаються на географічній основі і дають загальне уявлення про геологію великих територій держав та материків земної кулі.

Дрібномасштабні карти (1:100 000 і 1:500 000) складаються на топографічній основі і характеризують геологічну будову крупних регіонів або держав. Геологічні карти масштабу 1:100 000 і 1:500 000 складаються переважно на основі узагальнення матеріалів, одержаних при більш детальних зніманнях.

Середньомасштабні карти (1:200 000 і 1:1 000 000) складаються на всій території країни з метою вивчення основних рис її геологічної будови, прогнозу оцінки щодо корисних копалин до глибини, при якій економічно вигідна її експлуатація. Будуються вони переважно на топографічній основі з розрідженою сіткою горизонталей.

Крупномасштабні карти (1:10 000 та 1:25 000) складаються на точній топографічній основі і досить точно відтворюють геологічну будову району як поверхневих, так і глибинних його частин. Ці карти є основними за масштабним видом геологічних карт, які використовуються для вирішення практичних промислових завдань.

Детальні геологічні карти (1:1 000, 1:5 000, 1:100 і крупніші) дають детальну геологічну характеристику окремих родовищ корисних копалин, районів цивільного або промислового будівництва. Складаються вони на основі зніманих більших масштабів, які проводяться в районах розташування корисних копалин або безпосередньо на родовищах, що перебувають у розвідці, і спрямовані на вирішення конкретних завдань, які впливають з геологічних особливостей та умов залягання корисних копалин.

Геологічні плани горизонтів за своїми масштабами належать до детальних геологічних карт, але при цьому мають свої специфічні особливості. Вони характеризують умови залягання покладів корисних копалин, їх морфологію і речовинний склад. Ці плани складають не на основі картування, а за даними детальної і промислової розвідки родовищ, розкритих багаточисленними

експлуатаційними свердловинами і гірничими виробками, просторове розміщення яких наноситься за даними маркшейдерських знімачь.

Геологічна карта супроводжується відповідними умовними позначеннями (легендою), геологічними розрізами, стратиграфічною колонкою, які виносяться за рамку карти. Ліворуч розміщують стратиграфічну колонку, праворуч – легенду, внизу – геологічні розрізи. Надписи до карти розміщуються над її північною і південною рамками. Кожна карта супроводжується числовими і графічними лінійними масштабами.

Для позначення складу, часу формування та умов залягання гірських порід на геологічних картах застосовуються особливі умовні знаки, які можуть бути кольоровими, літерними, цифровими або штриховими. Разом із забарвленням вони значно полегшують читання геологічної карти. Зараз існують загальноприйняті індекси і стандартні кольори для позначення гірських порід різного віку.

Відділам та іншим дрібним стратиграфічним підрозділам відповідає різна інтенсивність кольору відповідної системи. При цьому чим старший відділ, тим інтенсивніше, густіше забарвлення.

У зв'язку з тим, що четвертинні відклади поширені практично всюди і перекривають більш давні корінні породи, їх переважно не показують на геологічних картах. Виняток становлять тільки райони, де четвертинні відклади виражені осадами значної товщини, а також ділянки їх сучасного накопичення – річкові долини.

Вивержені породи, незалежно від віку, позначають яскравими тонами таких кольорів: кислі та середні інтрузивні породи (γ) – червоним кольором, основні (δ) – темно-зеленим, ультраосновні (σ) – темно-фіолетовим. Метаморфічні породи (М) показують рожевим кольором.

Особливими кольорами та індексами показуються інтрузивні гірські породи, які розчленовуються за складом і часом укорінення їх в осадові або метаморфічні породи.

Усі зображення на геологічній карті – кольори, індекси, різні види штриховки та інші знаки містяться в умовних позначках карти. При цьому умовні позначки магматичних і метаморфічних порід, а потім пояснення всіх інших знаків, які містяться на геологічних картах.

8.3 Геологічний розріз

Геологічний розріз становить графічне зображення на вертикальній площині умов залягання гірських порід, співвідношення їх віку і складу, форм геологічних тіл і зміни їх товщини, характеру складчастих і розривних порушень, різноманітних порушень, різноманітних фацій та їх взаємних переходів.

Геологічний розріз доповнює і уточнює геологічну карту, даючи наочне уявлення про зміну геологічної будови з глибиною та про наявність корисних копалин у різних геологічних формаціях. Розрізи можуть будуватися за геологічною картою, за даними бурових свердловин, геофізичними або іншими матеріалами. Положення розрізів на карті показуються тонкими чорними лініями, які проводяться через всю карту рід рамки до рамки, частіше всього навхрест простягання геологічних утворень. Лінія розрізу може бути прямою або ламаною. На кінцях лінії розрізу і в місцях її злому ставляться прописні літери українського алфавіту.

На геологічному розрізі в обов'язковому порядку показують гіпсометричний профіль місцевості, лінію рівня моря, шкалу вертикального масштабу з поділками через 0,5 см і підписами через 1 см на обох кінцях розрізу, літерні позначки, які прив'язують розріз до карти. Спеціальними виносками над гіпсометричною лінією вказують географічні орієнтири – ріки, озера, вершини гір тощо. Потім з геологічної карти зносять на цей профіль межі пластів, які перетинають напрям розрізу. Використовуючи дані про елементи залягання пластів, які показані на карті, проводять побудову розрізу шляхом трасування меж пластів на глибину із врахуванням їх товщини. Відкладання меж пластів у бурових свердловинах проводиться винятково за їх абсолютними позначками.

Важливо зазначити, що горизонтальний і вертикальний масштаби розрізів повинні відповідати масштабу карти. Збільшення вертикального масштабу (не більш ніж у 10 разів) допускається лише для районів з похилим або з горизонтальним заляганням порід. Для ділянок розрізів, які різко відрізняються за геологічною будовою, допускається різний вертикальний масштаб, але при цьому в місці зміни масштабу на лінії розрізу робиться розрив шириною 0,5 мм.

Розрізи зображуються так, щоб ліворуч був захід, а праворуч – схід. Дані геофізичних досліджень (гравіметрії, магнітометрії тощо) можуть показуватись у вигляді графіків над геологічним розрізом. У кожному конкретному випадку вирішується питання про нанесення на розрізи площин відбиття сейсмічних хвиль тощо.

Якщо товщина відкладів мала і її неможливо показати в масштабі карти, допускається об'єднання їх в один підрозділ. При цьому в легенді додають ще одну умовну позначку з вказівкою «тільки на розрізах».

На геологічних розрізах дозволяється показувати штриховими лініями продовження геологічних меж вище земної поверхні.

Бурові свердловини на всіх геологічних розрізах зображуються суцільними чорними лініями, якщо вони попадають на лінію розрізу або біля неї, та штриховими лініями – при проектуванні їх на площину розрізу. Вибій свердловини обмежується короткою горизонтальною лінією у вигляді підсічки.

Розрізи складаються, розмальовуються та індексуються у повній відповідності з геологічною картою. Для кожного листа карти переважно будується один-три геологічні розрізи. Усі геологічні межі (узгоджені, неузгоджені тощо) показують одним знаком – у вигляді суцільних тонких ліній. Глибина розрізу зумовлюється наявними фактичними даними геологічного картування та матеріалами буріння різних видів свердловин.

8.4 Стратиграфічна колонка

Стратиграфічна колонка являє собою графічне зображення літографічного складу пластів, послідовність їх залягання, товщини і віку порід у межах певної ділянки геологічної карти. Спеціальними умовними знаками у прийнятому масштабі на ній зображується послідовність напластування гірських порід у нормальному стратиграфічному розрізі і характер контактів між суміжними стратиграфічними підрозділами. На ній також у віковій послідовності показують всі дочетвертинні відклади, виділяють усі серії, світи, підсвіти, товщі, пачки, горизонти маркування. Усі осадові, вулканічні та метаморфічні породи, розвинуті на території дослідження, показують штриховими знаками. Інрузивні породи на колонці не показують.

Стандартна форма колонки передбачає зображення в центрі стовпчика геологічної колонки літологічного складу порід.

Ліворуч від колонки вказують стратиграфічне положення порід (система, відділ, ярус та індекс), а праворуч – товщина в метрах та характеристика порід.

Стратиграфічні колонки зазвичай будуються в більшому масштабі, ніж геологічні карти. Однак їх висота не має перевищувати 40–50 см, а ширина граф – 1–4 см. При коливаннях товщини в колонці зображується її максимальне значення, а цифрами вказуються крайні межі. Якщо довжина колонки виявиться дуже великою, то допускається необхідність робити пропуски («розриви») всередині однорідних інтервалів, які зображують подвійною хвилястою лінією. Узгоджені межі на колонці зображують прямими лініями, паралельні неузгодження – хвилястими, а кутові – зубчастими. Між стратиграфічними колонками проводяться кореляційні лінії.

Стратиграфічна колонка, яка складена в результаті співставлення двох або декількох стратиграфічних розрізів, називається зведеною стратиграфічною колонкою.

СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Геология и нефтегазоносность Украины : учебное и справочное пособие / [В. О. Соловьев, И. И. Борисова, А. Н. Васильева и др.]. – Харьков : Курсор, 2007. – 294 с.
2. Колодій В. В. Нафтогазова гідрогеологія : підруч. для вузів / В. В. Колодій, І. В. Колодій, Б. Й. Маєвський. – Івано-Франківськ : Факел, 2009. – 141 с.
3. Куровець М. Основи геології : підруч. для вузів / М. Куровець, Н. Гунька. – Львів, 1997. – 694 с.
4. Куровець М. І. Кристалографія і мінералогія / М. І. Куровець. – Львів : Світ, 1996. – Ч. 1. – 235 с.
5. Новосад Я. О. Загальна геологія : навч. посіб. / Я. О. Новосад. – Рівне : НУВГП, 2006. – 142 с.
6. Паранько І. С. Загальна геологія : навч. посіб. / І. С. Паранько, А. О. Сіворонов, В. Д. Євтехов. – Кривий Ріг : Мінерал, 2003. – 464 с.
7. Поплюйко А. Г. Основи загальної геології : конспект лекцій / А. Г. Поплюйко. – Івано-Франківськ : Факел, 2009. – 238 с.
8. Свинко Й. М. Геологія : підручник / Й. М. Свинко, М. Я. Сивий. – Київ : Либідь, 2003. – 480 с.
9. Світлицький В. М. Геологічні основи та теорія пошуків і розвідки нафти і газу : навч. посіб. для вузів / В. М. Світлицький, О. Р. Стельмах, І. В. Світлицька. – Київ : Інтерпрес ЛТД, 2010. – 390 с.
10. Суярко В. Г. Загальна та нафтогазова геологія : навч. посіб. / В. Г. Суярко, О. О. Сердюкова, В. В. Сухов. – Харків : ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2013. – 212 с.
11. Суярко В. Г. Основи геології : навч. посіб. / В. Г. Суярко, О. О. Сердюкова. – Полтава : ПолНТУ, 2012. – 151 с.

Електронне навчальне видання

ГАВРИЛЮК Ольга Володимирівна
АЛЕКСАНДРОВИЧ Вадим Анатолійович
КОБЗАР Юрій Іванович

ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ ЛІТОЛОГІЇ

КОНСПЕКТ ЛЕКЦІЙ

*(для здобувачів першого (бакалаврського)
рівня вищої освіти всіх форм навчання
зі спеціальності 185 – Нафтогазова інженерія та технології)*

Відповідальний за випуск *В. А. Александрович*
Редактор *М. О. Гаман*
Комп'ютерне верстання *О. В. Гаврилюк*

План 2024, поз. 5Л

Підп. до друку 27.05.2024. Формат 60 × 84/16.
Ум. друк. арк. 5,5.

Видавець і виготовлювач:
Харківський національний університет
міського господарства імені О. М. Бекетова,
вул. Маршала Бажанова, 17, Харків, 61002.
Електронна адреса: office@kname.edu.ua
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи:
ДК № 5328 від 11.04.2017.