

624.1/045

B12

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ УКРАЇНИ

ВІННИЦЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ТЕХНІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

І.І.Ваганов, І.В.Маєвська, М.М.Попович

ІНЖЕНЕРНА ГЕОЛОГІЯ

Мінералогія, петрографія, гідрогеологія

ЧАСТИНА I

Вінниця ВДТУ 1997

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ УКРАЇНИ
ВІННИЦЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ТЕХНІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

І.І.Ваганов, І.В.Маєвська, М.М.Попович



392444

624.1(075) В 12 1997

Ваганов І.І. Інженерна геологія

ІНЖЕНЕРНА ГЕОЛОГІЯ
Мінералогія, петрографія, гідрогеологія
ч. I

Затверджено Ученою радою Вінницького державного
технічного університету як навчальний посібник для
студентів будівельних спеціальностей.

Вінниця ВДТУ 1997

УДК 624.131.1 /075.8/

Інженерна геологія. Ч. I. Навчальний посібник.

/І.І.Ваганов, І.В.Маєвська, М.М.Попович. - В.: ВДТУ, 1997. - 101 с.
Укр. мовою/.

Посібник написаний відповідно до програми курсу для студентів будівельного профілю. Наведені важливі відомості про Землю, основи мінералогії, петрографії, гідрогеології, ґрунтознавства, тектоніки та історії Землі. Крім теоретичних відомостей, посібник включає практичні рекомендації для визначення мінералів, гірських порід та виконання розрахунково-графічних робіт.

Розрахований на студентів будівельних спеціальностей.

Навчальний посібник з двох частин, нумерація глав, рисунків, таблиць наскрізна.

Іл. 26 Табл. 9. Бібліогр. 14 назв.

Рецензенти: В.І.Ільїн, доцент, к.т.н.

М.Л.Розенфельд, інж.-геолог

392444



П Е Р Е Д М О В А

Навчальний посібник написаний відповідно до програми курсу "Інженерна геологія" для студентів будівельної спеціальності.

У посібнику подано загальні відомості про Землю, значний матеріал з мінералогії та петрографії, дані з історії земної кори та її тектоніки, ґрунтознавства, відомості про інженерно-геологічні процеси та інженерно-вишукувальні роботи.

У викладі навчального матеріалу запропонована нова компоновка розділів, які містять не тільки теоретичні відомості, а й практичні рекомендації щодо визначення мінералів, гірських порід та виконання розрахунково-графічних робіт, що сприятиме кращому виконанню студентами лабораторних робіт, глибокому засвоєнню ними курсу інженерної геології.

В С Т У П

Будь-яка інженерна споруда в період будівництва і протягом усього строку експлуатації повинна мати достатню міцність та стійкість при мінімальних витратах матеріалів, часу і робочої сили на її зведення. Це досягається шляхом урахування в першу чергу місцевих природних, або точніше, інженерно - геологічних умов у районі зведення споруди. Вивченням цих природних умов і займається геологічна наука. Отже, геологія є наука про Землю і розглядає процеси, які проявляються на її поверхні та в надрах, властивості Землі та її склад, вивчає історію розвитку земної кори і закономірності формування та розповсюдження відкладів. Саме слово "геологія" грецького походження і складається з "Ге"- Земля і "логос"- вчення.

Як самостійна наука геологія сформувалась наприкінці 18 сторіччя, коли накопичився значний запас відомостей про Землю, явища, які відбуваються на ній, та пояснень цих явищ. 19 та початок 20 сторіччя позначаються бурхливим розвитком геології. У цей період було проведено багато досліджень та експедицій, створена науково обгрунтована геологічна теорія. Внаслідок цього деякі розділи геології відокремились у самостійні наукові дисципліни: мінералогію / наука про склад, походження і властивості мінералів - природних хімічних сполук/; петрографію / наука про агрегати мінералів - гірські породи, їх склад, властивості, умови залягання та розповсюдження/; історичну геологію / наука про вік Землі/; динамічну геологію / наука про динамічні процеси, які відбуваються в надрах Землі та на її поверхні/; гідрогеологію / наука про підземні води/; інженерну геологію та ін.

Що являє собою інженерна геологія як наука? Основоположник інженерної геології російський учений Ф.П. Саваренський дав таке визначення: "Інженерна геологія є геологічною наукою, яка трактує питання застосування геології до інженерної справи". Іншими словами, інженерна геологія використовує досягнення усіх геологічних наук для застосування їх в інженерній практиці людини. У будівельній справі ці досягнення використовуються в інженерно - будівельній діяльності людини.

Основні задачі інженерної геології.

1. Вивчення складу, будови, стану, властивостей, умов залягання та розповсюдження гірських порід / ґрунтів/, які використовуються як підвалини фундаментів і визначають їх поведінку при взаємодії з інженерними спорудами.

Це необхідно для визначення міцності та інших будівельних властивостей гірських порід, за допомогою яких розраховують різні варіанти фундаментів.

Будівельні властивості гірських порід, в свою чергу, залежать від складу, будови, умов залягання та подальших генетичних перетворень. Крім цього, деякі гірські породи характеризуються великою неоднорідністю і в залежності від інженерно - геологічних умов будівельного майданчика можуть змінювати свої властивості. Так, глинисті ґрунти в міру збільшення вологості можуть переходити з твердого стану в пластичний або навіть у текучий.

2. Вивчення інженерно - геологічних процесів як природних, так і таких, які виникають внаслідок інженерної діяльності людини. Такі геологічні процеси, як зсуви, обвали, просадочні явища, землетруси та інші, завдають великої шкоди інженерним спорудам і великих збитків народному господарству. Дослідження умов виникання та протікання цих процесів та явищ, а також розробка рекомендацій по їх попередженню, регулюванню та боротьбі з ними і є однією з основних задач інженерної геології. Це стосується й інженерно - геологічних процесів, які виникають внаслідок діяльності людини. Наприклад, зсуви, обвали насипів, дамб, бортів кар'єрів та ін.

3. Інженерно - геологічне картування територій з метою вивчення просторового розповсюдження інженерно - геологічних умов будівництва. Це дозволяє зменшити обсяги вишукувань, найбільш повно ураховувати природні умови, вибирати економічні та технічно раціональні варіанти будинків і споруд, забезпечувати високу їх стійкість, надійну експлуатацію, створити умови для вирішення питань захисту навколишнього середовища.

Що стосується задач інженерної підготовки студентів будівельного профілю, то, вивчивши курс інженерної геології, студенти повинні знати :- найбільш розповсюдені види мінералів та гірських порід, їх властивості, умови утворення, залягання і використання в практиці будівництва;

- основні геодинамічні процеси, ступінь їх небезпеки для споруд, заходи щодо попередження та боротьби з ними;
 - інженерно - геологічну класифікацію ґрунтів, їх фізико - механічні характеристики;
 - особливості будівництва в різних інженерно - геологічних умовах;
- в м і т и : - визначати основні види мінералів та гірських порід;
- читати геологічні та гідрогеологічні карти, виконувати побудову геологічних розрізів;

- робити найпростіші гідрогеологічні розрахунки;
 - давати оцінку інженерно - геологічним умовам будівництва;
- м а т и у я в л е н н я : - про історію розвитку інженерної геології та її основні задачі;
- про будову земної кори та історію її розвитку;
 - про обсяги та методи інженерно - геологічних вишукувань.

Історія розвитку інженерної геології.

Як уже зазначалось, геологія як наука сформувалась наприкінці 18-го сторіччя, в період розпаду так званої енциклопедичної науки, яка називалась філософією.

Першою капітальною роботою в області геології була робота видатного російського ученого М.В. Ломоносова "Про шари земні", в якій автор виділяє дві групи сил, що змінюють земну поверхню: дію зовнішніх агентів - дощу, вітру, річок, морів, температури та ін. і дію "внутрішнього жару земного". Таких же поглядів дотримувався і шотландський учений Д. Геттон, який надавав великого значення виключно внутрішнім силам Землі /так званий плутонізм; Плутон - бог підземного царства у стародавніх римлян/.

У протипагу цим уявленням німецький учений А.Вернер стверджував, що всі гірські породи, які складають земну кору, утворились із водного розчину і що вода-найголовніший фактор перетворення Землі /вчення А. Вернера дістало назву нептунізму; Нептун - бог моря/.

У наш час ці два напрями не протиставлені один одному, а, навпаки, доповнюють один одного. Слід відзначити, що в творах основоположників геологічної науки встановлені лише загальні зв'язки та закономірності в будові земної кори і походженні різного роду відкладів. Використання їх для потреб будівельної практики було проблематичним. Наприклад, у згаданій вище праці М.В. Ломоносова пишеться: "... будівельник бере до уваги твердість землі у ровах для підвалин".

Проте, як відомо, ще у 15-16 ст. вітчизняні будівельники при зведенні споруд урахувували особливості та властивості гірських порід підвалин фундаментів. Слабкі гірські породи підсилювали шляхом забивання дерев'яних паль, а на міцних ґрунтах фундаменти закладали неглибоко. Ці дані були одержані уже в наш час при розкопці фундаментів кріпосних стін та храмів, у процесі будівництва метрополітенів.

Першою працею прикладного характеру, в якій закладено початок використання геологічних спостережень і досліджень при зведенні інженерних споруд, є "Меморіальна записка про заводське виробництво",

написана російським інженером Г. Махотіним наприкінці 18 ст. У ній містяться конкретні рекомендації по обґрунтуванню зведення заводських споруд у різних геологічних умовах .

У 1816 р. була опублікована перша друкована праця, яка називалась "Міркування про улаштування та укріплення гребель", складена Д. Лачіновим для одержання ступеня магістра фізико - математичних наук. У ній викладалось питання змінювання властивостей гірських порід відносно до потреб гідротехнічного будівництва.

Трохи пізніше в "Журналі шляхів сполучення" була опублікована праця російського інженера М.С. Волкова "Про підвалини кам'яних споруд", в якій вперше була запропонована класифікація гірських порід за їх будівельними властивостями. Слід зазначити, що це були перші наукові праці з інженерної геології. Характерною особливістю зародження інженерної геології є те, що питаннями застосування її в інженерній справі займалися спеціалісти - будівельники.

У 1882 р. у Росії був організований перший у світі Геологічний інститут, у склад якого увійшли видатні російські та українські геологи: А.П. Карпінський, І.В. Мушкетов, В.А. Обручев, А.П. Павлов та інші. Цей інститут виконав величезну роботу з вивчення гірських порід як природно - історичних утворень, зв'язав їх властивості з походженням, мінеральним складом, умовами залягання та ін. , з пошуків і розвідки родовищ корисних копалин та будівельних матеріалів

У 20-30-х роках 20 ст. з розвитком індустріалізації країни: будівництвом великих гідроелектростанцій, заводів, залізниць та шосейних шляхів, каналів, шахт - почала швидко розвиватись і інженерна геологія. У цей період вона і сформувалась як самостійна наукова дисципліна.

Основоположником інженерної геології як науки є російський учений Ф.П. Саваренський /1886 - 1946/. Він написав першу капітальну працю у цій області, яка так і називається "Інженерна геологія", є автором першого в світі підручника з цієї дисципліни, організатором першої в світі кафедри інженерної геології при Московському геолого-розвідувальному інституті, керівником протягом багатьох років науково - дослідних робіт з інженерної геології.

Подальший розвиток інженерної геології розглянуто в працях Н.В. Коломенського, В.А. Приклонського, І.В. Попова, Є.М. Сергєєва та ін.

В наш час українська наукова школа з інженерної геології пов'язана з іменами таких учених, як В.І. Вернадський, О.З. Широков,

А.М. Дранніков, М.М. Алексєєв та ін.

Інженерна геологія розвивалась не ізольовано, а в тісному зв'язку з іншими науками. У першу чергу з науками про Землю: геофізикою, геодезією, геохімією, астрономією та ін. Наприклад, проявлення та інтенсивність протікання багатьох інженерно-геологічних процесів пов'язане з особливостями будови земної кулі як космічного тіла і т.д.

У останні роки в інженерній геології все більш застосовуються такі фундаментальні науки, як математика та фізика. Справа в тому, що сучасні прилади, апаратура та техніка дозволяють одержувати таку величезну інформацію про процеси і явища, що без використання математичних методів та швидкодіючих ЕОМ практично неможлива обробка цієї інформації і одержання потрібних даних. Найтісніше інженерна геологія пов'язана з такою наукою, як механіка ґрунтів, підвалини та фундаменти.

І. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ЗЕМЛЮ

І.І. Земля в космічному просторі

Земля – одна з дев'яти планет Сонячної системи, третя за відстанню від Сонця /149,5 млн. км /. Це сама велика з чотирьох кам'яних планет, розташованих близько до Сонця, і обертається навколо нього за 365,26 доби, рухаючись з швидкістю 29,7 км/с по майже круговій орбіті. Період обертання навколо своєї осі – 23 г. 56 хв. Сонце в свою чергу усього одна з сотен мільярдів зірок, які утворюють Галактику Чумацького шляху /Млечного пути/.

Спіральна Галактика Чумацького шляху – одна з багатьох галактик різного розміру та форми, які існують у Всесвіті. Через те, що Сонце і Земля розташовані у середині нашої Галактики, то Чумацький шлях нам здається не спіральним скупченням, а просто смугою зірок, яка пересікає небо.

Чумацький шлях має форму диска з діаметром біля 100 тис. світлових років і товщиною в центрі диска біля 20 тис. св. років /1 св. рік відповідає відстані, яку проходить світло за 1 рік, що дорівнює приблизно $9,6 \cdot 10^{12}$ км або 9,6 трильйона км/. Сонце розташовується приблизно на $3/5$ відстані від центра нашої Галактики до її тонкого зовнішнього краю. Усі зірки Галактики обертаються навколо галактичного центру, і наше світило завершує один оберт за 250 млн. років, рухаючись з швидкістю 240 км/с.

Походження Сонячної системи в цілому та Землі зокрема має велике значення як для вивчення її будови, так і для пояснення та

прогнозу тих глибинних процесів, що відбуваються у надрах нашої планети. Не вдаючись детально до розгляду багатьох гіпотез про походження Землі, які відомі з середньої школи, відмітимо, що найбільше визнання серед них одержали гіпотези німецького філософа І. Канта /1755/ та французького астронома П. Лапласа /1796/, які пізніше стали відомі за їх схожістю під загальною назвою гіпотези Канта - Лапласа. За Кантом-Лапласом Сонячна система утворилась з розжареної космічної туманності після вибуху наднової зірки. Із згущення у центрі цієї туманності, яка оберталась навколо своєї осі, утворилося Сонце, а з концентричних газових кілець утворилися планети, в тому числі і Земля. Таким чином, на початку своєї історії наша планета була вогняно-рідким тілом, що поступово охолоджувалось з утворенням поверхневої оболонки - земної кори. Ця гіпотеза була домінуючою майже до середини 20 сторіччя, поки нові досягнення в галузі астрономії та геофізики не виявили її основних недоліків.

З точки зору гіпотези Канта - Лапласа неможливо пояснити деякі процеси, що мають місце у Сонячній системі, зокрема, розподіл моменту кількості руху. У той час як у Сонці зосереджено 99, 87% усієї маси Сонячної системи, на його долю випадає менше 2% моменту кількості руху. Останні 9% заключені в орбітальному русі планет. Питомий момент /тобто момент на одиницю маси/ в 35 тис. раз більший питомого моменту Сонця.

Гіпотеза О.Ю Шмідта /1944/ припускає утворення Землі та інших планет Сонячної системи із міжзіркового холодного метеоритного пилу, захопленого полем тяжіння Сонця. Сонце старіше планет і Землі. Земля утворилась поступово шляхом згрупування твердих частинок - метеоритів.

За уявленням О.Ю Шмідта, навколо Сонця існував протяжний рій пилюватої матерії, із якої в процесі еволюції виникли планети. При цьому припускається, що рій володів значним моментом кількості руху, який потім перейшов в орбітальний і обертальний моменти планет. О.Ю Шмідт вважав, що первинно холодна Земля після досягнення певного розміру розігрілась за рахунок накопичення тепла, яке виділялось при розпаді радіоактивних елементів. Це продовжувалось мільярди років і супроводжувалось гравітаційною диференціацією, в результаті якої утворились окремі оболонки.

Гіпотеза пояснює два дуже складних питання: розподіл моменту кількості руху в Сонячній системі і закон планетних відстаней.

Ця гіпотеза має слабо обгрунтовані положення. Так, припущення, що Сонце захопило пилювату метеоритну хмару, малообгрунтоване.

Більшість сучасних гіпотез допускають, що в початковий період формування Земля складалась з однорідного матеріалу, в якому рівномірно розміщувались радіоактивні елементи. Але, як показали сучасні дослідження, вміст радіоактивних елементів зменшується з глибиною. На основі цього Е.В. Соболевич припускає, що біля хмари з холодної матерії діаметром 1-2 світлових роки стався вибух над-нової зірки з викидом плазми масою близько десяти Сонць, у центральній частині утвореної хмари внаслідок її ущільнення утворилося Сонце, а на периферії - тверді тіла, зародки планет з незначним вмістом радіоактивних елементів. У процесі подальшого розвитку відбувалося наварування матеріалу, збагаченого радіоактивними елементами, розігрівання Землі та її наступне охолодження з утворенням земної кори.

1.2. Фізичні особливості Землі

Земля, як і інші планети Сонячної системи, має форму кулі, але не точно геометричної, а дещо сплюснутої в напрямку полюсів. Таку форму називають сфероїдом, а оскільки поверхня Землі не є рівною /морські западини, гірські хребти/, то таку неправильну геометричну форму називають геоїдом.

Перші спроби визначити форму Землі та її будову відносяться до VI-IV ст. до н.е.

Перше наукове обґрунтування кулястості Землі привів грецький філософ Арістотель /384-322 рр. до н.е./. Він указував, що якби Земля не мала форми кулі, то тінь, яку вона відкидає на поверхню Місяця при його зетемненні, не буда б обмежена дугою кола. Виходячи з цього, наслідник Арістотеля грецький учений Ератосфен Кіренський /276-194 рр. до н.е./, який мешкав у Олександрії, вперше досить точно визначив радіус земної кулі. Зробив він це занадто оригінально, не покидаючи подвір'я Олександрійської бібліотеки, де працював бібліотекарем.

Одного разу він почув від приїжджих торговців, що опівдні у самий довгий день року /22 червня/ у м. Сієни /нині Асуан/, що знаходиться поблизу екватора, сонячна тінь зникає зовсім. Це повідомлення дуже зацікавило Ератосфена. За Арістотелем, міркував учений, Земля має кулясту форму, і, отже, сонячні промені падають на її поверхню під різними кутами у різних її точках. Знаючи ці кути падіння, можна обчислити відстань між ними, а якщо відстань відома, то не важко розв'язати і обернену задачу.

Учений сконструював велику півкулю, поставив її на подвір'ї біблі-

отрки, увіткнув у півкуло вертикальну жердину. Опівдні 22 червня він виміряв довжину тіні, яка падала від жердини. Вона виявилась в 1/50 довжини кола кулі. В Асуані в той же час тіні знайти оуло неможливо: сонячні промені там падають вертикально. Знаючи відстань між Асуаном і Олександрією/вона становить 5000 єгипетських стадій; 1 стадія дорівнює 158,25 м/, Ератосфен, використовуючи найпростіші тригонометричні співвідношення, визначив радіус Землі розміром 6300 км. Неточність такого розрахунку складає декілька десятків кілометрів. Нижче приводяться основні геометричні та фізичні характеристики Землі в даний час.

Екваторіальний радіус	6378 км
Поверхня	510 млн. км ²
Водна поверхня	361 млн. км ²
Суша	149 млн. км ²
Об'єм	$1.08 \cdot 10^{12}$ км ³
Маса	$5,976 \cdot 10^{24}$ кг
Середня щільність	5520 кг/м ³
Середня щільність поверхневих порід	2700–2800 кг/м ³

Сучасними дослідженнями встановлено, що земна куля складається з ряду концентричних оболонок, які називаються геосферами. Чотири з них – атмосфера, гідросфера, біосфера та частина літосфери доступні для безпосередніх спостережень, а внутрішні геосфери вивчаються тільки за допомогою геофізичних методів – різкими змінами швидкості розповсюдження пружних хвиль.

А т м о с ф е р а – газова оболонка Землі, точна межа якої не визначена і знаходиться приолізно на висоті біля 3 тис. км, де щільність атмосфери майже зрівноважується з щільністю міжпланетного простору.

У атмосфері виділяють три концентричні оболонки. Перша з них від поверхні Землі – тропосфера, яка охоплює понад 80% загальної маси атмосфери і розповсюджується до висоти 8 – 15 км. Далі йдуть: стратосфера – від 8 – 15 км до 100 км та іоносфера.

Найбільше впливає на змінення поверхні Землі атмосфера. Її агенти – сонячні промені, електричні розряди, температурні коливання, вітер, водяна пара – виконують велику геологічну роботу в процесах руйнування, переносу продуктів руйнування та їх накопичення.

Г і д р о с ф е р а – водна несучільна оболонка, яка містить воду океанів, морів, озер, річок, льодовиків, підземну та атмосферну воду. Гідросфера не утворює суцільного шару і покриває земну

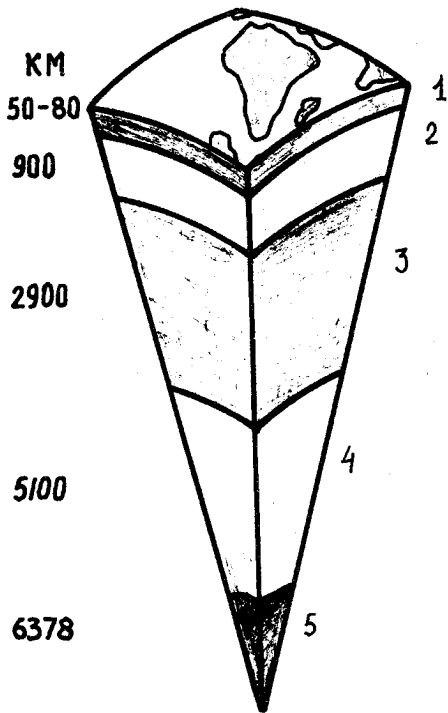


Рис. 1.1. Будова Землі:

1 - земна кора; 2 - верхня мантія; 3 - нижня мантія;
 4 - зовнішнє ядро; 5 - внутрішнє ядро

поверхню на 70,8%.

Гідросфера - надзвичайно важливий геологічний фактор в історії Землі і особливо земної кори. З одного боку, під впливом гідросфери відбувається інтенсивне руйнування гірських порід, з другого - вона є потужним створюючим фактором, завдяки якому в межах водоймищ накопичується значна товща різноманітних осадків. У водоймищах утворилось багато мінералів та осадочних гірських порід / фосфорит, галіт, глауконіт, вапняк, крейда та ін./.

Біосфера - зона життєдіяльності організмів - тварин та рослин. У тій чи іншій мірі вона має місце в атмосфері та земній корі.

Нижня та верхня межі існування живих організмів визначаються температурою та тиском. На суші нижня межа існування живих організмів - 2-3 км /окремі бактерії/, у морських басейнах - до II км.

У склад організмів входять більше 60 хімічних елементів. Це в основному кисень, водень, вуглець, натрій, кальцій, магній, калій та ін. Надзвичайно велике значення організмів як концентраторів деяких хімічних елементів: вуглецю у торфі, вугіллі, нафті, кальцію та вуглецю у вапняках, крейді, фосфору у фосфоритах. Дуже велика роль організмів в утворенні гірських порід та корисних копалин.

Вищезгадані оболонки земної кори відносяться до зовнішніх геосфер. Внутрішні геосфери - це літосфера, мантія та ядро /рис. I.1/.

Літосфера - верхня тверда оболонка Землі, називається інакше земною корою /лат. "літос" - камінь/. Товщина /потужність/ її неоднакова і коливається в межах 5 - 6 км під дном океанів та до 70 - 80 км у гірських районах континентів /Гімалаї, Тянь - Шань та ін./ Середня потужність земної кори 35 км.

У літосфері виділяють три пояси /рис. I.2/. Верхній її пояс складають різноманітні за складом осадочні гірські породи - глини, піски, вапняки, піщаники та ін., які несучільним чохлам покривають літосферу з поверхні. Потужність осадочного шару неоднакова і змінюється від одиниць метрів /на Українському, Балтійському шитах та ін./ до 15 км у западинах /Західно - Сибірська, Дніпрово - Донецька та ін./ Щільність осадочного шару 1800 - 2500 кг/м³, швидкість розповсюдження сейсмічних хвиль - I - 4 км/с.

Середній пояс земної кори складається з порід типу граніту і тому називається гранітним. Він не суцільний і розповсюджується в основному на континентах, а на глибоководних ділянках океану - відсутній. Середня потужність гранітного шару на континентах становить близько 15 км, у гірських районах - до 35 - 40 км. Щільність усього

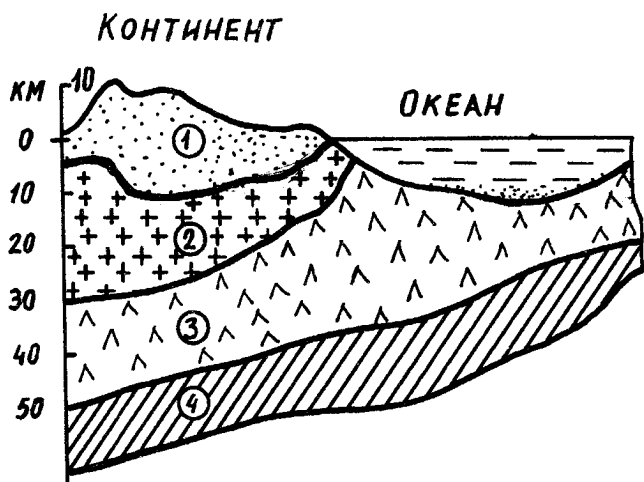


Рис. 1.2. Будова земної кори:

1 - осадочний чохол; 2 - гранітний шар; 3 - базальтовий шар;
4 - верхня мантія.

шару - 2500 - 2750 кг/м³, швидкість сейсмічних хвиль - 5,5 - 6,3 км/с. У складі осадового та гранітного поясів переважають кремній /лат. "сіліцій"/ та алюміній /лат. "алюмініум"/ і тому їх часто об'єднують під загальною назвою сіаль або сіалістська оболонка.

Нижче гранітного залягає базальтовий пояс. Його потужність складає 20 - 35 км на материках і 5 - 7 км - під дном океану. Щільність змінюється в межах 2750 - 3000 кг/м³, швидкість сейсмічних хвиль - 6,1 - 7,4 км/с.

Виділяють два типи літосфери: океанічний та материковий. Кора материкового типу складається з гранітного шару потужністю до 35 км, прикритого на окремих ділянках /прогинах/ осадовим чохлам потужністю до 15 км і більше. В океанічній корі гранітний шар відсутній і земна кора складається тільки з базальтового шару, прикритого зверху тонким чохлам /не більше 1 км / осадових порід.

Хімічні аналізи показали, що більше ніж на 98% маса земної кори складається тільки з восьми елементів /табл I.I/. Решту складають приблизно ще 10 елементів. На долю інших припадає 0,353%. Слід відзначити, що у різних авторів доля тих чи інших елементів у земній корі неоднакова, але відрізняється не суттєво.

Хімічний склад земної кори

Таблиця I.I

№ п/п	Елемент	Символ	Маса, %
1.	Кисень	O	46,5
2.	Кремній	Si	25,7
3.	Алюміній	Al	7,65
4.	Залізо	Fe	6,24
5.	Кальцій	Ca	5,79
6.	Натрій	Na	1,81
7.	Калій	K	1,34
8.	Магній	Mg	3,23
9.	Решта	—	1,74

М а н т і я - це суцільна оболонка, що залягає безпосередньо під базальтовим поясом і властивості якої різко відрізняються від літосфери.

У ній виділяють верхню мантію до глибини 900 км та мантію - до глибини 2900 км. При переході від літосфери до мантії відбувається різке збільшення швидкості розповсюдження поздовжніх сейсмічних хвиль від 6,5 - 7,2 до 8,0 - 8,2 км/с. Ця сейсмічна межа одержала назву поділу Мохоровичича /скорочено Мохо/ на честь югославського сейсмолога А. Мохоровичича, який у 1909 р., вивчаючи землетрус у

Загребі, виявив, що на глибині 60 км швидкість сейсмічних хвиль значно збільшується. Це привело його до висновку, що тут і проходить межа земної кори та мантиї. За сучасними даними глибина залягання поверхні Мохоровичича змінюється від 5 - 7 км під дном океанів до 70 - 80 км у гірських районах.

Верхня частина мантиї потужністю близько 900 км називається передітою зоною у зв'язку з переважанням у її складі ультраосновних або лужних речовин.

У її складі найбільший вміст мають кремній та магній, тому верхню мантию ще називають сіматичною зоною або зоною "сіма", тепер вважають, що речовина верхньої мантиї знаходиться частково у розплавленому стані. Щільність речовини в цій зоні становить 3600 - 4700 кг/м³, тиск до 38 ГПа / 380 тс/см²/, а температура 1000 - 3800°C.

Нижня частина мантиї потужністю близько 1900 км називається рудною зоною, у складі якої багато заліза, нікелю, кремнію та магнію. Тому вона ще називається зоною "ніфесіма", від скорочених латинських назв цих елементів.

Щільність речовини в цій зоні досягає 4700 - 9400 кг/м³, тиск становить 134 ГПа, а температура - 2800 - 3800°C.

Ядро Землі починається з глибини 2900 км, має радіус 3470 км. Воно неоднорідне за своїм складом, і в ньому виділяють зовнішнє ядро - з глибини 2900 км до 4980 км, внутрішнє - з глибини 5120 км до центра Землі та проміжну зону - 4980 - 5120 км.

Добра електропровідність та висока щільність ядра / від 11500 до 17300 кг/м³/ дають підставу вважати, що воно складене нікелем та залізом з домішками сірки та кремнезему. Тому його називають ще "нафе" від латинських символів цих елементів. Тиск у центрі Землі досягає 350 ГПа / 3500 тс/см²/, а температура - 3800 - 4000°C.

Якщо брати хімічний склад /гіпотетичний/ Землі в цілому, то більше як на 98% вона складається з восьми елементів, але співвідношення їх не таке, як у літосфері /табл I.2/.

Хімічний склад Землі

Таблиця I.2

№ п/п	Елемент	Символ	Маса, %
1.	Кисень	O	29,50
2.	Залізо	Fe	34,60
3.	Кремній	Si	15,20
4.	Магній	Mg	12,70
5.	Сірка	S	1,43

№ п/п	Елемент	Символ	Маса, %
6.	Нікель	Ni	2,39
7.	Кальцій	Ca	1,13
8.	Алюміній	Al	1,46
9.	Решта	—	1,46

Т е п л о в а енергія Землі має внутрішнє та зовнішнє походження. Основним джерелом внутрішнього тепла є енергія радіоактивного розпаду хімічних елементів у надрах планети. Підраховано, що 1 г радію за годину виділяє 140 кал тепла, а при повному перетворенні 1 г радію в свинець виділяється 3 млн. ккал, що еквівалентно згоранню 500 кг кам'яного вугілля.

Зовнішнє джерело надходження тепла - промениста енергія Сонця. Кожна ділянка поверхні Землі площею 1 см², яка орієнтована перпендикулярно променям Сонця, одержує за хвилину 8,13 Дж тепла. Ця величина називається сонячною постійною. Усього за рік Земля одержує від Сонця близько 4,187·10²⁴ Дж тепла, що складає 99,5% енергії, яка поступає в земну кору.

Температура земних надр з глибиною нарощується. Приріст температури в градусах Цельсія на кожні 100 м глибини називається геотермічним градієнтом. Відстань у метрах, протягом якої температура підвищується на 1°C, називається геотермічним ступенем. Величина геотермічного градієнта, як і ступеня, відраховується від поясу з постійною температурою, залягання якого залежить від географічного положення місцевості і змінюється в межах 15 - 40 м.

У середньому величина геотермічного градієнта дорівнює 3°C на 100 м, а відповідна величина геотермічного ступеня - 33 м. Однак у різних районах Землі значення цих величин неоднакові. Так, у США величина ступеня у верхніх шарах літосфери змінюється у межах 7 - 138 м, у Донбасі - 28 - 33 м, у Харкові - 37,7 м. Максимальний геотермічний ступінь зареєстрований у Південній Африці - 167.

При бурінні свердловин у різних точках Землі зафіксовані такі значення температур: у Північному Прикаспії - 108, 3°C на глибині 3000 м, у США - 244°C на глибині 7136 м, у Краснодарському краї - 219,4°C / 6267 м/.

Вважають, що зростання температури з глибиною уповільнюється. Так, якби температура зростала до центру Землі навіть з мінімальним геотермічним градієнтом, то у центрі планети вона б дорівнювала

46000°C, а це б привело до зорухання масивних частиностей Землі. Згідно з розрахунками до глибини 20км зберігається геотермічний ступінь, який відомий для поверхневих горизонтів Землі. Нижче зростає температура, навечно, уповільнюється.

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Визначення інженерної геології і її основні задачі.
2. Які геологічні науки входять до складу курсу для будівельників?
3. Що повинен знати і вміти інженер-будівельник, вивчивши курс?
4. Назвіть основні етапи розвитку геології та інженерної геології.
5. Основні гіпотези про походження Сонячної системи та Землі.
6. Яким чином Ератосфен визначив радіус Землі?
7. Будова Землі. Назвіть зовнішні та внутрішні геосфери.
8. Що таке геотермічні ступінь та градієнт? Приклади.

2. ПОРОДОУТВОРЮЮЧІ МІНЕРАЛИ

2.1. Мінерали, їх фізичний стан та будова

Мінералами /лат. "мінера" - породжуючий метал, тобто руду/ називаються природні хімічні сполуки або самородні елементи, які утворюються внаслідок різних фізико-хімічних процесів у земній корі або на її поверхні.

Більшість мінералів - тверді /кварц, кальцит, алмаз та ін./, але є і рідинні /вода, ртуть та ін./, а також гази /кисень, азот, вуглекислота та ін./.

Вважають, що в земній корі знаходяться більше 7000 мінералів та їх різновидів, але з відомих 2000 мінералів порівняно небагато мають широке розповсюдження в природі. Ці мінерали, а їх всього близько 50, складають численні гірські породи, а тому їх і називають породотворюючими.

У будівельній практиці людина зустрічається з агрегатами мінералів - гірськими породами, а їх будівельні властивості і характер поведінки при взаємодії з інженерними спорудами залежать перш за все від мінерального складу та будови як самих мінералів, так і їх сполук - гірських порід. Ось чому важливо знати склад, будову та властивості мінералів.

Тверді мінерали можуть мати кристалічну та некристалічну будову. При кристалічній будові елементарні частинки /атоми, молекули,

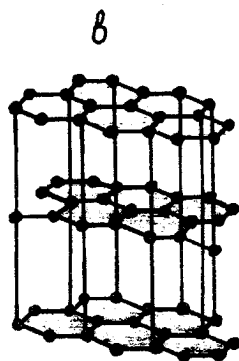
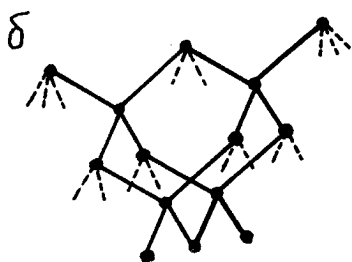
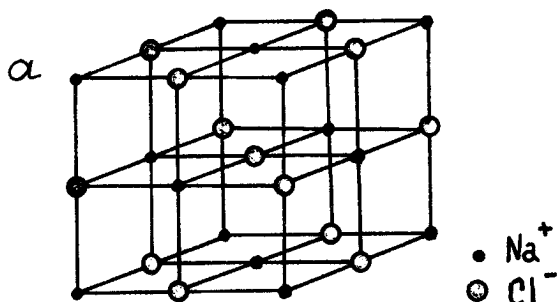


Рис. 2.1. Будова кристалічних решіток:
 а - халіту; б- алмазу; в - графіту.

іони / розташовуються в точно визначеному порядку - у вузлах кристалічної решітки. Кристали мають форму правильних многогранників: куба, призми, піраміди, октаедра, тетраедра тощо; листка, луски, волокна, пластинки. Правильна геометрична форма кристалів є важливою зовнішньою ознакою кристалічної будови мінералів. Наприклад, мінерал пірит часто зустрічається в вигляді кристалів кубічної форми, кварц - пірамідальної або призматичної. Мінерали, кристалічна будова яких виявляється тільки під мікроскопом, називають потайнокристалічними.

Властивості та особливості кристалічного мінералу залежать не тільки від властивостей складаючих їх елементарних частинок, а й від характеру їх розміщення. Наприклад, атоми вуглецю в алмазі розміщуються суворо на однакових відстанях один від одного в кутах тетрагональної кристалічної решітки. Кожен атом вуглецю пов'язаний з чотирма іншими сильним ковалентним зв'язком, який забезпечує винятково високу твердість /10/, а компактна тетрагональна кристалічна решітка забезпечує високу питому вагу / 35 кН/м³/. У графіті атоми вуглецю розташовуються шарами, які складаються з гексагональних кілець. Кожен атом у шарі ковалентно пов'язаний з трьома іншими, а зв'язок між шарами слабкий / рис. 2.1/.

Характерною особливістю многогранників є симетрія, під якою розуміють: по-перше, закономірну повторюваність при обертанні кристала однакових граней; по-друге, дзеркальну рівність частин фігури / одні частини кристала наче дзеркально відображують інші/.

У кристалах виділяють: грані - площини многогранників, ребра - лінії пересікання граней, вершини - пересікання трьох і більше ребер.

Знайдені такі елементи симетрії / рис. 2.2/.

1. Площина симетрії - уявна площина, яка ділить кристал на дві рівні частини, причому одна з них наче дзеркально відображує іншу.

2. Вісь симетрії / \angle / - пряма лінія, при обертанні навколо якої на 360° кристал декілька разів повторює своє початкове положення в просторі. Кількість повторень початкового положення кристала при обертанні навколо осі симетрії називається її порядком. Для осей симетрії різних порядків прийняті такі позначення: \angle_2 - вісь симетрії другого порядку; \angle_3 - вісь симетрії третього порядку і т.д. У кристалів можуть бути тільки осі симетрії другого, третього, четвертого та шостого порядку. У одному і тому ж кристалі може бути декілька осей симетрії одного порядку або різних порядків.

3. Центр симетрії - точка пересікання елементів симетрії в

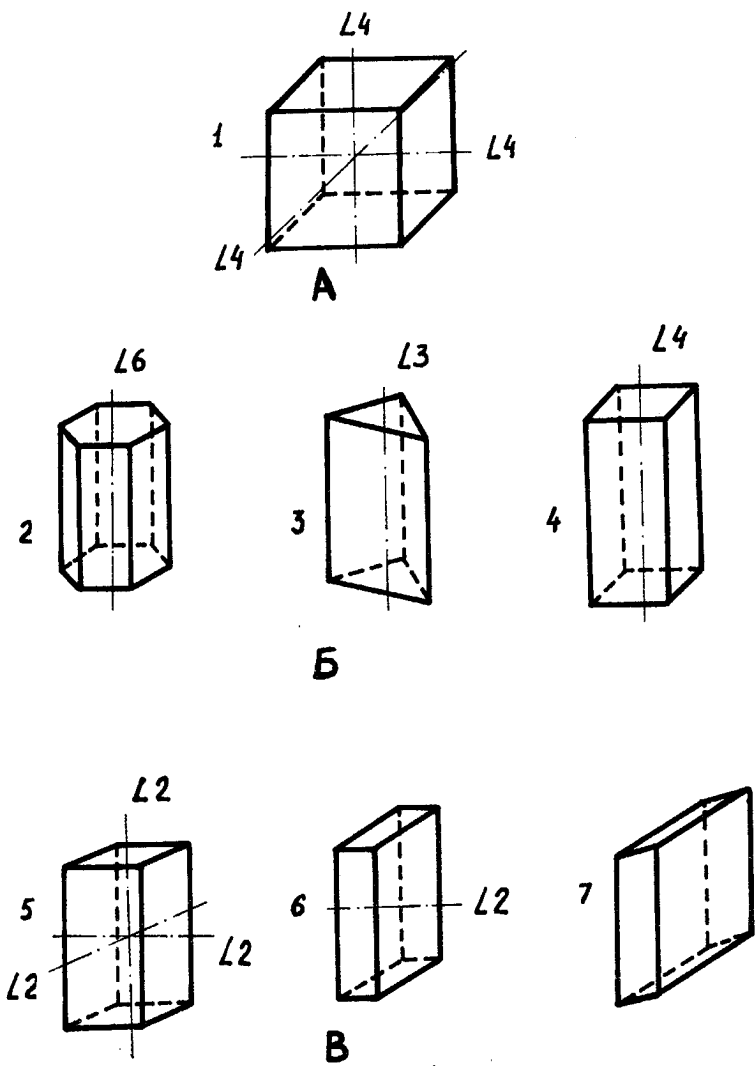


Рис. 2.2. Кристалографічні симетрії:
 а - вища симетрія; б - середні симетрії; в - нижчі симетрії.
 1 - кубічна; 2 - гексагональна; 3 - тригональна; 4 - тетрагональна;
 5 - ромбічна; 6 - моноклічна; 7 - триклінна.

даному кристалі.

У кристалах можливі 32 комбінації елементів симетрії, і ці 32 комбінації називають кристалографічними класами або видами симетрії. Кристалографічні класи об'єднуються у сингонії /грецьке "сингонія"- схожість кутів/. Таких сингоній сім: триклинна, моноклинна, ромбічна, тригональна, тетрагональна /квадратна/, гексагональна /шестикутна/, кубічна. Перші три-це нижчі категорії, три наступні - середні, а кубічна сингонія - вища. Характерні елементи симетрії для перелічених вище сингоній приведені в табл. 2.1.

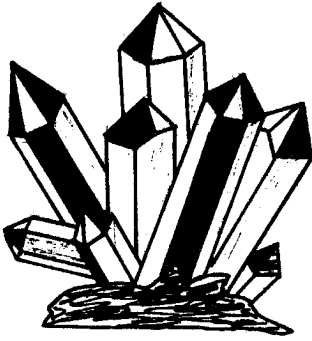
Таблиця 2.1
Характеристика кристалографічних сингоній

Категорія	Сингонія	Характерні елементи симетрії
Нижча	Триклинна	Нема елементів симетрії або є один центр симетрії
	Моноклинна	Вісь симетрії другого порядку і площина симетрії одна
	Ромбічна	Кількість осей симетрії другого порядку і кількість площин симетрії досягає трьох
Середня	Тригональна	Характерна одна вісь симетрії третього порядку
	Тетрагональна	Характерна одна вісь симетрії четвертого порядку
	Гексагональна	Характерна одна вісь симетрії шостого порядку
Вища	Кубічна	Має чотири осі симетрії третього порядку/поряд з другим або четвертим/

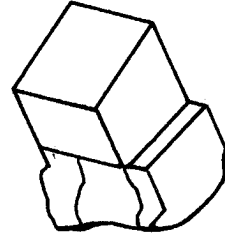
Форма мінералів - одна з ознак, необхідних для швидкого визначення деяких з них: наприклад, за формою можна впізнати кристали галіту, піриту, флюориту, галеніту /куби/ і т.д.

Для характеристики різних форм кристалів вживається така термінологія.

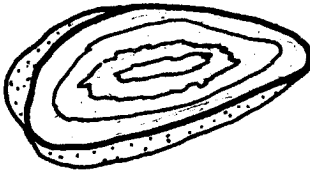
І. Ізометричні зерна мають однакову ширину та висоту. Агрегати таких зерен називають зернисто-кристалічними.



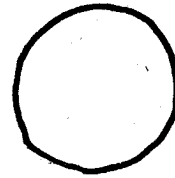
Друза



Монокристал



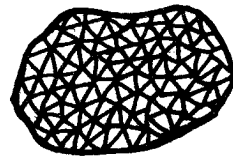
Секреція



Конкреція



Оліти



Зернистий агрегат



Дендрит

Рис. 2.3. Форми знаходження мінералів у природі.

2. Вигляд зерен, які витягнуті у одному напрямку, характеризується такими термінами: стовпчатий, шестуватий, голкуватий, волокнистий.

Для опису агрегатів, які складені подовженими зернами, якщо спостерігається їх впорядковане розташування, вживають такі приставки: паралельно - або радіально - /наприклад, паралельно-волокнистий, радіально-голкуватий/.

3. Зерна можуть мати вигляд сплюснутих в одному напрямку. У залежності від ступеня сплюснутості вони характеризуються такими термінами: табличчастий, пластинчастий, листуватий, лускуватий.

Для характеристики потайнокристалічних та аморфних мінералів застосовуються такі терміни:

а/ щільне складення-агрегати в зломі не виявляють помітних деталей, поверхні злому гладкі або трохи криволінійні /раковинистий злом/;

б/ землисте складення - характеризується порівняно крихкотілим скупченням дрібних частинок, комочків, які легко відокремлюються одна від одної; злом таких агрегатів нерівний, шершавий. Деякі характерні агрегати одержали назву, яка не вимагає спеціального пояснення, наприклад, треноподібний, ниркоподібний і т.п.

Природні скупчення мінералів у вигляді зерен або кристалів називаються агрегатами. У природі вони можуть мати такі форми.

1. Зернисті - дрібні зерна мінералів, які зрослися.

2. Землисті - за зовнішнім виглядом нагадують крихкотілий ґрунт і легко розтираються поміж пальцями.

3. Щільні - неможливо відрізнити контури окремих зерен навіть при невеликому збільшенні.

4. Листуваті, пластинчасті, лускуваті - кристали легко розщеплюються на окремі листочки, пластинки, лусочки.

5. Друзи - зростки кристалів, які прикріплені одним кінцем до загальної основи /рис. 2.3/.

6. Дендрити - вітвисті деревоподібні агрегати, які виникають при швидкій кристалізації.

7. Конкреції - агрегати кулеподібної форми з радіально-променевою будовою.

8. Ооліти - невеликих розмірів кульки, сцементовані або в крихкотілому стані.

9. Секреції /жеоди/ - порожнини в гірській породі, заповнені мінеральною речовиною, нагадують людські нирки.

Багато мінералів мають некристалічну /аморфну/ будову, коли елементарні частинки розташовуються безладно /опал, лімоніт, халцедон та ін./.

2.2. Фізичні властивості мінералів

Кожний мінерал має певний хімічний склад і характерну для нього внутрішню будову, від якої залежать його зовнішня форма та фізичні властивості.

Розрізняють такі зовнішні /макроскопічні/ фізичні властивості мінералів: колір, колір риски, прозорість, блиск, спайність, злом, твердість, розчинення у кислотах, смак, запах, шільність.

К о л і р. Майже всі мінерали забарвлені в той чи інший колір. Багато з них названі за цією ознакою. Наприклад, гематит /від грецького "гематікос" - кривавий/, альбіт /від латинського "альбіус" - білий/, рубін /від латинського "рубер" - червоний/.

Для характеристики кольору та його відтінків використовують такі терміни: білий, чорний, сірий, бурий, червоний, жовтий, зелений, синій. Такі назви, як оранжевий, рожевий, блакитний, застосовуються для уточнення відтінків, наприклад: оранжево-жовтий, блакитно-білий та ін.

Для назв відтінків вживають префікси темно-, світло- та ін., а для мінералів з металевим блиском обов'язково як префікс використовують назву металу /наприклад, мідно-червоний, золотисто-, латунно-, бронзово-жовтий, свинцево - або сталєво-сірий, залізо - чорний та ін./.

Крім основного забарвлення, мінерали інколи мають додаткові відтінки - мінливість, обумовлену явищем інтерференції світла на поверхні мінералів внаслідок різних реакцій при вивітрюванні.

К о л і р р и с к и. Багато мінералів у дрібно-роздробленому стані /порошці/ мають зовсім інший колір, так званий колір риски /або просто -риска/. Це важлива діагностична ознака мінералу. Для визначення кольору риски нема потреби роздрібнювати мінерал, а досить провести ним по неглазуваній фарфоровій пластинці. Для характеристики риски вживаються такі ж терміни, як і для кольору.

П р о з о р і с т ь. Це здатність мінералів пропускати світло. Розрізняють прозорі /гірський кристаль, ісландський шпат та ін./, напівпрозорі /халцедон, опал та ін./ і непрозорі /графіт, пірит та ін./.

Багато мінералів у тонких пластинках просвічуються

/наприклад, біотит/.

Б л и с к. Це здатність мінералів відбивати світло /залежить від кількості відбитого світла/.

За цєю властивістю мінерали розподіляють на дві великі групи: з металевим та неметалевим блиском.

Металевий блиск - це блиск свіжого злому металу. Решта - неметалеві. Відрізняють блиск алмазний, - дуже сильний - відбиває багато світла; дзеркальний - блиск дзеркала, скляний - блиск поверхні скла, шовковистий - при паралельно-волокнистій будові; жирний - поверхня мінералу наче намазана жиром, перламутровий - колір інтерференції. Багато мінералів не мають блиску і є матовими.

С п а й н і с т ь. Це здатність мінералів розколюватись при ударі в окремих кристалографічних напрямках з утворенням гладких або дзеркальних поверхонь - поверхонь спайності.

Спайність притаманна тільки кристалічним мінералам і відсутня у монокристалів. Напрямок площин спайності не випадковий і відповідає напрямкам найбільш щільних кристалічних решіток. Спайність може спостерігатись в одному, двох, трьох, чотирьох і навіть шести напрямках. Слід розрізнити площини спайності від граней кристалу. Наприклад, у кварці спайність відсутня, хоч він і зустрічається часто у формі кристалів з гладкими поверхнями.

Фізично спайність обумовлена тим, що зовнішні зв'язки між кристалами значно слабші від внутрішніх структурних зв'язків між елементарними частинками.

Розрізняють такі види спайності:

а/ дуже досконала - мінерал легко розколюється за визначеним напрямком на окремі пластинки, листочки або лусочки /слюда, графіт, гіпс та ін./;

б/ досконала - при ударі мінерал розколюється рівними, гладенькими площинами на уламки, які нагадують первинні кристали /галіт, кальцит та ін./;

в/ недосконала - розпізнається важко на уламках мінералу. Значна частина уламків обмежена неправильними поверхнями /апатит, берил та ін./;

г/ спайність відсутня. При ударі мінерал розколюється у випадкових напрямках з неправильними поверхнями злому /кварц, дімоніт та ін/.

З л о м. Для визначення деяких мінералів доброю діагностичною ознакою є злом-випадковий напрямок розколу мінералу. За певним

характером поверхні, яка утворюється при розколі мінералу, виділяють такі типи злому:

- а/ рівний, ступінчастий, характерний для мінералів зі спайністю;
- б/ раковинистий /опал, халцедон та ін./, який нагадує внутрішню поверхню раковини;
- в/ занозливий /рогова обманка, гіпс та ін./ - притаманний мінералам з волокнистою або голкуватою будовою;
- г/ землястий /каолініт та ін./ - характерний для землястих мінералів;
- д/ зернистий - мають мінерали зернистої будови.

Т в е р д і с т ь. Це здатність мінералів чинити опір механічним зусиллям, які роз'єднують його частинки. Ступінь твердості мінералів визначається приблизно в порівнянні з твердістю еталонних мінералів за шкалою Ф. Мооса, табл. 2.2.

Таблиця 2.2

Твердість мінералів

Назва мінералу	: Твердість за : : Моосом :	Характеристика твердості
Гальк	1	Легко дряпається нігтем
Гіпс	2	Дряпається нігтем
Кальцит	3	Легко дряпається ножом
Флюорит	4	З трудом дряпається ножом
Апатит	5	Ніж не залишає дряпин
Ортоклаз	6	Залишає дряпину на склі, сталі
Кварц	7	Легко дряпає сталь, скло
Топаз	8	Дряпає скло, гірський криштал
Корунд	9	Легко дряпає всі мінерали, крім алмазу
Алмаз	10	Ріже скло

Для визначення твердості мінералів у лабораторних умовах користуються підручними предметами, твердість яких відома: м'який олівець - 1, ніготь - 2,5; мідна монета - 3-4; скло - 5-5,5; лезо бритви - 5-6; терпуг - 7.

Скло дряпає всі мінерали з твердістю менше 5, а мінерали з твердістю більше 5 самі дряпають скло. Цими підручними засобами можна визначити твердість більшості мінералів, оскільки мінерали з твердістю більше 6 зустрічаються порівняно рідко.

Розчинення у кислотах. Всі мінерали класу карбонатів /кальцит, малахіт та ін./ реагують з соляною кислотою з виділенням вуглекислого газу, бульбочки якого створюють враження кипіння кислоти. Деякі мінерали цього класу розчиняються в роздрібненому стані /доломіт/ або при підігріванні /магнезит/. Для визначення мінералів застосовується 10% розчин соляної кислоти, крапля якого за допомогою скляної палички або капельниці наноситься на поверхню зразка або на порошок.

Смак, запах. Всі мінерали, які розчиняються у воді, мають певний смак. Так, галіт-солоний, силвін-гірко-солоний. Деякі мінерали при терті один об один мають характерний запах. Так, при терті желваків фосфориту з'являється запах горілої шкірки; запах сірчаного газу характерний для піриту та сірки.

Щільність. Ця властивість мінералів змінюється в широких межах - від значення менше 1 /гази, бітуми/ до 23 г/см^3 /група осьмистого іридію/. У ряді випадків щільність є доброю діагностичною ознакою /навіть виважуючи мінерали на долоні, можна приблизно визначити їх щільність/. За щільністю всі мінерали розподіляють: на легкі - з щільністю до $2,0 \text{ г/см}^3$, середні - від 2 до 4, важкі - більше 4 г/см^3 .

Особливі властивості. Деякі мінерали володіють тільки їм притаманними властивостями, які є добрими діагностичними ознаками цих мінералів. Так, один із різновидів кальциту - ісландський шпат має подвійне променезаломлення; у лабрадорі при обертанні на площинах спайності спостерігається гра кольорів у фіолетово-синювато-зелених тонах; флюорит навіть у невеличкому зразку може бути забарвлений у різні кольори; графіт залишає слід на папері; глинисті мінерали, наприклад, каолін - жирний на дотик; халцедон просвічується на краях і т.д.

Класифікація мінералів. Уся різноманітність мінералів підрозділяється на групи, які поєднують за спільними ознаками. У науковій мінералогії загальноприйнято класифікувати мінерали перш за все за хімічним складом. Класифікація найбільш розповсюджених породоутворюючих мінералів за цією ознакою наведена в табл. 2.3.

Клас	Мінерали
1	2
Силікати	Олівін, мусковіт, біотит, тальк, альбіт, лабрадор, ортоклаз, мікроклін, каолініт, плагіоклаз, монтморілоніт, нефелін, хлорит
Карбонати	Кальцит, доломіт, малахіт, сидерит, магнезит, арагоніт
Сульфати	Гіпс, ангідрит, барит, мірабіліт.
Сульфіди	Пірит, сфалерит, галеніт, халькопірит, кіновар, аурупігмент
Окиси та гідроокиси	Кварц, опал, халцедон, корунд, лімоніт, гематит, магнетит, боксит, рубін, сапфір
Фосфати	Апатит, фосфорит, вівіаніт
Галоїди	Галіт, сильвін, карналіт, флюорит
Самородні елементи	Алмаз, графіт, сірка, срібло, золото, платина, мідь, миш'як, вісмут

2.3. Опис та визначення мінералів

Мінерали, характеристики яких наводяться у цьому розділі, систематизовані не за хімічним складом, а в залежності від їх фізичних властивостей. Така послідовність відповідає навчальним цілям і допомагає швидко орієнтуватися при визначенні того чи іншого мінералу.

Перш за все, мінерали в залежності від їх твердості розподілені на три групи: з твердістю до 2 включно / дряпаються нігтем/; від 2 до 5 /нігтем не дряпаються і не дряпають скло/ та мінерали з твердістю вище 5 /дряпають скло/. В кожній такій групі мінерали розподілені за кольором на світлі та темні, які в свою чергу розділяються на підгрупи мінералів зі спайністю і без спайності. Кожна підгрупа вміщує назви декількох мінералів, де приводяться й інші

діагностичні ознаки: блиск, власний колір, колір риски, щільність, найпростіші реакції. Крім того, наводяться специфічні властивості мінералу / якщо вони є / та застосування в народному господарстві.

Твердість мінералів оцінюється за шкалою Мооса, щільність наводиться у грамах на кубічний сантиметр.

2.3.1. Мінерали з твердістю до 2 включно /дряпаються нігтем/

Г і п с. $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ - водоутримуючий сульфат кальцію. Зернисті, дрібнокристалічні маси, агрегати. Окремі кристали пластинчастої, стовпчастої, волокнистої та призматичної форми. Сингонія моноклинна. Спайність найдосконаліша. Твердість 2. Щільність 2,2 - 2,4. Блиск скляний, перламутровий, шовковистий. Злом дрібнозернистий, занозливий, ступінчастий. Безкольоровий, рожевий, окремі кристали водяно-прозорі. Риска біла.

Розрізняють такі різновиди гіпсу:

А л е б а с т р - білий цукроподібний гіпс дрібнозернистої щільної будови,

С е л е н і т - волокнистий гіпс з шовковистим блиском і занозливим зломом,

Л и с т о в и й г і п с, який називають ще "мар'їне скло". Спайність у селеніту та листового гіпсу найдосконаліша, кристали легко розщиплюються на тонкі пластинки. Риска біла.

Гіпс має широке застосування у народному господарстві взагалі, і в будівництві зокрема. У будівництві він застосовується для виготовлення в'язучих - цементу, вапняного розчину, сухої штукатурки, гіпсових блоків для перегородок.

Т а л ь к. $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ - силікат магнію. Листуваті, лускуваті, щільні маси. Сингонія моноклинна. Спайність найдосконаліша. Твердість I. Щільність 2,5 - 2,8. Колір блідно-зелений, жовтуватий з шовковистим або скляним блиском. Жирний на дотик.

Широко застосовується у сільському господарстві для виготовлення отрутохімікатів та у медицині.

К а о л і н і т. $\text{Al}_2(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_{10}$. Назва походить від китайського слова "Гао-лінг" - висока гора у Китаї, яка утворена з білої глини. Землисті, крихкі або глиноподібні агрегати. У чистого каолініту твердість I, з домішками - до 2,5, щільність 2,6. Сингонія кристалів моноклинна, спайність найдосконаліша. Колір у чистого мінералу білий, сірий або жовтуватий / з домішками /. Жирний на дотик,

забруднені руки. Дуже гігроскопічний і в сухому стані прилипає до язика. Риска біла. Каолініт дуже цінна сировина для виготовлення фарфору. У будівництві застосовується для вигоноцтва вогнетривкої цегли і як домішки при виготовленні в'яжучих.

Монтморилоніт. $Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot nH_2O$. Вміст води змінюється у межах 12-24%. Назву дано за місцевість Монтморилоне /Франція/. Тонкодисперсні суцільні глиноподібні маси. Спайність досконала, твердість 2. Щільність мінлива у залежності від вмісту води. Колір білий з сіруватим відтінком або жовтий. Злом раковинистий. Володіє доброю адсорбцією, внаслідок чого розбухає і об'єм збільшується в декілька разів. При висиханні об'єм зменшується. Завдяки високій поглинаючій здатності застосовується як адсорбент при очищенні нафтопродуктів. У будівництві широке застосовується для приготування тиксотропних розчинів при бурінні свердловин, зведенні фундаментів типу "стінка в ґрунті".

Мусковіт. $KAl_2(OH,F)[AlSi_3O_{10}]$ - калійова слюда. Назва походить від старовинної італійської назви м. Москви /Муска/. У XVI-XVII ст. великі листи слюди під назвою "московське скло" вивозились через Москву на Захід. Листяно-зернисті та лускоподібні агрегати. З сильним перламутровим блиском /до дзеркального/, твердість 2-2,5, щільність 2,5-2,7. Спайність дуже досконала в одному напрямку, розщеплюється на тонкі пружні листочки. Безкольоровий або жовтуватий, зеленуватого кольору. Знаходить застосування в електротехніці як ізоляційний матеріал.

Темні зі спайністю

Біотит. $K(Mg,Fe)_3(Al,Fe)Si_3O_{10}(OH,F)_2$ - залізо-магнезіальна слюда. Названа прізвищем французького фізика Біота. Будова, сингонія, спайність та блиск аналогічні мусковіту. Колір чорний або темно-зелено-чорний. Щільність 2,7-3,3. Твердість 2-2,5. Застосовується також як ізоляційний матеріал.

Графіт. Модифікація вуглецю /С/ - тонколукуваті землісті агрегати. Спайність найдосконалиша. Сингонія гексагональна. Твердість I, щільність 2,1-2,3. Злом нерівний. Риска темна. Жирний на дотик, пише на папері. Застосовується як матеріал для виготовлення тиглів та олівців, а також твердих антифрикційних мастил.

Хлорит. Лукувате-листуваті агрегати. Твердість I, щільність 2,6-3,3. Спайність дуже досконала, сингонія моноклінна, злом занозливий. Риска біла до зеленої. Колір зелений, з відтінками.

Блиск перламутровий або скляний. Породоутворюючий мінерал хлоритових сланців.

2.3.2. Мінерали з твердістю від 2 до 5 включно

Світлі зі спайністю

Г а л і т. NaCl - хлорид натрію. Кристалічно-зернисті агрегати, окремі кристали, друзи. Зовнішність кристалів переважно кубічна /кубічна сингонія/. Твердість 3. Щільність 2,1 - 2,2. Спайність досконала, злом зернистий, в окремих кристалах - раковнистий. Колір прозорий, білий, забарвлений домішками. Риска біла. Блиск скляний. Солоний на смак. Має широке застосування у хімічній та харчовій промисловості.

К а л ь ц і т. CaCO₃ - карбонат кальцію. Зернисті агрегати, кристалічні маси, друзи, окремі кристали пластинчастої форми. Спайність досконала в трьох напрямках. Сингонія тригональна. Блиск скляний. Безкольоровий, білий, жовтий, рожевий, блакитний, бурий. Риска біла. Твердість 3, щільність - 2,6 - 2,8. Бурхливо реагує з соляною кислотою. Відомі такі різновиди кальциту: ісландський шпат /від німецького "шпат" - брусочок/-прозорий кальцит з подвійною променезаломлюваністю; паперовий шпат /пластинчасті або листуваті кристали/; антраконіт /чорний кальцит з домішкою бітума/. Широко застосовується у будівництві для виготовлення в'язучих.

Д о л о м і т. CaMg(CO₃)₂ - карбонат кальцію та магнію. Кристалічно-зернисті маси. Твердість 3,5 - 4. Щільність 2,8 - 2,9. Спайність досконала. Сингонія тригональна. Блиск скляний. Колір білий, сірий, сіро-білий. Блиск скляний, риска біла або білувато-сіра. Злом раковнистий. Реагує з соляною кислотою в порошок. Застосовується як флюс при виплавці чавуну, а у будівництві - для виготовлення в'язучих.

А н г і д р и т /з грецької "безводний"/. CaSO₄ - сульфат кальцію. Тонкозернисті щільні маси або волокнисті агрегати. Твердість 3 - 3,5, щільність 2,8 - 3,0. Сингонія ромбічна, кристали мають призматичний або товстостовпчатий обрис. Колір білий, сірий, голубий, червоний, інколи безкольоровий. Риска біла, злом раковнистий. Спайність досконала в одному напрямку. Використовується у виробництві гіпсових в'язучих, цементів та сірчаної кислоти.

Магnezит $MgCO_3$ - карбонат магнію. Дрібнокристалічні, щільні до землих агрегати. Кристали ромбовидні або стовпчаті. Сингонія тригональна. Твердість 4 - 4,5, щільність 2,9 - 3,1. Спайність досконала. Блиск скляний. Колір білий з жовтуватими або сіриватими відтінками. Риска біла. Злом раковнистий. Сировина для виготовлення вогнетривкої цегли / температура плавлення чистого окису магнію $2800^{\circ}C$ /.

Сидерит /залізний шпат/. $FeCO_3$ - карбонат заліза. Дрібнозернисті щільні агрегати. Зустрічається в кулеподібних конкреціях з потайнокристалічною або радіально-променею будовою. Сингонія тригональна. Спайність досконала. Твердість 3,5 - 4,0, щільність 3,8. Колір у свіжому стані світло-жовтий, сірий. При вивітрюванні буріє і переходить в інші мінерали. Риска біла, у вивітреного мінералу-бура. Блиск скляний, інколи перламутровий. Злом ступінчастонерівний, інколи раковнистий. Реагує тільки з підігрітою соляною кислотою. Сидерит-залізна руда.

Барит /важкий шпат, від грецького "барос" - важкість/. $BaSO_4$ - сульфат барію. Зернисті щільні агрегати. Кристали пластинчастої, стовпчастої форми. Зустрічається у вигляді суцільних зернистих, інколи-землих мас. Сингонія ромбічна. Спайність досконала. Твердість 3 - 3,5, щільність 4,3 - 4,7. Колір білий, сіривато-білий, рожевий. Риска біла. Злом нерівний, ступінчастий. Велика щільність для мінералів зі скляним блиском. Застосовується як обважнювач глинистого розчину при бурінні свердловин, а також у медицині.

Флюорит /плавиковий шпат/. CaF_2 . Фторид кальцію. Зернисті агрегати, зростки кристалів частіше кубічної форми. Спайність досконала, блиск скляний. Твердість 4. Забарвлений в різні кольори /часто навіть у невеликому зразку/: фіолетовий, зелений, жовтий, блакитний, рожевий. При нагріванні забарвлення зникає. Деякі різновиди за зовнішнім виглядом нагадують мармелад. Флуоресціює /термін "флуоресценція" походить від назви цього мінералу/. Один із основних металургійних флюсів /плавнів/, який полегшує виплавку металів із руд.

Халькопірит /мідний колчедан/. $CuFeS_2$ - сульфід міді та заліза. Суцільні зернисті маси, окремі зерна, сингонія тетрагональна. Твердість 3 - 4. Щільність 4,1 - 4,3. Спайність недосконала, злом раковнистий, нерівний. Колір латунно-жовтий, золотисто-жовтий. Риска чорна або зелено-чорна. Головна руда на мідь та виготовлення мідного купоросу.

А п а т и т / від грецького "апатос" – мінеральний/.

Ca₅(PO₄)₃(OH,F,Cl) – фосфат кальцію. Сингонія гексагональна. Кристали призматичні, короткостовпчасті табличчастої форми. Спайність недосконала. Зустрічаються дрібнозернисті цукроподібні агрегати. Твердість 5, щільність 3,1. Колір: жовтий, жовтувато-зелений, блакитний, фіолетовий, коричневий. Риска біла до жовтувато-сірої, блиск скляний. Злом нерівний, раковнистий, у дрібнозернистих агрегатах – зернистий.

Добре розчиняється у соляній, сірчаній та фосфорній кислотах. Апатит – єдиний мінерал, який містить фосфор у промисловій кількості. Агрономічна руда.

Темні зі спайністю

М а л а х і т / мідна зелень/. **CuCO₃·Cu(OH)₂** – лужний карбонат міді. Натічні форми, землісті маси. Агрегати бувають волокнисті, радіально-променисті, брунько- та гронаподібні утворення. Сингонія моноклинна. Твердість 3,5 – 4,0, щільність 3,9 – 4,0. Колір від яскраво-зеленого до темно-зеленого, риска біло-зелена. Блиск скляний, шовковистий, бархатистий. Спайність досконала. Злом занозливий, інколи раковнистий. Бурхливо реагує з соляною кислотою.

Малахит – чудовий декоративний камінь. Використовується для виготовлення зеленої фарби.

Г а л е н і т – свинцевий блиск /лат. "галена" – свинцева руда/. **PbS** – сульфід свинцю. Зернисті маси від грубо – до тонкозернистих. Кристали переважно кубічної форми /кубічна сингонія/. Твердість 2,5 – 3,0. Колір свинцево-чорний, сіро-чорний. Риска сіро-чорна, злом ступінчастий. Сильний металевий блиск, велика щільність – 7,4 – 7,6. Найважливіша руда свинцю.

К і н о в а р /стародавньоіндійське – кров дракона/. **HgS** – сульфід ртуті. Щільні зернисті агрегати. Кристали тригональної сингонії /стовпчасті/ зустрічаються рідко. Залігає у вигляді вкраплених неправильної форми зерен. Спайність досконала. Твердість 2 – 2,5, велика щільність – 8 – 8,2. Колір від червоного до буровато-червоного з свинцево-сірим відтінком. Риска червона. Блиск дзеркальний, інколи матовий. Злом нерівний, ступінчастий.

Кіновар – єдина руда для одержання ртуті, яка використовується у фізичних приладах, як детонатор вибухівки, для виготовлення природної фарби.

Сфалерит / цинкова обманка; від грецького "сфалерос" - обманю, тому що за зовнішнім виглядом не схожий з іншими сульфідами металів./ **ZnS** - сульфід цинку. Тонко - та крупнозернисті агрегати. Кристали кубічної сингонії, часто викривлені.

Твердість 3 - 4, шільність 3,9 - 4,2. Колір бурий або коричневий з жовтуватим відтінком. Риска жовта до бурої. Спайність дуже досконала, злом ступінчастий або зернистий. Блиск металоподобний, дзеркальний. Головна руда на цинк.

2.3.3. Мінерали з твердістю більше 5 /дряпають скло/

Світлі зі спайністю

Ортоклаз. **KAlSi₃O₈** - алюмосилікат калію, калійово-натрійовий польовий шпат. Назва походить від грецького "ортоклаз" / що прямо розколюється/. Суцільні кристалічні маси. Форма кристалів призматична, товстопластинчаста, при розколюванні утворює прямокутні форми. Сингонія моноклинна. Твердість 6 - 6,5, шільність 2,5. Спайність досконала в двох напрямках під прямим кутом. Блиск скляний, перламутровий. Колір блакитно-сірий, світло-рожевий, бурий, м'ясо-червоний, зелений. Риска біла. Злом ступінчастий.

Мікроклін /по - грецькому - відхилений, оскільки кут між площинами спайності менший від прямого на 20 мінут/. Склад такий же, як в ортоклазу. Часто за зовнішнім виглядом не відрізняється від нього. Сингонія триклинна. Природні зростки мінералу з кварцем утворюють "письмовий граніт", або "єврейський камінь".

Блакитно-зелений різновид мікрокліну називають амазоніто. Застосовується як декоративний матеріал.

Плагіоклази /з грецької - косо розколюються/. Натрійово-кальційові польові шпати. Сюди входять альбіт, анортит, лабрадор та ін.

Альбіт /від лат. "альбус" - білий/. **NaAlSi₃O₈** - натрійовий плагіоклаз. Пластинчасто-призматичні цукроподібні кристали, друзи. Сингонія триклинна. Твердість 6, шільність 2,6. Колір білий, сірувато-білий, риска біла. Блиск скляний. Спайність досконала, кут між площинами спайності 86°24'. Розрізняють такі різновиди: місячний камінь /адуляр/ з ніжно-блакитним відливом, сонячний камінь /авантурин/ - кристали з іскристо-золотистим відливом.

Примітка. Цілова, шльови шпати, азозірво, шїгла від того, що ці мінерали мають широке розповсюдження в земній корі, тобто зустрічаються майже на кожному полі.

Світлі без спайності

К в а р ц. SiO_2 - діоксид кремнію, кремнезем-найбільш розповсюджений мінерал у літосфері - 12,6%. Суцільні шільні маси, інколи зернисті, окремі кристали, друзи. Розміри кристалів дуже різноманітні. Мають вигляд шестиграних призм, тригональної діпіраміди. Твердість 1, шільність 2,6. Спайність відсутня, злом раковнистий, нерівний. Сингонія тригональна. Блиск скляний, дзеркальний, матовий. Без кольору, забарвлення обумовлене наявністю домішок - від молочно - білого до чорного кольору.

У залежності від кольору, прозорості численні різновиди кварцу мають особливі назви: гірський криштал - безколіорові водянопрозорі кристали; аметист - фіолетовий кварц; раухтопаз - димчасті, прозорі різновиди, забарвлені у буровато-сірі тони; моріон - кристали чорного кольору.

Кварц - важлива сировина для скляної та керамічної промисловості, використовується для генерації ультразвуку, а також у радіопередавачах і годинниках. Входить до складу багатьох гірських порід: магматичних, осадочних, метаморфічних.

Х а л ц е д о н. Потайнокристалічний різновид кварцу. Суцільні маси, натічні утворення. Спайність відсутня. Твердість 7, шільність 2,6. Злом раковнистий, нерівний. Просвічується на краях. Колір білий, блакитний, жовтуватий, коричневий, Блиск восковий, матовий.

Відомі такі різновиди халцедону: сердолік - оранжево - червоного кольору; агат - агрегат халцедону - смугастої будови /смуги різноколіорові/; хризопраз - яблучно - зеленого кольору завдяки домішкам нікелю; яшма - шільний потайнокристалічний різновид халцедону з яскравим забарвленням і концентричними смугами.

Халцедон та його різновиди використовуються в більшості як декоративне каміння.

О п а л. $\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Аморфний різновид кремнезему, натічні маси, конкреції. Твердість 5,5-6,5. Спайність відсутня, злом раковнистий. Блиск скляний, восковий, матовий. Колір білий, жовтий, бурий, блакитний. Шільність 1,9 - 2,3.

П і р и т /від грецького "пірос" - горонь/. FeS_2 - сульфід заліза. Утворює кристали кубічної форми /кубічна сингонія/ з характерною штрихівкою на гранях паралельно ребрам. Розміри кристалів різноманітні, найбільш розповсюджені форми: куб, октаедр, пентагондоцекаедр, нерідко зустрічаються зростки кристалів різної величини. В осадових гірських породах - променисті конкреції. Твердість 6-6,5, щільність 5,0-5,2. Колір латунно-жовтий, світло-жовтий, рідка зеленувато- або буровато-чорна. Сильний металевий блиск. Спайність відсутня. Злом раковнистий, нерівний. Агрегати, які в давнину завдяки своєму кольору приймалися за золото, одержали назву "золото дурнів" /англ. "фулс голд"/. Основна сировина для одержання сірчаної кислоти.

Темні зі спайністю

Л а б р а д о р. $(\text{NaCa})\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_8$ - польовий шпат, кальційово-натрійовий плагіоклаз. Назва за півостровом в Північній Америці.

Суцільні зернисті маси з дрібно - та крупнопластинчастих кристалів. Спайність досконала. Сингонія триклинна. Твердість 6-6,5, щільність 2,6-2,7. Колір темний, інколи димчасто-сірий або сірувато-чорний. Блиск скляний до перламутрового.

Відрізняється чудовою грою кольорів /ірізацією/ на площинах спайності або на полірованій поверхні в синювато-фіолетово-зелених тонах. Чудовий оздоблювальний матеріал.

А в г і т. $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$ - силікат кальцію, магнію та заліза. Короткостовпчасті, бочкоподібні, призматичні кристали. Суцільні зернисті маси. Сингонія моноклинна. Твердість 5,5-6, щільність 3,3-3,6. Спайність досконала. Колір від темно-зеленого до буровато-чорного, рідка зеленувато-сіра. Блиск скляний, кристали мають блискучі грані /назва походить від грецького "ауге" - блиск/. Злом нерівний до раковнистого. Розповсюджений мінерал магматичних порід основного /лужного/ складу.

Р о г о в а о б м а н к а. $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg,Fe,Al}_3)(\text{SiAl}_4)\text{O}_{11} \cdot (\text{OH})_2$ - складний алюмосилікат кальцію, магнію та заліза. Довгопризматичні та голкуваті кристали, сингонія моноклинна. Твердість 5,5-6, щільність 3,1-3,3. Спайність досконала в двох напрямках. Колір темно-зелений, чорний, бурий. Рідка зеленувато-бура, бура. Блиск скляний з роговим відливом /звідки і назва/, на площинах спайності - шовковистий. Злом занозливий. Породоутворюючий мінерал основних порід.

Магнетит, Fe_3O_4 - оксид заліза /магнітний залізняк/. Зернисті дрібнокристалічні маси, кристали у вигляді октаєдрів, друзи в порожнечах. Твердість 5,5 - 6,0. Сингонія кубічна, злом нерівний. Колір залізо-чорний, риска чорна. Близь металевий, матовий. Особлива властивість - магнітний, щільність 5,0 - 5,3. Важлива сировина для виплавки чавуну та сталі /заліза близько 60%/.

Гематит, Fe_2O_3 - оксид заліза /червоний залізняк, від грецького "гаматікос" - кривавий, звідки і українська назва - "кривавик"/. Землисті, шкаралупуваті, лускуваті агрегати. Інколи утворюють чудові кристали - ромбеєдри. Сингонія тригональна. Твердість 5 - 6, щільність 5,0 - 5,3. Колір сталіно-чорний зі строкатими відтінками, риска вишнево-червона. Злом раковнистий. Важлива залізна руда /вміст заліза від 50 до 65%/.

Лімоніт, $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ - гідроокисел заліза /бурий залізняк/. Назва походить від грецького "лимон" - луг /маються на увазі болотні та лугові руди заліза/. Суцільні, пористі, ноздрюваті землясті маси. Часто утворюють жеоди-натічні форми. Щільні різновиди - кристалічні, землясті - аморфні. Твердість мінлива - I - 5,5, щільність 2,7 - 4,3. Колір бурий, охряно-жовтий. Риска жовто-бура до червоної, блиск матовий, злом раковнистий.

Зустрічається у декількох різновидах: бура скляна голова - сферична натічна форма з гладенькою блискучою поверхнею темно-бурого або чорного кольору; оолітовий бурий залізняк - шільні суцільні маси темно-бурого або жовто-бурого кольору, які складаються із скупчень дрібних кульок; бурий залізняк - землясті крихкі та шільні агрегати охряно-жовтого та чорного кольорів. Руда на залізо /вміст заліза 34 - 42%/.

Олівін, $(Mg, Fe)SiO_3$ силікат магнію та заліза. Суцільні дрібнозернисті маси, окремі кристали та зерна, вклучені в породу. Сингонія ромбічна. Твердість 6,5 - 7, щільність 3,3 - 4,1. Колір оливково-зелений /звідки і назва/ до темно-зеленого. Спайність відсутня або недосконала. Блиск скляний, злом раковнистий. Важливий породоутворюючий мінерал основних та ультраосновних порід. Відомий прозорий золотистий різновид олівіну - хризоліт /від грецького "хризос" - золото/ - коштовний камінь.

Нефелін, $NaAlSi_3O_8$. Назва походить від грецького слова "нефелі" - хмара. При розчиненні у концентрованих кислотах утворює хмароподібний кремнезем. Зернисті короткопризматичні кристали

бочонкоподібні, які вкраплені в породи. Сингонія гексагональна. Твердість 5 - 6, щільність 2,6. Спайність відсутня або недосконала. Колір темно-сірий, жовтуватий з червонуватим відтінком. Блиск жирний, на гранях - скляний, злом плоско-раковнистий.

Нефелін - алюмінієва руда, породоутворюючий мінерал основних і ультраосновних порід.

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Визначте поняття "мінерал", "кристал". Укажіть форми знаходження мінералів в природі.

2. Відберіть в запропонованій колекції мінерали з дуже досконалою, недосконалою спайністю та без спайності.

3. Назвіть мінерали-еталони в шкалі твердості. Як визначається твердість мінералів в польових умовах?

4. Що таке блиск мінералів і які його різновиди?

5. Що таке злом мінералу і які його різновиди?

6. Які ви знаєте специфічні властивості окремих мінералів?

7. Як використовуються мінерали в народному господарстві, в т.ч. в будівництві?

3. ГІРСЬКІ ПОРОДИ

3.1. Походження та класифікація гірських порід

Гірськими породами називаються мінеральні агрегати різного складу й будови, які сформувались у результаті геологічних процесів і які утворюють самостійні геологічні тіла /пласти, шари, жили та ін/. Ці природні скупчення мінеральних агрегатів вивчає п е т р о г р а ф і я /від грецьких слів "петрос" - камінь, "графос" - описувати/ - геологічна наука, яка вивчає мінеральний склад гірських порід, їх будову, походження, умови залягання, розповсюдження та утворення корисних копалин.

За походженням /генезисом - від грецького "генезос" - походження/ гірські породи розподіляються на три великі групи: магматичні, осадочні, метаморфічні.

Магматичні гірські породи утворились внаслідок затвердіння речовини верхньої мантії Землі, природного силікатного розплаву - магми /з грецької - тісто, місиво/, яка, піднімаючись уверх під час геотектонічних процесів, охолоджується і затвердіває.

Осадочні гірські породи утворились з продуктів руйнування будь-яких гірських порід, які випали в осабок на поверхні землі або на дні водоймищ без участі або з допомогою організмів.

Метаморфічні гірські породи утворились із магматичних та осадочних внаслідок перекристалізації на глибині під впливом високої температури і великого тиску, а також різних фізико-хімічних процесів.

У земній корі до глибини 16 км співвідношення цих гірських порід приблизно таке: 60% складають магматичні, 32% - метаморфічні і 8% - осадочні. У той же час майже 75% поверхні Землі і дна водоймищ покрито крихкотілими шаруватими гірськими породами осадочного походження. При цьому найбільше розповсюдження мають глини та глинисті породи, на долю яких припадає 75% відкладів, на долю пісків, піщаників, вапняків та інших - 25%.

Породоутворюючі мінерали беруть неоднакову участь у будові гірських порід. Найбільш велика роль польових шпатів - вони складають до 60% об'єму магматичних порід, біля 30% метаморфічних і до 12% осадочних. Кварц бере участь також у будові як магматичних та метаморфічних, так і осадочних порід, складаючи близько 12% об'єму земної кори. Карбонати складають тільки 1,7% об'єму, а сульфати - 0,1%.

Якщо кількість мінералів у гірській породі дорівнює або перевищує 10% /за об'ємом/, то вони називаються головними породоутворюючими, а якщо менше 10% - другорядними.

Розрізняють первинні мінерали і вторинні. Первинні утворились водночас з гірською породою, а вторинні - в процесі формування та подальшої історії гірської породи. Первинними мінерали можуть бути для одних гірських порід і ті ж самі мінерали - вторинними для інших. Наприклад, такий мінерал, як каолініт, виявляється первинним у глині і вторинним у граніті.

За мінеральним складом розрізняють мономінеральні гірські породи які складаються з одного мінералу /гіпс, доломіт, вапняк та ін./ та полімінеральні - з багатьох мінералів /граніт, діорит та ін./. Більшість гірських порід - полімінеральні.

Гірські породи вивчають з різних точок зору: в першу чергу як середовище корисних копалин - руд, вугілля, нафти, газу, солей та підземних вод; в інженерній геології - як підвалини фундаментів, середовище і матеріал для будівництва різних споруд, в агрономії - як родючі ґрунтоутворюючі породи.

3.2. Структура та текстура гірських порід

Для діагностики гірських порід будь-якого походження треба знати особливості їх будови, що визначаються структурою та текстурою.

Під структурою гірської породи розуміють її будову, обумовлену формою і величиною мінералів, що складають її, ступенем їх кристалізації, взаємовідношеннями і засобами зростання. Структура відображає умови утворення гірських порід.

Розрізняють такі типи структур: повнокристалічну, порфірову та аморфну.

Повнокристалічна структура може бути рівномірно зернистою, коли кристали мінералів, які входять до складу гірської породи, мають приблизно однакові розміри. За величиною зерен / кристалів / повнокристалічна структура буває: крупнозернистою / розмір зерен у поперечнику більше 3 мм /; середньозернистою / 1-3 мм / та дрібнозернистою / менше 1 мм /.

Порфірові структури теж відносяться до кристалічних і характеризуються наявністю крупних кристалів, які занурені в агрегат кристалічних зерен меншого розміру або в склувату основну масу / рис 3.1 /.

Подібні структури утворюються в тому випадку, коли кристалізація здійснюється в два етапи: на першому етапі на великій глибині утворюються більш крупні кристали, на другому - на значно меншій глибині кристалізується решта магми.

Потайнокристалічна структура може бути виявлена тільки під мікроскопом.

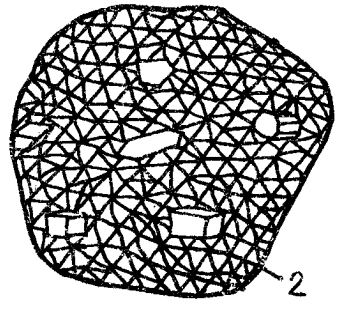
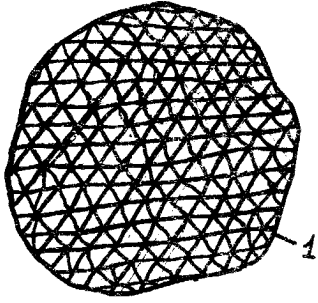
Некристалічні, або аморфні, структури притаманні породам, які складаються з нерозкристалізованої основної маси.

Під текстурою породи розуміють характер розташування її складових частин у просторі та щільність породи. Виділяють однорідні та неоднорідні текстури.

Серед однорідних текстур виділяють масивні / суцільні / текстури, які складені мінералами без будь-якої орієнтації; серед неоднорідних - сланцюваті / порода розсланцювана на окремі пластинки /, гнейсоподібні, у яких мінерали розташовані паралельно один до одного, флюїдальні / лат. флюїс - текти / - мінерали витягнуті в одному напрямку, пористі / шлакові / - при наявності у породі великої кількості пор та порожнин / рис 3.1 /.

Для осадових силуваних гірських порід / § 4 / характерна безладна текстура, оскільки її складові частини / зерна, уламки / можуть розташовуватись як завгодно.

а



б

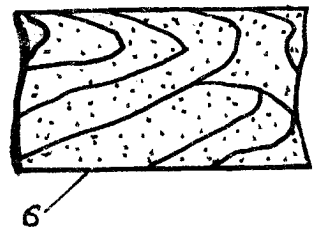
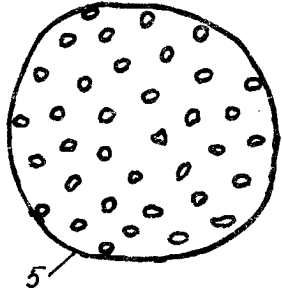
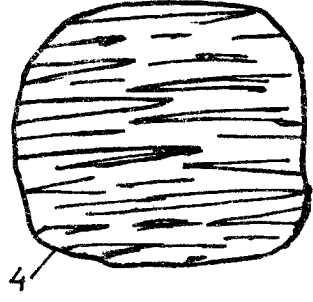
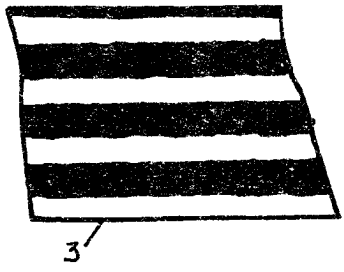


Рис. 3.І. Структура та текстура гірських порід:
 а - структури; 1 - зерниста; 2 - порфірова; б - текстури;
 3 - гнейсова /смугаста/; 4 - сланцювата; 5 - пориста;
 6 - флюїдальна.

3.3. Магматичні гірські породи

Як уже зазначалось, магматичні гірські породи походять з речовини верхньої мантії Землі - магми. Безперечною причиною виникнення гірських порід таким чином була встановлена давно і підтверджується зараз прямими спостереженнями виверження вулканів та речовинним складом вулканічних порід.

За походженням /генезисом/ у залежності від того, де проходить охолодження магми, розрізняють глибинні та вивержені магматичні гірські породи.

Глибинні, або інтрузивні /лат. "інтрузіо" - укорінення/, утворилися на великій глибині під впливом високої температури та великого тиску при повільному охолодженні магми. У таких умовах атомні та молекулярні частинки речовини утворюють стійкі хімічні сполуки у вигляді добре відграничених кристалів. Іншими словами, речовина магми повністю викристалізовується /граніт, діабаз, дуніт та ін./ З цих причин для інтрузивних порід характерна повнокристалічна, інколи порфірова, структура та однорідна масивна текстура.

Вивержені, або ефузивні /лат. "ефузіо" - вилиття/, утворилися при виверженні магми у вигляді лави на поверхню Землі або на дно водоймищ при швидкому охолодженні лави. При цьому речовина магми швидко дегазується, не встигає кристалізуватися і затвердіває у вигляді вулканічного скла /обсидіан/ або пористої маси /пемза/.

Ефузивні гірські породи характеризуються аморфною, склуватою, інколи порфіроподібною структурою і пористою, сланцевою або флюїдальною текстурою.

За хімічним складом магматичні гірські породи в залежності від вмісту кремнезему /кремнекислоти - SiO_2 / розділяються на такі типи:

1. Ультрасновні /дуже недосичені кремнекислотою/ - вміст кремнекислоти до 40%.

2. Основні /недосичені/ - 40 - 52%.

3. Середні /насичені/ - 52 - 65%.

4. Кислі /перенасичені/ - 65 - 75%.

5. Ультракислі /дуже перенасичені/ - більше 75%.

Перші два типи відносяться до гірських порід з лужною реакцією, решта - з кислою.

Основна особливість ультрасновних магматичних гірських порід - чорний або темно-зелений колір, велика щільність. При цьому такі породи тільки інтрузивного походження. Представники: дуніт, піроксеніт.

перідотит.

Основні магматичні гірські породи інтрузивного та ефузивного походження. Колір від темно-сірого до чорного. Інтрузивні: габбро, діабаз, лабрадорит. Ефузивні: базальт.

Середні породи теж інтрузивного та ефузивного походження. Колір від сірого до чорно-сірого. Інтрузивні: діорит, сієніт. Ефузивні: трахіт, андезит.

Кислі магматичні гірські породи, як і попередні, інтрузивно-го та ефузивного походження, а ультракислі тільки ефузивного. Забарвлення їх переважно світлих тонів.

Представники кислих інтрузивних: граніт, пегматит, кварцевий порфір; ефузивних: ліпарит, дацит. Ультракислі: обсидіан /вулканічне скло/, пемза.

Ф о р м и з а л я г а н н я. Форми залягання глибинних та вивержених: порід досить різні. Глибинні /інтрузивні/ гірські породи утворюють масивні геологічні тіла: батоліти, штоки, лаколіти/рис.3.2/

Батоліт /лат. - глибокий камінь/ являє собою великий масив /сотні і навіть тисячі квадратних кілометрів/ інтрузивних магматичних порід. Основа його знаходиться на великій глибині. Відомі батоліти в Перу та Чілі довжиною більше 1300 км кожний. Батоліт берегово-го хребта Британської Колумбії має біля 2000 км у довжину і від 130 до 200 км у ширину. Батоліти складають кристалічний фундамент геологічних структур типу платформ, в тому числі і Український щит Східно-Європейської платформи.

Шток - відгалуження батолітів порівняно невеликих розмірів /10 - 100 км²/.

Лаколіт /лат. - камінь у підземеллі/ - грибоподібний або коро-ваєподібний масив інтрузивних порід, які мають, як правило, плоску підшву. Магма, яка надходить у товщу уміщуючих порід по тріщині, утворює склепоподібне підняття верхньої товщі порід.

Жили утворюються при заповненні тріщин у гірських породах. У більшості жильні інтрузії є січними, тобто пересікають пласти оса-дочних порід під деяким кутом. Їх звичайна потужність 1 - 3 м. Жи-ли, які пересікають пласти вертикально або близько до вертикального положення, називають дайками. Їх довжина сотні кілометрів, а ширина 3 - 12 км.

Вивержені магматичні гірські породи утворюють на поверхні пото-ки, покриви, куполи.

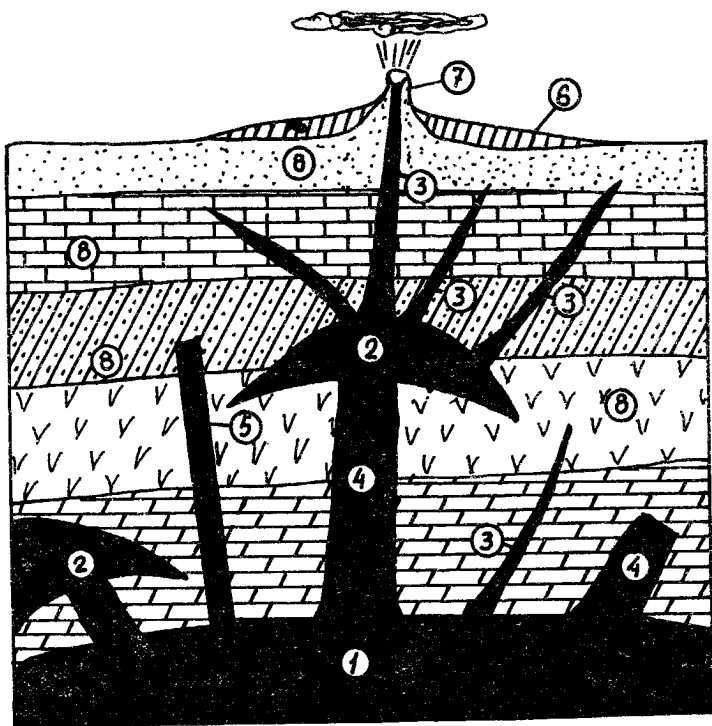


Рис. 3.2. Форми залягання магматичних гірських порід:
 1 - батоліт; 2 - лаколіт; 3 - жила; 4 - шток; 5 - дайка;
 6 - лавовий покрив; 7 - вулканічний конус; 8 - осадові гірські породи.

Пороками величезної заповнені жальціною лавов. виділені в довжину понижені форми рельєфу /рис. 3.2/.

Покриви утворюються при великих виливах рідких базальтових лав. Вони займають величезні площі, які вимірюються десятками тисяч квадратних кілометрів /Середньо-Сибірське нагір'я в Східному Сибіру, в штаті Орегон-США та ін./.

Куполи виникають при виливах в'язких гранітних магм, які не розтікаються в сторони.

3.4. Опис та визначення магматичних гірських порід

Гірські породи, характеристики яких наводяться нижче, систематизовані за хімічним складом у залежності від вмісту кремнезему. У свою чергу кожна із таких груп гірських порід розподілена за їх походженням. Це відповідає навчальним цілям і допомагає швидко орієнтуватися при визначенні тієї чи іншої гірської породи.

Визначення гірської породи треба починати з визначення кольору та його відтінків, що вказує на належність до того чи іншого типу в хімічній класифікації. Потім за структурою та текстурою визначають походження /умови затвердіння магми/ та головні породоутворюючі мінерали. За цими ознаками і визначають назву гірської породи.

3.4.1. Кислі та ультракислі породи

Г р а н і т. Колір світло-сірий, рожевий, сірий, світло-чорний. Забарвлення граніту визначається забарвленням мінералів, що його складають, - польових шпатів та слюд. Більшість мінералів світлих відтінків /польові шпати/, темні - у порівняно невеликій кількості - представлені біотитом, авгітом, роговою обманкою. Структура повнокристалічна, рівномірноюзерниста /середні та крупні зерна/, інколи порфіроподібна. Текстура масивна. Походження інтрузивне. Мінеральний склад: кварц, ортоклаз, альбіт, біотит, авгіт, рогова обманка.

П е г м а т и т. Колір світло-сірий, іноді з перламутровим відливом. Структура повнокристалічна, крупноюзерниста. Текстура масивна. Походження інтрузивне /жильне/. Мінеральний склад: кварц, ортоклаз. Кристали проростають один в одного.

Л і п а р и т. Колір світло-сірий, сірий, буроватий. Потайнокристалічна порфіроподібна структура. Текстура дрібнопориста. Походження ефузивне. Мінеральний склад: кварц, польові шпати, слюди. Ліпарит - порівняно молода /кайнотипна/ вивержена гірська порода.

К в а р ц е в и й п о р ф і р. Палеотипний /стародавній/ аналог ліпариту. Мінеральний склад такий же. Колір червонуватий, бурий, інколи із зеленуватим забарвленням. Структура порфірова, основна маса дрібнозерниста. Текстура масивна. Походження ефузивне. Кварцевий порфір відрізняється від ліпариту не тільки більш темним забарвленням, але і трохи більшою щільністю і меншим вмістом склуватої маси.

О б с і д і а н /вулканічне скло/ - ультракисла порода / SiO_2 більше 75%/. Колір світлий, коричневий до чорного. Забарвлення в темні тони залежить від наявності домішок, наприклад, вулканічного попелу. Структура аморфна /склувата/. Текстура щільна. Блиск скляний, злом раковнистий. Походження ефузивне. Складається переважно з кварцу.

Н е м з а - продукт підводних вивержень. Колір світло-сірий, сірий, жовтуватий. Структура аморфна, склуватоподібна. Текстура макропориста. Легка. Завдяки наявності закритих пор плаває у воді. Ультракисла порода. У складі переважає кварц.

3.4.2. Середні породи

Д і о р и т. Колір від світло-до темно-сірого із зеленуватим відтінком. Структура повнокристалічна, середньозерниста. Текстура масивна. Походження інтрузивне. Склад: плагіоклази, авгіт, рогова обманка, рідко кварц.

А н д е з и т - ефузивний аналог діориту. Колір сірий, буроватий, інколи чорний. Структура потайнокристалічна, інколи порфірова. Текстура пориста. Мінеральний склад такий же, як у діориту з додаванням біотиту. Андезити утворюють широко розповсюджені лавові потоки та покриви у Східному Сибіру, на Кавказі, Американському континенті та у Південно-Східній Азії.

П о р ф і р и т - прадавній аналог андезиту. Колір сірий, зелений. Структура порфірова. Характерна плиткова окремість. Від андезиту порфірит відрізняється відсутністю склуватої маси та вмістом другорядних мінералів.

Сієніт /назва походить від старовинної назви м. Асуана - Сієни/. Відрізняється від граніту трохи більшим вмістом кольорових мінералів. Колір світло-сірий, рожевий, червонуватий. Структура повнокристалічна, рівномірно - та крупнозерниста. Текстура однорідна, масивна. Походження інтрузивне.

Мінеральний склад: ортоклаз, рогова обманка, рідко біотит і авгіт. Кварц відсутній.

Трахіт - кайнотипний /молодий/ ефузивний аналог сієніту. Структура потайнокристалічна, порфіроподібна. Текстура дрібнопориста. Колір сірий із зеленуватим відтінком, червонуватий. Порода шершувата на дотик.

3.4.3. Основні породи

Характерною особливістю основних /недосичених/ порід є повна відсутність кварцу, а їх темне забарвлення обумовлене наявністю темнокольорових мінералів - олівіну, піроксену, рогової обманки, біотиту.

Габбро /назва від болгарського міста Габро/. Колір від темно-зеленого до чорного, інколи сірий. Структура повнокристалічна, крупно - або середньозерниста, інколи порфірова. Текстура масивна. Походження інтрузивне. Мінеральний склад: лабрадор, рогова обманка, авгіт.

Лабрадорит - різновид габбро, який складається майже цілком з плагіоклазу - лабрадору. Колір темно-зеленувато-синій з фіолетовими або перламутровими переливами при обертанні. Структура крупнозерниста, текстура масивна. Походження інтрузивне. Великі родовища у Київській та Житомирській областях.

Базальт - ефузивний аналог габбро. Колір темний, чорний. Структура потайнокристалічна, інколи порфірова, склувата. Текстура щільна, пориста. Походження ефузивне. Мінеральний склад: олівін, авгіт, плагіоклази.

Діабаз. Палеотипний базальт - продукт прадавнього виверження лав. Колір **темно-зелений**, чорний. Структура потайнокристалічна, текстура масивна. Походження ефузивне. За зовнішнім виглядом інколи приймається за інтрузивне. Мінеральний склад: лабрадор, авгіт, олівін, другорядні утворення - хлорит, серпентин.

3.4.4. Ультрасосновні породи

Характерною особливістю ультрасосновних /сильно недосичених / порід є їх виключно інтрузивне походження, відсутність кварцу та польових шпатів.

Д у н і т. Колір від темно-зеленого до чорного. Структура повнокристалічна, рівномірноюзерниста, текстура однорідна, масивна. У складі переважає олівін, інколи з домішками магнетиту та хроміту.

П е р і д о т и т. Колір чорний з зеленуватим відтінком. Структура повнокристалічна, рівномірноюзерниста. Текстура однорідна, щільна. Складається із олівіну та авгіту.

П і р о к с е н і т. Колір чорний. Структура та текстура аналогічні попереднім. Складається із авгіту з домішками олівіну.

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Що таке гірські породи і яка їх генетична класифікація?
2. Що розуміють під текстурою та структурою гірських порід?
3. Які зовнішні відмінні ознаки ефузивних та інтрузивних гірських порід?
4. Як відрізняються за зовнішнім виглядом магматичні гірські породи в залежності від кількості кремнекислоти?
5. Як використовуються в будівництві магматичні гірські породи?

3.5. Осадочні гірські породи

3.5.1. Походження, склад та класифікація осадочних гірських порід

Як відомо, осадочні гірські породи є вторинними і утворились з будь-яких первинних гірських порід шляхом їх руйнування та випадіння в осадок.

У будівельній практиці частіше за все людина має справу з осадочними гірськими породами, тому, що вони уривчастим чохлом покривають практично всю поверхню нашої планети. Утворення і подальше змінювання осадочних гірських порід пов'язане з різними термодинамічними та фізико-хімічними процесами. У загальному вигляді процес утворення осадочних порід можна зобразити таким чином: виникнення початкових продуктів за рахунок руйнування материнських гірських порід /вивітрювання, фізико-хімічні процеси/, залишення на місці або перенесення

цього матеріалу в частковим осіданням на шляхах переносу, хімічні осадки у водоймищах, накопичення осадків у результаті діяльності організмів і, нарешті, перехід осадків в осадочні гірські породи.

Розрізняються такі стадії утворення:

а/ гіпергенез /до утворення/ - виникнення початкового матеріалу для утворення осадочних порід внаслідок різного роду процесів вивітрювання;

б/ седиментогенез /осідання/ - накопичення і перенос осадків;

г/ діягенез /переродження/ - перетворення осадків в осадочні гірські породи.

Осадочні породи складаються з мінералів та уламків гірських порід самого різного походження, включаючи вулканічний попіл та космічний матеріал; мінеральних новоутворень, які виникли у корі вивітрювання та на дні додоймищ; залишків організмів та органічних сполук.

В осадочних гірських породах виділяють первинні мінерали, які збереглися після руйнування материнської породи, наприклад, кварц, слюди у піску, сингенетичні /грецьке "сін" - разом/, які утворились у процесі формування осадочних порід /наприклад, каолінит у глинах/, уламки будь-яких гірських порід - магматичних, метаморфічних, самих осадочних, наприклад, граніт та кварцит у шебні, гальці/; органічні залишки.

Мінерали осадочних порід бувають у кристалічному, аморфному та колоїдному станах. Нарівні з первинними мінералами /польовими шпатами, кварцем, слюдами/ в осадочних породах велике значення мають мінерали новоутворень, наприклад, глинисті мінерали - каолінит, гідрослюди та ряд інших осадочного походження: кальцит, доломіт /карбонати/, гіпс, ангідрит /сульфати/, які відсутні в магматичних породах.

За генетичною ознакою, тобто за умовами походження, осадочні породи розподіляються на три великі групи: уламкові, органогенні та хімічні /хемогенні/. Між ними мають місце багаторазові переходи, які утворюють осадочні породи змішаного типу.

Глини та глинисті гірські породи часто відносять до окремої групи внаслідок того, що вони не можуть бути повністю віднесені ні до уламкових, ні до хімічних за умовами утворення та мінеральним складом. Ці гірські породи складаються з новоутворень - продуктів хімічного вивітрювання і в той же час мають у своєму складі уламковий матеріал.

У технічній літературі та в деяких підручниках глинисті породи часто відносять до дрібно-та тонкоуламкових.

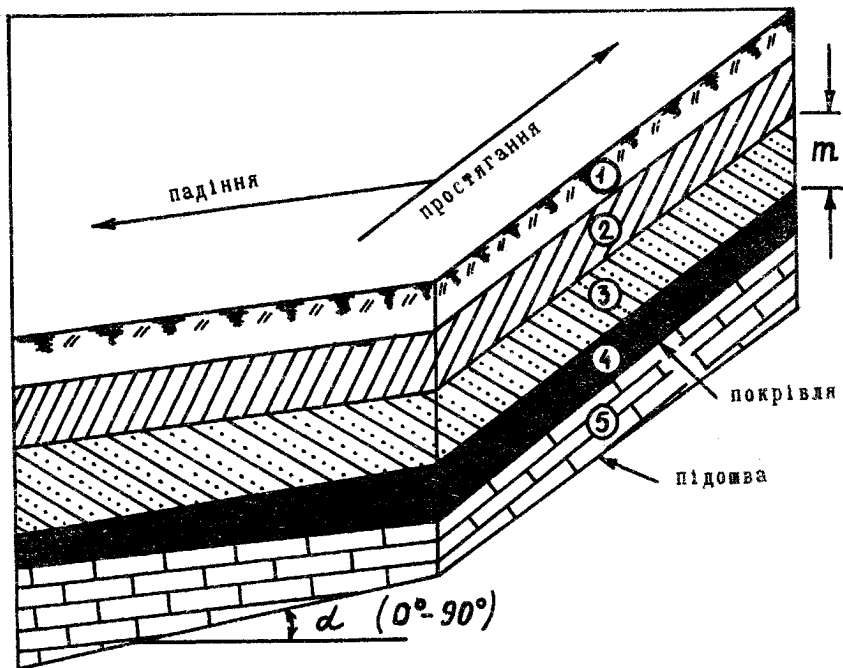


Рис. 3.3. Форми залягання осадових гірських порід:
 1 - рослинний шар; 2 - глина; 3 - пішаник; 4 - вугілля; 5 - вапняк.

3.5.2. Форми залягання осадових порід

Найчастіше осадові породи залягають у земній корі шарами. Товсті шари /більше 0,3 - 0,4 м/, які мають велике розповсюдження в двох напрямках, називають пластами. Історично склалося так, що форми залягання крихкотілих осадових порід називають шарами, а скам'янілих - пластами /шар глини, пласт вапняку і т.д./.

Пласт має дві паралельні площини, які обмежують його положення в земній корі: верхня - покрівля, нижня - підшова. Найкоротша відстань між покрівлею та підшовою /по нормалі/ називається нормальною потужністю або просто потужністю /товщиною/ пласта. При похилому заляганні розрізняють ще вертикальну та горизонтальну потужність - відстань між покрівлею та підшовою пласта відповідно по вертикалі та горизонталі.

Положення пласта в земній корі визначається елементами його залягання: азимутами лінії простягання і падіння та кутом падіння /рис. 3.3/.

Простягання - лінія перетину пласта горизонтальною площиною. Падіння - лінія перетину пласта вертикальною площиною перпендикулярно простягання. Наприклад, простягання пласта вугілля північно-західне, падіння північно-східне. Кут падіння - кут нахилу площини пласта до горизонту, який змінюється від 0° до 90° .

Якщо в пласті або шарі гірської породи залягає тонкий шар іншої породи, то його називають пропластком або прошарком.

Значно рідше осадові породи залягають лінзами. Це геологічні тіла, які нагадують форму лінз і мають локальне розповсюдження за простяганням та падінням.

3.6. Опис та визначення осадових гірських порід

3.6.1. Уламкові гірські породи

Уламкові гірські породи утворились за рахунок механічного руйнування /вивітрювання/ материнських порід з залишенням продуктів руйнування на місці або їх перенесенням під впливом гравітації, води та вітру.

Для уламкових гірських порід основними структурними ознаками, які визначають їх властивості, назву і місце у класифікації, є розмір уламків /зерен/, форма поверхні уламків /загострені чи обкатані/ та вид зв'язку між уламками /сипучі, зцементовані, зв'язані/.

За величиною уламків / зерен / виділяють такі різновиди порід: крупноуламкові або псаміти / грецьк. - камінець /; середньоуламкові або псефіти / грецьк. - пісок /; дрібноуламкові або алеврити / грецьк.-мунка /; тонкоуламкові або пеліти / грецьк.- глина /. Цементовані алеврити називають алевролітами, глини - аргілітами / лат. "аргі" - глина /.

Характерною структурною ознакою є форма поверхні уламків, яка визначає назву гірської породи і допомагає з'ясувати її генезис. Уламки можуть бути обкатаними / галька, гравій / та загостреними / ку-тастими /, наприклад, шебінь, жорства.

Для цементованих уламкових порід характерні такі цементи: базальний / основний /, контактний, поровий та ін.

Базальний - це такий тип цементу, при якому уламки / зерна / гірських порід ніби розсіяні у "розчині" цементу. Гірські породи з таким типом цементу мають велику механічну міцність.

Контактний або цемент стикання - це такий тип цементациї, при якій уламки гірських порід цементовані тільки по контактах стикання. Такі гірські породи мають невелику механічну міцність.

При поровому цементі заповнюються зв'язуючою речовиною пори / порожнини / між уламками / зернами / повністю або частково. Міцність порід при цьому буває досить різноманітною.

Структура уламкових гірських порід обумовлюється розмірами уламків: від крупноуламкової / більше 2 мм / до тонкоуламкової / менше 0,005 мм /.

Текстура уламкових порід дуже різноманітна. Для сипучих порід / піски, галька, шебінь, гравій, жорства / притаманна безладна текстура, оскільки розташування їх складових частин не підкоряється будь-якій закономірності. Для зв'язних / глинистих порід / характерна земляста, крихкотіла текстура. Цементовані зв'язні породи - алевроліти / піщані сланці /, аргіліти / глинисті сланці / та ін. мають сланцеву текстуру.

Для цементованих крупноуламкових та середньоуламкових порід / конгломерат, брекчія, гравеліт, піщаник / характерна щільна монолітна текстура.

Класифікація уламкових гірських порід, включаючи і глинисті, наведена в табл. 3.1., а опис в табл. 3.2.

Класифікація уламкових та глинистих порід

структура та клас порід	Незцементовані				зв'язні	Розмір зерен /уламків/ мм	Зцементовані загострені, куласті
	загострені, куласті	обкатані	валуни	Більше 100			
I	2	3	4	5	6	7	8
Глиби	Глиби	Валуни				Більше 100	Брекція крупна
Щобільше уламкові, дрібні	Щобільше уламкові, середній дрібний	Галька: крупна середня дрібна				100-60 60-40 40-20	Брекція
	Жорстка: крупна середня дрібна	Гравій: крупний середній дрібний				20-10 10-4 4-2	Брекція дрібна
Щобільше уламкові, середні						2-1 1-0,5 0,5-0,25 0,25-0,1 0,1-0,05	Піщаники
Щобільше уламкові, середні						0,05-0,005	Алевроліт
Щобільше уламкові, дрібні						Менше 0,005	Глинистий сланець /аргіліт/
Щобільше уламкові, дрібні							Піщано-глинистий сланець

Опис уламкових та глинистих порід

Структура, текстура / розмір уламків/	Склад уламків, мінеральний в'яз	Діагностичні ознаки	Гірська порода
Крупноуламкова. Текстура для несцементованих безладна, для цементованих - масив-цементованих - масивна 2-100 мм і більше	Уламки однієї або декількох порід, напівообкатані Галька цемент вапняковий, глинистий, глинистий - для цементованих уламків.	Кришка, зв'язна	Конгломерат Гравеліт
Середньоуламкова. Текстура аналогічна вищеописаній /0,05-2 мм/	Уламки переважно кварцу, польових шпатів та інших мінералів цемент вапняковий, глинистий, кремністий - для цементованих зерен	Уламки необкатані, для цементованих уламків цемент такий же	Брекчія Брекчія
Дрібноуламкова. Текстура земляста, кришка; для цементованих - масивна	Глинисті мінерали, глинозем, кварц, халцедон, гідроокиси заліза та інші	Пісок	Пішаник
Дрібноуламкова. Текстура та текстура кришка	Легко розтирається поміж пальцями, помітні піщинки	Супісок	Алевроліт
Дрібноуламкова. Текстура та текстура кришка	Сірувато-жовтий, палевий, макропористий, легкий	Лес	Лес
Дрібноуламкова. Текстура та текстура кришка	Полірується нігтем, в вологому стані пластична. Жорна на дотик	Глина	Глинистий сланець /аргіліт/
Дрібноуламкова. Текстура та текстура аналогічна	Нігтем не полірується. В вологому стані пластичний	Суглинок	Піщано-глинистий сланець

3.6.2. Глинясті породи

Глини та глинисті породи часто відносять до окремої групи. Чисті глини /грецьк. "п'юлос" - глина/ мають такі складові частини: кремнезем SiO_2 /40-70%/; глинозем Al_2O_3 /10-35%/ , а також окиси калію, натрію, магнію, заліза та воду.

У дрібнодисперсній фракції глин /менше 0,002 мм/ присутні глинисті мінерали /каоолініт, монтморилоніт, гідрослюди та ін./ . У більш крупній фракції /більше 0,002 мм/ зустрічаються кварц, опал, халцедон, рідко слюди.

За мінеральним складом розрізняють жирні глини, які уміщують значну кількість глинистих мінералів, та пісні, в яких переважають кварц, халцедон, опал та інші силікати.

Дуже невеликий розмір глинистих частинок /1 см³ містить біля 25 млрд. частинок/сприяє утворенню в глині надвеликої питомої поверхні, що позначається на збільшеній здатності до адсорбції води та інших речовин.

Особливо велика поглинаюча здатність у монтморилонітових глин, що пояснюється рухомістю кристалічної решітки, яка складається із кристалічних пакетів, слабо зв'язаних один з одним. Молекули води й інших речовин проникають між пакетами і розсовують їх як міх гармонії, при цьому об'єм породи збільшується у 5-10 разів.

Глинисті породи є зв'язаними, тобто мають зчеплення між частинками, яке обумовлене електромолекулярними силами.

Змішані глинисті породи - суглинки та супіски в своєму складі мають як глинисті мінерали, так і піщані частинки, вміст кожної із яких не перевищує 60% загальної маси. Назва суглинок чи супісок залежить від кількості глинистих мінералів. При більшій кількості глинистих мінералів - суглинок, при меншій кількості - супісок.

3.6.3. Органогенні породи

Утворились органогенні породи цілком або частково в результаті життєдіяльності організмів та накопичення їх вимерших залишків на суші або на дні водоймищ.

Розрізняють зоогенні та фітогенні гірські породи. Зоогенні утворились із залишків тварин /валняк, крейда та ін./, фітогенні - із залишків рослин /вугілля, торф та ін./.

В а п н я к. Складається головним чином з карбонату кальцію

/кальциту/. Вапняки можуть накопичуватись внаслідок або неорганічного, хімічного осідання кальциту /хімічне походження/, або акумуляції вапнякових черепашок. У своїй більшості вапняки зоогенного походження. Для хімічних вапняків характерна тонкокристалічна структура, щільна масивна текстура. Для зоогенних - зерниста структура, пориста, інколи землиста, текстура часто складається звидимих черепашок і залишків організмів. Всі без виключення вапняки бурхливо реагують з соляною кислотою.

К р е й д а - різновид вапняку виключно зоогенного походження. Складається із зцементованої маси дрібних черепашок - форамініферів /мікроскопічних морських тварин/ та кокколітоферів /вапнякових планктонних водоростей/. Структура тонкокристалічна, текстура землиста. Колір білий, інколи землистий, забруднює руки, залишає білий слід на твердих матеріалах. Бурхливо реагує з соляною кислотою.

М е р г е л ь. Вапняково - глиниста порода, яка складається на 30-70% із кальциту і на 30-50% із глинистих частинок. Структура п'янокристалічна, аморфна. Текстура щільна. Колір від світлого до сірого. Реагує з соляною кислотою, залишаючи темне п'ятно. Якщо подихати на нього, пахне глиною.

О п о к а. Глинисто-кремниста легка порода з раковинистим зломом. З кислотою не реагує. Колір світлий, сірий, жовтий. Містить опал, каолінит.

Т р е п е л. Слабозцементована, землиста, пориста порода. Складається з дрібних опалових та кремнистих зерен, поміж якими зустрічаються шкаралупки діатомових водоростей. Легкий, пористий, інколи щільний, світлого забарвлення. Липне до язика.

До вуглецевих порід - каустобіолітів /горючих/ входять дуже важливі за практичним застосуванням породи у твердому /торф, вугілля/, рідинному /нафта/ та газоподібному /гази/ стані. Характерна властивість цих порід - їх горючість.

Т о р ф. Землиста крихотіла порода, яка складається з неповністю перегнилих та обвуглених залишків рослин. Колір бурий, чорний. Залягає у вигляді шарів, лінз у торф'яних болотах.

К а м ' я н е в у г і л я. Щільна шарувата порода темного кольору, блискуча.

3.6.4. Хімічні породи

Хімічні /хемогенні/ осадові гірські породи утворились внаслідок випадання солей із водяних розчинів у водоймищах або в результаті різних хімічних реакцій у земній корі чи на її поверхні.

Характерною особливістю цих порід є їхній мономінеральний склад, кристалічна структура та щільна, масивна текстура.

К а м ' я н а с і л ь. Структура повнокристалічна, середньо- або крупнозерниста. Текстура масивна, щільна. Солоняний смак. Колір світлий, жовтуватий /з домішками/. Окремі кристали прозорі або напівпрозорі, складається головним чином із галіту.

Г і п с. Мономінеральна порода, яка складається із мінералу тієї ж назви. Структура дрібнозерниста /цукроподібна/, волокниста або пластинчаста. Текстура щільна. Колір білий, рожевий, жовтий. Дряпається нігтем.

А н г і д р и т - обезводнений гіпс більш міцної будови. Структура середньо- або дрібнокристалічна. Текстура масивна, щільна. Колір біло-блакитний, інколи рожевий.

Д о л о м і т - порода потайнокристалічної будови, щільної текстури. Складається із мінералу доломіту, кальциту /до 5% / та глинистих частинок. Колір темно-сірий, інколи білий. Реагує з соляною кислотою у порошок або при нагріванні.

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Генетичні типи осадових гірських порід та умови їх утворення.
2. Які зовнішні відмінні ознаки хімічних та органогенних гірських порід?
3. За якими ознаками розділяються уламкові осадові гірські породи?
4. Із яких материнських гірських порід і яким чином утворились піщаники, глинисті сланці /аргіліти/?
5. Які із органогенних гірських порід утворились із залишків рослин, а які із залишків тварин?
6. Як використовуються в будівництві осадові гірські породи?

3.1. Метаморфічні гірські породи

Метаморфічні гірські породи, як уже відмічалось, є другорядними і утворюються на глибині внаслідок перекристалізації магматичних та осадових порід під впливом високих температур та великого тиску.

Розрізняють такі типи метаморфізму: контактний, регіональний та динамометаморфізм.

Контактний метаморфізм має місце на контактній прориву магми в товщу земної кори. Характерною особливістю такого типу метаморфізму є повнокристалічна структура, масивна текстура і невелика пористість.

Регіональний метаморфізм має місце при зануренні порід на велику глибину при високій температурі і тиску. Характерною особливістю такого метаморфізму є сланцева або гнейсова /смуриста/ текстура та кристалічнозерниста структура.

Динамометаморфізм обумовлений одностороннім тиском при гороутворенні. Відмінними ознаками гірських порід такого типу метаморфізму є безладна структура та текстура.

Опис гірської породи починають з визначення структури та текстури, що вказують на її походження /тип метаморфізму/. За мінеральним складом і зовнішніми ознаками визначають назву гірської породи.

Г н е й с - смугаста повнокристалічна/від дрібно - до крупнозернистої/ метаморфічна порода, щільної текстури, контактного типу метаморфізму. У залежності від материнської породи розрізняють гранітогнейс, діоритогнейс, сієнітогнейс та інші. Характерною особливістю цієї породи є чергування світлих та темних смуг.

К в а р ц и т - щільна, масивна порода контактного типу метаморфізму з високим вмістом кремнезему, яка утворилась із кварцевих піщаників. Має велику міцність /твердість більше 5, дряпає скло/, злом раковинистий. Колір рожевий, сірий, жовтуватий.

М а р м у р - кристалічна вапнякова порода, яка утворилась при контактному метаморфізмі вапняку, доломіту або крейди. Основний мінерал кальцит або доломіт. Структура від тонкозернистої до крупнозернистої, текстура щільна. Мармур, який майже цілком складається із кальциту, має білий колір; але домішки надають різних відтінків. Наприклад, наявність окисів заліза обумовлює рожевий, червоний, жовтий та бурий кольори. Вуглецеві органічні речовини надають мармуру від сірого до чорного забарвлення. Всі мармури бурхливо реагують з соляною кислотою.

Гірські породи регіонального метаморфізму у більшості своїй представлені сланцями – породами з явно вираженою сланцевою текстурою. Їх назва визначається вмістом переважаючого мінералу.

Хлоритовий сланець. Кристалічна, листова структура. Складається переважно з мінералу хлориту. Колір від світло – до темно-зеленого.

Тальковий сланець – сірувато-зелена порода, яка легко розчленовується на тонкі пластинки. Мінеральний склад: талк, хлорит, мусковіт, кварц. Жирна на дотик.

Мусковітовий сланець – крупнозерниста порода листової або лускуватої структури. Складається переважно із мінералу мусковіту. Колір світлий. Блиск дзеркальний, перламутровий.

Біотитовий сланець. Будова та властивості аналогічні попередньому. Переважаючий мінерал – біотит. Колір темний.

Глинистий сланець – однорідна тонкозерниста або потайнокристалічна порода, яку часто називають аспідним сланцем із-за його дуже темного кольору. Глинисті мінерали, частково перетворені в слюди, разом з кварцем та хлоритом є головними компонентами породи. Структура часто пластинчаста, текстура сланцева. При зволоженні порода не пластична.

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Як утворюються метаморфічні гірські породи?
2. Типи метаморфізму і умови метаморфізації гірських порід.
3. Які зовнішні відмінні ознаки метаморфічних гірських порід різних типів метаморфізму?
4. З яких материнських порід утворились кварцит, мармур, гнейс?
5. Яким чином використовуються метаморфічні гірські породи в будівництві?

3.8. Гірські породи в будівництві

Монолітні магматичні та метаморфічні породи, монолітні та крупно-уламкові осадові породи є надійними підвалинами фундаментів споруд, оскільки мають жорсткі зв'язки, велику міцність та несучу спроможність. Але в більшості як підвалини використовуються піщані та глинисті породи із-за їх широкого розповсюдження.

Майже всі будівельні матеріали з тієї чи іншої міри виготовляються з гірських порід. При цьому застосовуються вони як конструктивні та оздоблюючі матеріали, наповнювачі бетонів та для виготовлення в'язучих. Область застосування найбільш розповсюджених гірських порід наведено у табл. 3.3.

Таблиця 3.3.
Застосування гірських порід у будівництві

Гірська порода	Застосування в будівництві
Граніт, сієніт, діорит, діабаз, гнейс, піщаник, кварцит, брекчія	Наповнювачі бетонів, оздоблюючі матеріали, бутобетонні фундаменти, стінове та бортове каміння, східці
Габбро, лабрадорит	Оздоблюючі матеріали
Пемза, трепел, опока, діатеміт	Тепло-звукоізоляційні матеріали, активні мінеральні доавки в бетони
Гіпс, ангідрит, вапняк, крейда, доломіт	В'язучі та оздоблюючі матеріали, малярні роботи, стінові блоки
Вапняк-черепашник, вулканічний туф	Крупні стінові блоки, оздоблюючі та в'язучі матеріали, наповнювачі легких бетонів
Мармур	Оздоблення внутрішніх конструкцій будівель, мозаїчна підлога
Пісок	Силікатна цегла, наповнювач бетону та в'язучих розчинів
Щебінь, галька, гравій	Наповнювачі бетонів, шляхове покриття
Глина, суглинок	Керамічні вироби, глиняна цегла, гідроізоляційний матеріал, керамзит

4. ГЕОЛОГІЧНИЙ ЧАС І ВІК ГІРСЬКИХ ПОРІД

Земля в цілому, а земна кора зокрема, формувались поступово. Іншими словами, гірські породи мають свою історію. Розділ геологічної науки, який вивчає історію та закономірності розвитку Землі з моменту утворення земної кори, називається історичною геологією.

Питання про вік Землі цікавило людство ще в далекій давнині. Китайці та японці визначили давність світу від 40 до 200 тис. років. Жреці Вавилона вважали, що світ існує 2 млн. років. Народи Середземномор'я обчислювали вік Землі у 5 тис. років.

Цей термін був прийнятий християнською релігією, згідно з якою час, що пройшов до нової ери /народження Христа/, визначається цифрою 5508 років. У Росії цей календар тривав до 1700 року, коли Петро I змінив його європейським. За даними сучасної геологічної науки, вік Землі становить 4,5-5,0 млрд. земних і близько 20 галактичних років.

4.1. Методи визначення віку гірських порід

У нинішній час вік гірських порід визначають трьома методами: стратиграфічним, палеонтологічним та абсолютним.

Стратиграфічний /лат. "стратум" - шар, "графос" - опис/ метод. Це відносний метод, суть якого полягає в тому, що відносний вік гірських порід визначають за тим місцем, де залягає той чи інший пласт або шар у земній корі, тобто в геологічному розрізі. Дійсно, та гірська порода, яка залягає унизу, утворилась раніше, чим та, що залягає наверху. Але при тектонічних процесах, коли земна кора приходить у рух, визначити відносний вік гірських порід неможливо. Наприклад, у Кузбасі деякі пласти осадових порід залягають під кутом $69 - 90^\circ$. Таким чином, стратиграфічний метод застосовується тільки для осадових гірських порід при їх спокійному заляганні. Обчислити абсолютний вік гірських порід цим методом неможливо, оскільки швидкість накопичення осаdkів у земній корі дуже неопіакова.

Палеонтологічний /грецьк. "палайос" - прадавній, "онтос" - істота, "логос" - вчення/ метод. Суть цього методу полягає в тому, що вік гірських порід визначається за залишками у них вимерлих організмів - рослин та тварин. Засновниками цього методу були англійський інженер-гідробудівельник В. Сміт і французький вчений Ж. Кюв'є.

При розкопках у пластах гірських порід зустрічаються залишки організмів різного ступеня досконалості. Чим досконаліші залишки організмів, тим молодша гірська порода. Наприклад, та порода, де виявили кістки ссавців, значно молодша за ту, де знайшли залишки динозаврів. Звичайно, цей метод теж є відносним, але більш досконалішим, бо вона залежить вже від умов залягання гірських порід.

Абсолютний метод. Є найбільш точним і дозволяє визначити вік гірських порід у роках. Почав застосовуватись після відкриття у 1896 р. Анрі Беккерелем явища радіоактивності. Установлено, що під час радіоактивного розпаду одні елементи перетворюються в

інші, більш стійкі, а період їх розпаду взагалі не залежить ні від внутрішніх, ні від зовнішніх обставин /температури, тиску, вологості і т.д./. Знаючи співвідношення кількості материнського елемента, що залишився у породі, та продукту кінцевого розпаду, термін його перетворення, можна визначити абсолютний вік гірських порід. Так, 1 г ^{238}U за 1 млрд. років поретворюється у 0,116 г ^{206}Pb . Залишок ^{238}U - 0,885 г. Решта маси витрачається на випромінювання. Значення періодів напіврозпаду наведені в табл. 4.І.

Радіоактивний розпад Таблиця 4.І.

Материнський ізоотоп	Кінцевий продукт	Період напіврозпаду, млрд. років
^{238}U	^{206}Pb	4,468
^{235}U	^{207}Pb	0,7038
^{232}Th	^{206}Pb	14,008
^{87}Rb	^{87}Sr	48,8
^{40}K	^{40}Ar	1,3
^{40}K	^{40}Ca	1,3
^{14}C	^{14}N	Роки 5730
^3H	^2H	12,5

Урано - свинцевий, торіє - свинцевий методи застосовуються для визначення віку прадавніх магматичних та метаморфічних гірських порід, які одержали назву старожилів. Цими методами було визначено, що вік відомих на Землі порід - старожилів становить 3,8 млрд. років /Південна Америка/. Це менше за вік деяких метеоритів /4,7 млрд. років та деяких порід Місяця /до 4,7 млрд. років/. Відповідно вік сонячної системи оцінюється величиною у 5 млрд. років.

Каліє - аргоновий та каліє - кальцієвий методи використовуються для тих генетичних типів гірських порід, вік яких вимірюється десятками та сотнями мільйонів років.

Радіовуглецевим методом можна визначити вік залишків організмів

та наймолодших гірських порід сучасної геологічної системи / до 50 тис. років /.

4.2. Геологічна хронологія

На основі визначення відносного, а пізніше і абсолютного віку гірських порід, вивчення послідовності відкладів окремих пластів оса- дочних порід та тотожності знайдених у них залишків керівних організ- мів уся історія Землі була поділена на окремі геологічні етапи роз- витку. Найбільший із них-мегацикл, далі послідовно йдуть ера, період, епоха, вік та інші.

У відповідності з розділенням геологічної історії розвитку зем- ної кори на окремі відрізки часу у її товщі виділяють окремі комплек- си, які виникли на протязі цих відрізків:

час	: ера	: період	: епоха	: вік
товщі порід	: група	: система	: відділ	: ярус

Назва мегациклів та ер залежить від відсутності чи наявності на той час життя і ступеня його досконалості. У перекладі з давньо- грецької мови вони позначають: "криптос" - неявний, "фанерос" - явний, "ката" - внизу, "археос" - первісний, "протерос" - ранній, "палайос" - прадавній, "мезос" - середній, "кайнос" - новий, "зоє" - життя.

Геохронологія / грецьк. "Ге" - Земля, "хронос" - час, "логос" - вчення / Землі наведена в табл. 4.2.

Таблиця 4.2.

Геохронологічна шкала

Мегацикли, тривалість, млн. років	Ери, індекс, тривалість млн. років	Періоди		Найголовніші групи організмів
		назва, індекс	абсолют- ний вік / тривалість млн. років /	
1	2	3	4	5
Фанерозой- ський 370	Кайнозойська, KZ, 70	Четвертин- ний, Q	2 - 0 2	Поява на початку періоду людини
		Неоген, N	25-2 23	Розквіт птахів, ссав- ців, костистих риб.
		Палеоген, Pq	70-35 45	Розквіт покрито-на- сінних /злаків, ли- стяних дерев/

Продовження таблиці 4.2

I	2	3	4	5
Фанерозойський, 570	Мезозойська, MZ , 155	Крейдяний, K	140-70 /70/	Зубасті птаці, розквіт рептилій, перші костисті риби
		Юрський, J	185-140 /45/	
		Триасовий, T	225-185 /40/	Поява перших ссавців /сумчатих/. Поява покритонасінних. Розквіт голонасінних
	Палеозойська, PZ , 345	Пермський, P	270-225 /45/	Примітивні рептилії, розквіт акулподібних та ланцирних риб, поява комах. Поява голонасінних рослин. Розквіт деревоподібних спорових рослин. Поява папоротників
		Кам'яновугільний /карбон/, C	329-270 /50/	
		Девонський, D	400-320 /80/	
		Силурійський, S	420-400 /40/	
Ордовикський, O		480-420 /60/		
Криптозойський 2930	Протерозойська, PR , 1330	-	1900-570 /1330/	Масовий розвиток багатоклітинних бактерій, водоростей. Поява губок, черв'яків, медуз
		Архейська, 800, AR	-	2700-1900 /800/
	Катархейська, 800, KR	-	3500-2700 /800/	Залишки організмів відсутні
Планетарна епоха Землі			більше 3500	

Назви періодів у своїй більшості запозичені від назви місцевості, де вперше були виявлені гірські породи цього віку, або від назви прадавніх племен, які мешкали в цій місцевості. Так, кембрійський період одержав назву від прадавньої назви півострова Уельса /Камбрія/, ордовик - назва прадавнього племені, яке мешкало в Англії, силур - назва племені, яке жило в Уельсі, девон - від графства Девоншир в Англії.

пермський - від Пермського царства в Росії. Кам'яновугільний /карбон/ та крейдяний одержали назву за потужними відкладеннями відповідно кам'яного вугілля та писальної крейди. Четвертинний період одержав свою назву від старого розподілу історії Землі на чотири періоди: первинний /палеозой/, вторинний /мезозой/, третинний /палеоген і неоген/ та четвертинний. Іноколи четвертинний період називають ще антропогенним /грецьк. "антропос" - людина/, завдяки появі людини на початку цього періоду.

Періоди /системи/ у свою чергу розділяються на дві чи три епохи /відділи/, які називають, як і періоди, з додаванням слів: рання /нижній/, середня /середній/, пізня /верхній/ і в геологічному індексі позначають цифрами: C_1 , C_2 /нижній і середній карбон/.

Нумерація здійснюється знизу вгору у напрямку розвитку.

Аналіз геохронологічної шкали показує, що 83,7% усього віку Землі припадає на криптозой /4930 млн. років/. У цей час Земля являла собою майже безводну кам'яну пустелю з примітивними організмами, які з'явилися у кінці архею. Звертає на себе увагу неоднаковість абсолютної тривалості геологічних етапів. Чим ближче до сучасності, тим вони стають коротшими. Пояснюється це тим, що розподіл геологічної історії Землі за етапами здійснювався за присутністю залишків ведучих організмів, які свідчать про прискорений розвиток органічного життя на Землі. Другий великий відрізок часу припадає на планетарну епоху Землі - I, I - I, 0 млрд. років. Цей етап розвитку Землі дуже слабо вивчений.

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Що таке відносний вік гірських порід і як він визначається стратиграфічним методом?
2. Поясніть суть палеонтологічного методу. Для яких гірських порід він застосовується?
3. Як визначається абсолютний вік гірських порід? Наведіть приклад.
4. Яким чином складена шкала геологічного часу Землі? Назвіть мегацикли, ери, періоди.

6. ВОДА В ГІРСЬКИХ ПОРОДАХ

Г і д р о г е о л о г і я /грецьк. "гідрос" - вода, "логос" - вчення / - геологічна наука про підземні води, яка вивчає умови їх залягання, походження і формування, режим та їх склад, рух і придатність для народного господарства. Загальна кількість води на планеті складає близько 1370,3 млн. куб. км. З них моря та океани - 1280,3 млн. куб. км. Суша - 90, в тому числі: підземні води - 60, поверхневі ґрунтові - 0,075, озера - 0,75, ріки - 0,012, атмосфера - 0,163, льодовики - 29 млн. куб. км. Уся ця маса води знаходиться у постійному русі, здійснює кругообіг у природі /рис. 5.1/. Щорічно на поверхню Землі випадає у вигляді дощу та снігу близько 612 тис. куб. км води, з них 10 тис. куб. км - на сушу. Біля 60% води, що випадає на сушу, випаровується, 20% іде в стоки і 20% інфільтрується /просочується/ в товщу гірських порід.

5.1. Види води в гірських породах

У гірських породах вода знаходиться в порах та пустотах /порожинах/ у таких агрегатних станах: у вигляді пари /пароподібна/, рідини та твердого тіла /лід/.

П а р о п о д і б н а вода розташовується у верхній товщі земної кори. У цій зоні постійно і поступово здійснюється обмін між повітрям та паром атмосфери, між повітрям та паром пустот і пор гірських порід. Тому ця зона одержала назву зони аерації. Потужність її неоднакова і залежить від типу порід, кліматичних умов місцевості і досягає інколи 12 - 16 м від поверхні Землі.

На міграцію водяної пари переважаючий вплив чинить температура. З цим фактом пов'язується таке явище, яке одержало назву екранування води під фундаментами споруд. Справа в тому, що влітку гірські породи /ґрунти/ на незабудованих майданчиках прогрівуються сильніше, ніж під фундаментами, і водяна пара за законами аеродинаміки прямує під фундаменти, де частково конденсується, збільшуючи вологість ґрунту і як наслідок - збільшується осадка споруди.

Р і д к а в о д а, або вода у вигляді рідини, підрозділяється на два типи: вільну, або гравітаційну, та капілярну.

Капілярна вода міститься в гірських породах з капілярними порами та тріщинами, ширина /розкриття/ яких менше 0,25 мм, а діаметр пор менше 1 мм. Утримується капілярна вода за рахунок капілярних

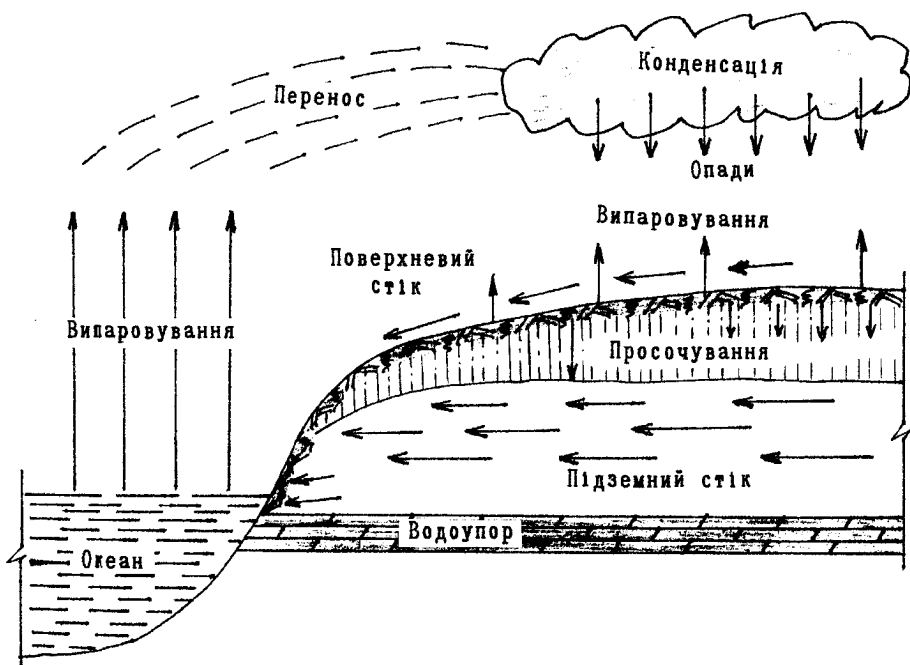


Рис. 5.І. Кругообіг води в природі.

/меніскових/ сил. Формується вона за рахунок атмосферних опадів та розтавання снігу, також за рахунок підняття за законами капілярного руху від нижніх водонасичених гірських порід.

У практиці будівництва велике значення має висота капілярного підняття та час капілярного водонасичення. Висотою капілярного підняття називається відстань по вертикалі на яку підіймається вода по капілярах від підземного водонесного горизонту. Висота цього підняття H_k залежить від літологічного та гранулометричного складу гірських порід і може бути визначена експериментально або за формулою французького вченого Жюрана:

$$H_k = \frac{C_k}{d}, \quad /5.1/$$

де $C_k = 0,3$ - постійна капілярного змочування при температурі 0°C ;
 d - діаметр пор або розкриття тріщин, мм.

Час капілярного підняття - це час, протягом якого відбувається повне заповнення капілярів водою. Він неоднаковий для різних гірських порід: у пісках біля 80, у глинистих ґрунтах - 350-475 дго.

Гравітаційна вода. Ця вода не пов'язана з поверхнею частинок і не утримується менісковими силами. Вона здатна переміщатися під впливом сили тяжіння, тобто під впливом різниці напорів. Така вода використовується для водопостачання, і якраз вона створює труднощі при проходці котлованів та будівництві підземних споруд. Гравітаційна вода є основним предметом нашого розгляду.

Фізичнозв'язана вода утворюється за рахунок адсорбції поверхнею породних частинок у процесі конденсації водяної пари і утримується за рахунок електромолекулярних сил. Цей перший на поверхні частинок шар води називається гігроскопічною або міцнозв'язною водою. Вона випаровується при температурі $105-110^\circ\text{C}$, не передає гігростатичного тиску та замерзає при температурі $-70-80^\circ\text{C}$.

Молекули води за своєю природою є диполі, тобто мають орієнтацію полюсів. Тому перший від поверхні частинок шар води - гігроскопічна вода утримує другий та послідовні шари орієнтованих молекул, але зі значно меншою силою /рис. 5.2/. Другий та подальші шари називаються плівковою або крихкотілою водою. Вони зникають при температурі до 105°C , а замерзає плівкова вода при температурі $-17-18^\circ\text{C}$. Плівкова вода рухається від частинок з товстішою плівкою до частинок з меншою товщиною плівки.

Кількість фізичнозв'язаної води більша там, де більша питома поверхня частинок. Наприклад, у монтморілонітової глини в 1 см^3

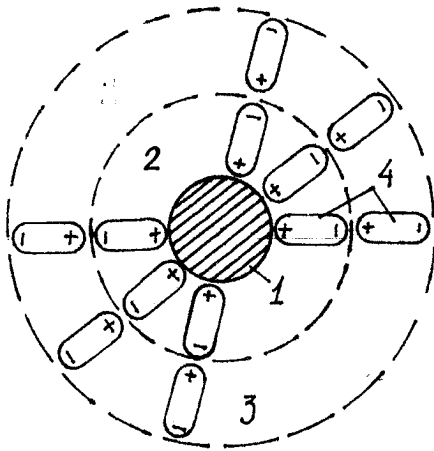


Рис. 5.2. Водяні оболонки навколо мінеральної частинки:
 1 - мінеральна частинка; 2 - гігроскопічна вода; 3- плівкова вода; 4 - вільна вода.

міститься понад 25 млрд. частинок і при зволоженні має фізично зв'язану воду більше 100% об'єму самих частинок. У піщаних породах всього 1-2%.

Хімічно зв'язана вода входить до складу кристалічної решітки і вилучається при її руйнуванні. Наприклад, у гірському $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Перша молекула води вилучається при температурі 118°C , друга - при 140°C . Таким чином утворюється ангідрит /алебастр/. З цим явищем пов'язаний ефект приготування в'яжучих /дегідратація-гідратація/.

Вода у твердому стані має місце у гірських породах при негативних температурах до певної глибини від денної поверхні. У твердий стан переходить гравітаційна та частково плівкова вода. Це явище носить сезонний характер, а глибина промерзання залежить від кліматичних умов місцевості. Так, в Україні вона складає 70 - 80 см, а на півночі таких країн, як Канада, Росія, на деякій глибині зберігається постійно. Це зона вічної мерзлоти.

При замерзанні води утворюється кристалічний лід, і при цьому об'єм збільшується на 3 - 9%, а в умовах забороненої деформації розвивається великий тиск /до 1 Па/, руйнуючи будь-які матеріали та гірські породи. Тому підшви фундаментів завжди закладають нижче глибини промерзання.

5.2. Класифікація та характеристики підземних вод

Усі гірські породи за спроможністю пропускати воду розподіляються на три категорії: водонепроникні /водоупори/, слабводопроникні та водопроникні.

Водонепроникні: глини, монолітні граніти, кварцити та інші метаморфічні, магматичні та зцементовані осадові гірські породи.

Слабводопроникні: суглинки, супіски, глинисті піски, слаботріщиноваті магматичні, метаморфічні та зцементовані осадові гірські породи.

Водопроникні: тріщиноваті магматичні, метаморфічні та незцементовані осадові гірські породи, крупно - та середньоуламкові породи /галька, щебінь, жорства, піски/.

Якщо діаметр пор більше 1 мм, а ширина тріщин більше 0,25 мм, то такі гірські породи здатні пропускати воду в глибину Землі. Оскільки пори та тріщини сполучаються між собою, то на деякій глибині формується насичений водою шар гірської породи, який називається підземним водоносним горизонтом. Обов'язковою умовою його формування є

наявність водоупору, зверху якого залягають водопроникні гірські породи.

Усі підземні води класифікуються за такими ознаками: за походженням, умовами залягання, гідравлічним режимом, хімічним складом та фізичними властивостями.

За походженням підземні води підрозділяються: на інфільтраційні, конденсаційні, седиментаційні, ювенільні та змішані.

Інфільтраційні /інфільтрація - просочення усередину/ підземні води утворюються за рахунок проникнення атмосферних опадів, талої води в місцях виходу водопроникних гірських порід на денну поверхню.

Конденсаційні води утворюються внаслідок конденсації пароподібної води у порях та тріщинах гірських порід, як правило, у зонах аерації.

Седиментаційні /седиментація - осадження/ води утворюються внаслідок захоронення разом з осадками вод прадавніх озер та морів.

Ювенільні /первинні/ води утворюються за рахунок конденсації пари магми.

За умовами залягання підземні води підрозділяються: на поверхневогрунтові, верховодку, ґрунтові та міжпластові.

Поверхневогрунтові води залягають безпосередньо біля земної поверхні і не мають свого водоупору. Характерними властивостями цих вод є їх сезонний характер, різкі коливання температури, наявність мікроорганізмів та органічних речовин. Взагалі, це капілярні води. Коли рівень підземних вод підіймається, то відбувається їх змикання з водоносним горизонтом і місцевість заболочується.

Верховодка утворюється в зоні аерації за рахунок інфільтрації та конденсації, і обов'язковою умовою її утворення є наявність місцевих або локальних водоупорів. Локальними водоупорами можуть бути льодовикові глини або суглинки /морени/ та інші водонепроникні гірські породи /рис. 3.3/. Верховодка характеризується виключно нестійким режимом, виникає головним чином у періоди дощів та розтавання снігу і зникає з наступом засушливих періодів. Як правило, вона існує з березня по липень. Потужність її невелика і не перевищує 1 - 2 м.

Верховодка створює труднощі при будівництві та експлуатації споруд, оскільки не завжди може бути виявлена при інженерно-геологічних вишукуваннях і стає причиною затоплення підвалів та інженерних комунікацій.

Ґрунтові води - це перший від поверхні Землі постійно

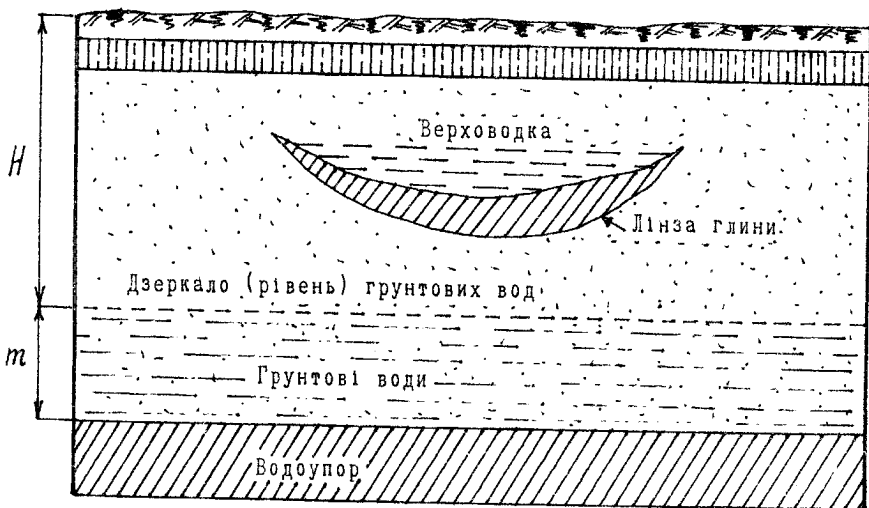


Рис. 5.3. Ґрунтові води.

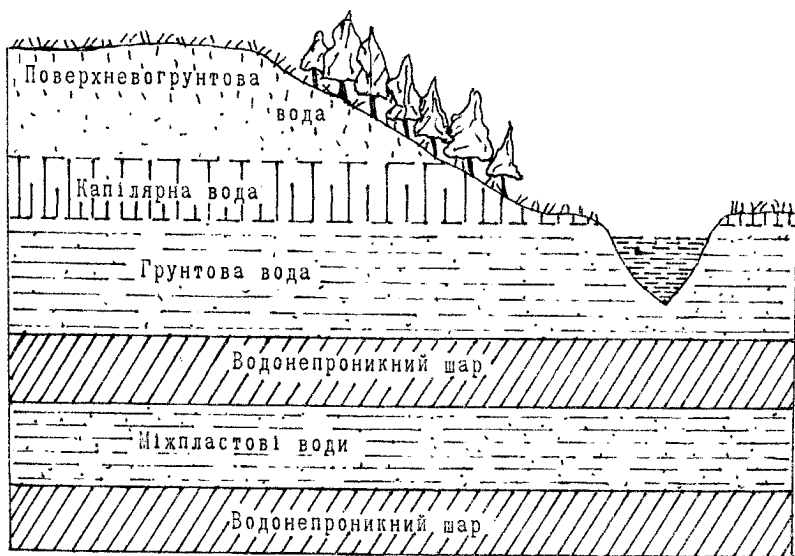


Рис. 5.4. Підземні води.

діючий водоносний горизонт, який залягає на витриманому водоупорі. Такою водонепроникною породою може бути нетріщинувата скельна порода або шар глини. Живлення ґрунтових вод відбувається у значній мірі за рахунок інфільтрації опадів та просочення води із поверхневих водоймищ.

Верхня поверхня водоносного горизонту називається дзеркалом або рівнем ґрунтових вод і позначається як **W1** /англ. "water level" - рівень води/. Відстань від рівня ґрунтових вод до земної поверхні називається глибиною залягання, а найкоротша відстань від дзеркала до водоупора є потужність водоносного горизонту. Глибина залягання та потужність ґрунтових вод можуть істотно змінюватись у залежності від кількості опадів та наявності поверхневих водоймищ. Так, в одних місцях глибина залягання досягає 100 м і більше, в інших - ґрунтові води виходять на поверхню Землі, утворюючи болота.

Міжпластові води залягають між двома водоупорами у другому та подальших від земної поверхні водоносних шарах /рис. 3.4/. Область їх живлення лежить тільки в місцях виходу водоносного пласта на земну поверхню. Міжпластові води дуже поширені в Україні, особливо у Дніпрово-Донецькому басейні. Служать основним джерелом поновлення річних вод та вод ярів під час засухи.

За гідравлічним режимом розрізняють безнапірні та напірні підземні води. Безнапірні води течуть без будь-якого тиску, тільки під впливом сил гравітації. Усі ґрунтові води є безнапірними, оскільки мають вільну поверхню. Для утворення тиску потрібна бути різниця у рівнях міжпластових вод у різних точках.

Яскравим прикладом напірних вод є артезіанські води. Вони дістали свою назву від назви французької провінції Артуа, де ще у 1136 р. були пробурені перші фонтануючі свердловини. Ці води формуються в особливих геологічних структурах, так званих артезіанських басейнах, які складаються з перешарування водоупорів та водоносних гірських порід при мульдopodobному або синклінальному /див. розд. 6/ заляганні пластів /рис. 3.5/.

В Україні відомі декілька артезіанських басейнів, такі як Дніпрово-Донецький (площею понад 350 тис. км²), Причорноморський та інші. Вони часто служать основним джерелом водопостачання міст та населених пунктів.

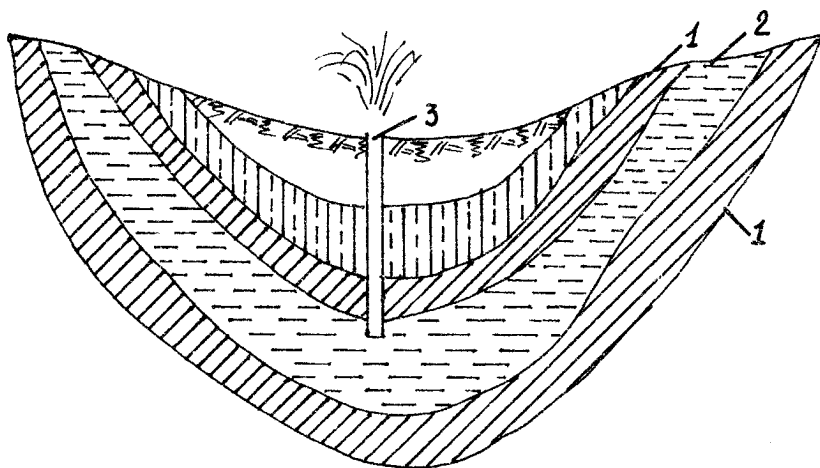


Рис. 5.5. Артезіанські води:

1 - водоупор; 2 - артезіанські води; 3 - свердловина.

5.3. Режим підземних вод

Під режимом підземних вод розуміють зміну з часом найголовніших їхніх характеристик: глибини залягання, рівня або потужності водоносного горизонту, швидкості руху, хімічного складу та фізичних властивостей, ступеня мінералізації, жорсткості, прозорості, температури та інших. Зміна проходить під впливом таких факторів: метеоумов, гідрологічного режиму водоймищ, геологічних та антропогенних факторів.

Метеорологічні умови. У різних районах нашої країни кількість опадів неоднакова і тому рівень підземних вод, і особливо ґрунтових, основне живлення яких відбувається за рахунок інфільтрації, істотно змінюється. Спостерігаються сезонні, річні та багаторічні коливання рівня ґрунтових вод.

Підймання або зниження рівня ґрунтових вод залежить від глибини залягання водоносного горизонту від земної поверхні. Для середньої половини нашої країни в підземних ґрунтах сезонні коливання рівня ґрунтових вод при різних глибинах залягання такі: до 2 м - 1-2 м; 2 - 5 м - 1 - 1,5; 5-10 м; 0,5-1,0 м; більше 10 м - 0,5-0,8 м; при цьому максимальний рівень спостерігається у квітні та жовтні, мінімальний у серпні та лютому.

Річні та багаторічні коливання рівня підземних вод пов'язані з річними та багаторічними коливаннями кількості опадів. Для умов України циклічність багаторічних коливань кількості опадів становить від 7 до 30 років.

Гідрологічний режим. На режим підземних вод, і особливо на їх рівень, істотно впливає гідрологічний режим поверхневих водоймищ, як природних /річок, озер/, так і штучних /водосховищ/, з якими підземні води мають взаємозв'язок. У залежності від розташування водоупору запас підземної води може поповнюватись за рахунок живлення її з відкритих водоймищ або навпаки - підземні води можуть поповнювати поверхневі водоймища /рис. 5.6/. Як правило, в Україні в межень /найнижчий рівень води/ ґрунтові води вільно стікають у відкриті водоймища, а в повінь відбувається поновлення запасів ґрунтових вод.

Геологічні фактори мають вирішальне значення при формуванні підземних вод. Установлено, що мінералізація підземних вод, як правило, збільшується з глибиною і в цьому напрямку змінюється і їх хімічний склад. Ця загальна закономірність у формуванні підземних вод зумовлена погіршенням умов їх циркуляції та водообміну.

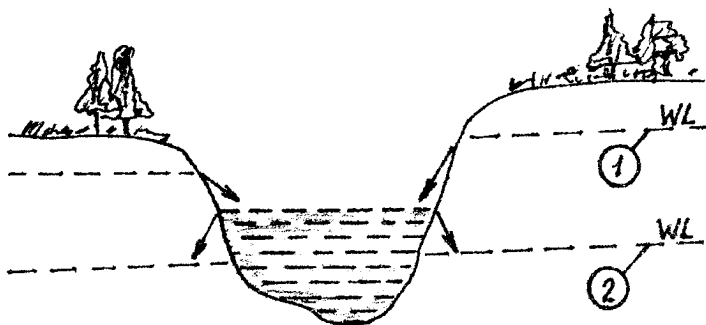


Рис. 5.6. Зв'язок між поверхневими та ґрунтовими водами:
1 - ґрунтові води поповнюють водоймище; 2 - водоймище поповнює
ґрунтові води; WL - рівень ґрунтових вод.

У зоні активного водообміну підземні води інтенсивно циркулюють, вони переважно слабо мінералізовані /прісні/, гідрокарбонатно-кальцієві, менше сульфатні. Активно впливають на умови водообміну загальна геологічна будова та рельєф місцевості. До порід з великою водопроникністю, які залягають у самих верхніх шарах земної кори, як правило, приурочені прісні гідрокарбонатно-кальцієві води. Геологічні структури тут розкриті, водоносні горизонти добре промиті, водообмін проходить інтенсивно. На ділянках, складених слабководопроникними породами, або з великою кількістю водоупорів, водообмін утруднений, промитість порід слабка, мінералізація води підвищується, а склад сульфатний та хлоридно-натрієвий.

А н т р о п о г е н н і ф а к т о р и. На режим підземних вод у багатьох районах істотно впливають антропогенні фактори, тобто діяльність людини. Будівництво штучних водоймищ та водосховищ формує нові водоносні горизонти або підвищує рівень існуючих. Наприклад, на півдні Запорізької та Дніпропетровської областей до будівництва Каховської гідроелектростанції рівень ґрунтових вод знаходився на глибині 30 - 38 м, а нині на глибині 2 - 3 м. У районі Дніпродзержинська рівень ґрунтових вод піднявся на 3 - 5 м.

При зрошенні лишки води, які не затримуються у рослинному шарі, просочуються в товщу гірських порід, поповнюючи підземні води.

При цьому відбувається змикання води зрошення з ґрунтовими водами, піднімання їх уверх, що часто приводить до засолення родючого ґрунту.

Одним із факторів підвищення рівня ґрунтових вод є витік води з водогонів та каналізації. Наприклад, в Одесі за 50 років експлуатації водопровідної мережі та каналізації рівень ґрунтових вод піднявся на 10 м. У містах та населених пунктах з новим водопроводом втрати води становлять 10 - 15%. Якщо термін експлуатації наближається до 50 років, то втрата води становить 18 - 30%, більше 50 років - понад 50%.

Забудова території та асфальтування місцевості змінюють тепловий режим гірських порід. Відбувається міграція пароподібної води під будівлі та споруди і її конденсація. Наприклад, на забудованій території м. Привого Рогу за 8 років спостережень рівень ґрунтових вод піднявся на 4 м. Перепад температури становить 4 - 5°C.

При вирубці лісу має місце зниження рівня ґрунтових вод, а при насадженні - його підвищення.

Основною причиною зниження рівня підземних вод є експлуатація

водоносних горизонтів, які для багатьох населених пунктів є основним джерелом водопостачання.

Так, за 50 років експлуатації Московського артезіанського басейну його рівень знизився на 50 м. На Кавказі рівень підземних вод за 30 років експлуатації знизився на 80 м.

5.4. Фізико-хімічні характеристики підземних вод

Підземні води - це складний мінеральний розчин, склад якого змінюється час від часу. Переміщуючись у товщі гірських порід, вони насичуються окисами, солями, газами та продуктами органічного розкладу. Грунтові води, як відомо, живляться в основному за рахунок атмосферних опадів, які не є чистою дистильованою водою. Досить сказати, що у районі Києва-Вінниці на 1 м² поверхні випадає за рік 10 г солі /на 1 км² - 10 т/.

За мінералізацією, тобто в залежності від вмісту розчинених солей, підземні води підрозділяються: на прісні з концентрацією солей до 1 г/л, слабосолоні - 1 - 3, солонуваті - 3 - 10, солоні - 10 - 30, розсолні - 30 - 50 та розсоли - більше 50 г/л. Мінералізацію води визначають за сухим залишком при її випаровуванні при температурі 105 - 110°C.

Жорсткість води характеризується наявністю в ній розчинених сірчаних солей **Ca** та **Mg**. У нашій країні за одиницю жорсткості прийнято 1 мг-екв/л **Ca**, тобто 20,04 мг на 1 л води. 1 мг-екв чисельно дорівнює атомній вазі, розділеній на валентність /атомна вага **Ca** - 40,07, валентність - 2/. Замість **Ca** використовують **Mg** - 12,16 мг-екв на 1 л води.

За жорсткістю води класифікуються як дуже м'які при вмісту у воді до 1,5 мг-екв/л, м'які - 1,5 - 3,0, помірно жорсткі - 3,0-5,0, жорсткі - 6 - 9 та дуже жорсткі - більше 9 мг-екв/л. Жорстка вода дає великий накип у парових котлах, погано мийється та викликає інші небажані явища.

Агресивність підземних вод проявляється в шкідливій дії їх на бетонні та металеві конструкції.

Загальнокислотна агресія обумовлена наявністю у воді в дисоційованому стані водневих **H⁺** та гідроксильних іонів **OH⁻**. Один грам чистої води при температурі 22°C містить 10⁻⁷ грам-іонів **H⁺** і стільки ж **OH⁻**. Вираз **lg [H⁺]** позначають як **pH**, який

і є мірою агресивності води /кислотний показник/. За цим показником підземні води розділяються на дуже кислі / $\text{pH} < 5$ /, нейтральні / $\text{pH} = 7$ /, лужні / $7 < \text{pH} \leq 9$ /, та сильно лужні / $\text{pH} > 9$ /.

При кислих підземних водах відбувається розчинення та вимивання вапна з бетону. Крім цього, найбільшому роз'їданню підпадають металеві конструкції. Під впливом сильно кислих та сильно лужних вод.

Вуглекислотна агресія має місце при наявності у воді агресивної вуглекислоти CO_2 . При взаємодії з водою та вапном цементу утворюється бігидрокарбонат кальцію $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, який швидко розчиняється у воді та виноситься з бетону.

Сульфатна агресія полягає в утворенні нових кристалічних сполук із-за надмірного вмісту іонів сульфату SO_4^{2-} . Це утворення, яке дістало назву цементної "бацили" / $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{CaSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ /, супроводжується збільшенням об'єму цементу в 2 - 3 рази і руйнуванням бетонних конструкцій.

Гази у підземних водах знаходяться у вільному та розчиненому стані. Вони проникають у підземні води різними шляхами: при інфільтрації, розкладі органічних речовин, охолодженні магми і т.п. Найбільш розповсюджені з них кисень, сірководень, вуглекислота, азот, метан та благородні гази /гелій, аргон, радон та інші/. Гази, особливо кисень, як у вільному, так і у розчиненому стані, спричиняють корозію металоконструкцій.

Гігієнічність підземних вод, тобто придатність їх для пиття, оцінюється такими характеристиками: кольором, прозорістю, смаком, запахом, наявністю хвороботворних бактерій та важких металів. Вода для пиття повина бути смачною, прозорою, безкольоровою, не мати ніяких запахів. Забарвлення підземних вод залежить від наявності різних домішок. Так, вміст різних окисів заліза додає воді коричневого відтінку, а гумінових кислот - жовтого. Крім цього, наявність у воді гумінових кислот додає їй болотного запаху. Сульфати надають гірко-солоного смаку, а хлориди - солоного.

З точки зору медицини придатність для пиття визначається наявністю у воді кишкової палички **Coli**. Кількість цих бактерій визначається колі - тестом або колі - титром. Колі - тест - це кількість одиниць кишкової палички в 1 л води, а колі - титр - кількість cm^3 води, яка містить 1 бактерію. Вода придатна для пиття, коли колі - тест не перевищує 3, а колі - титр 300 - 700 cm^3 .

Державними стандартами регламентується вміст у воді шкідливих важких металів: свинцю не більше 0,1 мг/л, миш'яку - 0,05,

фтору - 1,5, міді - 3 та цинку не більше 5 мг/л.

5.5. Рух підземних вод

Підземна вода знаходиться в порах, тріщинах та порожнинах гірських порід і рухається за загальними законами руху рідини, який може протікати у двох формах: ламінарної та турбулентної течії.

Ламінарна течія - пересування частинок рідини в потоці досконало правильними паралельними цівками.

Турбулентна течія - це пересування частинок рідини в потоці по траєкторіях у різних напрямках, так званий вихревий рух. Рух підземних вод дуже уповільнений і тому протікає ламінарно.

Для визначення закономірності руху підземних вод виділимо у підземному водоносному горизонті елементарний потік **abcd** і підрахуємо, яка кількість води протікає за одиницю часу /рис. 5.7/.

Кількість води **Q**, що протікає за одиницю часу, прямо пропорційна площі поперечного перерізу елементарного потоку **A**, гідравлічному градієнту /напору/ **i** та деякому коефіцієнту пропорційності **k_r**. Таким чином,

$$Q = Aik_r, \quad /5.2/$$

Розглянемо одиниці виміру формули /5.2/: **A - м²**, **Q - м³ / с**, **i** - у долях одиниці, отже, розмірність **k_r - м / с**. Розділимо праву та ліву частини на площу потоку **A**

$$q = k_r i, \quad /5.3/$$

де **q** - витрата води за одиницю часу через одиницю площі, яка дістала назву швидкості руху підземних вод і позначається як **V**

$$V = k_r i. \quad /5.4/$$

Вираз /5.4/ дістав назву закону руху підземних вод, встановленого у 1856 р. французьким гідрогеологом Дарсі: швидкість руху підземних вод прямо пропорційна гідравлічному градієнту.

Коефіцієнт пропорційності **k_r**, називається коефіцієнтом фільтрації, визначається експериментально, залежить від типу порід і чисельно дорівнює швидкості руху води при **i = 1**.

Гідравлічний, або напірний, градієнт визначається як відношення різниці рівнів підземних вод між двома точками по лінії течії до відстані між цими точками /рис. 5.8/

$$i = \frac{H_1 - H_2}{l}. \quad /5.5/$$

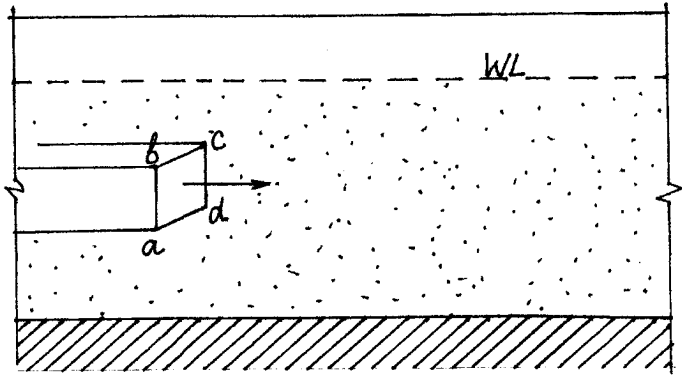


Рис. 5.7. Схема визначення дебіту водомосного горизонту.

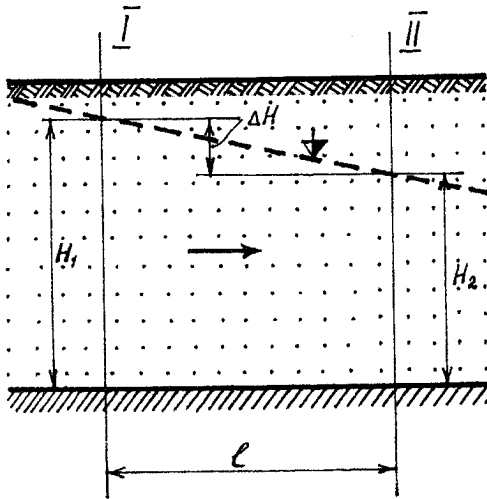


Рис. 5.8. Схема руху ґрунтової води.

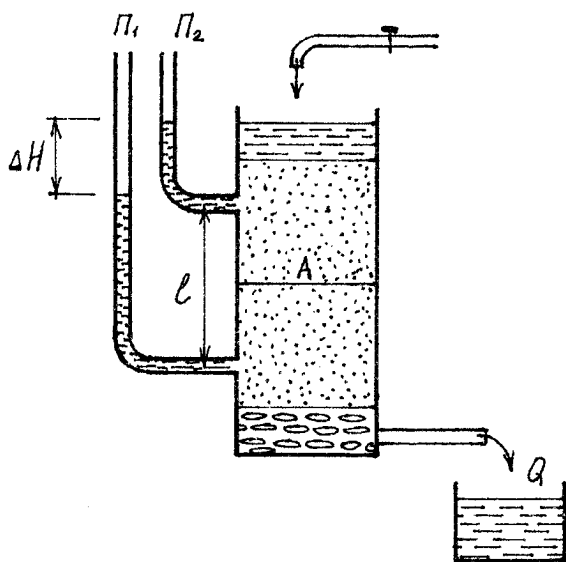


Рис. 5.9. Схема приладу для визначення коефіцієнта фільтрації пісків.

Швидкість руху, визначена за формулою /5.4/, не є дійсною швидкістю, а значно меншою при одному і тому же гідравлічному градієнті. Це пояснюється тим, що вода фільтрується не по всій площі A , а по тій частині, де є пори. Дійсна швидкість руху води

$$V = \frac{k_r I}{n}, \quad /5.6/$$

де n - пористість породи, тобто частина площі в долях одиниці, яка припадає на пори. Проте в практиці швидкість руху підземних вод все-таки визначають за формулою /5.4/, тому що коефіцієнт фільтрації, який визначається експериментально, якраз і ураховує величину пористості. Коефіцієнт фільтрації, а отже і швидкість руху, суттєво залежить від температури води. У довідковій літературі наводяться коефіцієнти фільтрації при температурі 10°C . Для визначення k_r при будь-якій температурі користуються формулою

$$k_r^t = k_r^{\circ} (0,7 + 0,03 t), \quad /5.7/$$

де k_r^t та k_r° - коефіцієнти фільтрації відповідно при будь-якій температурі та температурі 10°C , t - температура.

Для визначення коефіцієнта фільтрації використовують лабораторні та польові методи.

У лабораторних умовах коефіцієнт фільтрації визначається на різних приладах, які мало чим відрізняються від приладу Дарсі /рис. 5.9/. Це прилади Тіма, Тіма - Каменського, трубки Спецгео, КФ та інші.

Принцип роботи цих приладів такий. У циліндричну посудину з двома боковими п'езометрами Π_1 та Π_2 кладуть дослідний зразок ґрунту. Через нього фільтрують воду під деяким тиском. Знаючи площу поперечного перерізу посудини та виміривши кількість профільтрованої води за певний час, коефіцієнт фільтрації в м/добу при певній температурі обчислюють за формулою

$$k_r = 864 \frac{QI}{At \Delta H}, \quad /5.8/$$

де Q - кількість профільтрованої води, см^3 ; I - відстань між п'езометрами, см ; t - час фільтрації, с ; ΔH - перевищення рівнів води п'езометрів; 864 - перевідний коефіцієнт з $\text{см}/\text{с}$ в м/добу.

Для визначення коефіцієнта фільтрації у польових умовах перш за все необхідно визначити напрям руху підземних вод, так звану лінію течії. При наявності гідрогеологічної карти лінію течії визначають за допомогою гідроізогіпс. При відсутності такої карти потрібно пробурити не менше трьох свердловин, розташованих за трикутником. На основі виміру сталого рівня підземних вод визначають лінію з однаковими абсолютними відмітками води. Нормаль цієї лінії в сторону

зменшення абсолютних відміток і є напрям руху підземних вод або ліній течії. /рис. 3.10/.

Для визначення коефіцієнта фільтрації за лінією течії пробурюють дві свердловини, причому одну з них, дослідну, розташовують вище за течією, а другу, спостережну, розташовують нижче за течією.

Для вимірювання швидкості руху підземних вод, а отже і коефіцієнта фільтрації, використовують хімічний, колориметричний, електролітичний методи та метод дослідних відкачувань.

Х і м і ч н и й м е т о д. З дослідної свердловини відкачують певну кількість води, розчиняють у ній легкорозчинні солі — **NaCl, CaCl₂**, хлористий амоній та інші і закачують цей розчин знову у дослідну свердловину, засікаючи при цьому час. З спостережної свердловини періодично відкачують воду і визначають за допомогою різних реагентів час появи розчину і максимальну його концентрацію. Реагентом на **Cl** є азотнокисле срібло, яке змінює свій колір. Знаючи відстань між свердловинами **l**, гідравлічний градієнт **h**, час руху **t**, визначають швидкість руху та коефіцієнт фільтрації за формулою

$$k_f = \frac{l}{ht} \cdot \quad /3.9/$$

Цей метод недопустимий при наявності у воді хлоридів.

К о л о р и м е т р и ч н и й м е т о д. У дослідну свердловину запускають деяку кількість легкорозчинної фарби: флуорисцин, метиленову синьку та ін. Частіше використовують флуорисцин, оскільки він помітний при дуже маленьких концентраціях /1:10 млн/. Розчин фарби занурюють у свердловину у скляній пляшці, яку потім розбивають бурим наконечником, засікаючи час. З спостережної свердловини періодично відкачують воду і засікають час появи забарвлення. Коефіцієнт фільтрації визначають за формулою /3.9/.

Е л е к т р о л і т и ч н и й м е т о д. Перші два методи визначення коефіцієнта фільтрації є не зовсім точними тому, що вибір проб із спостережної свердловини носить дискретний характер, тобто час появи мінералізованого розчину або забарвленої води можна пропустити. Більш точним є електролітичний метод, який застосовується для визначення коефіцієнта фільтрації немінералізованої води. Суть цього методу полягає ось у чому. У дослідну та спостережну свердловини занурюють голкофільтри, до яких приєднують електропристрій, що складається з блока живлення, амперметра та комутатора з самописцем. /рис. 3.11/.

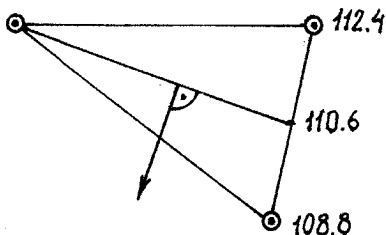


Рис. 5.10. Схема визначення напрямку руху ґрунтових вод.

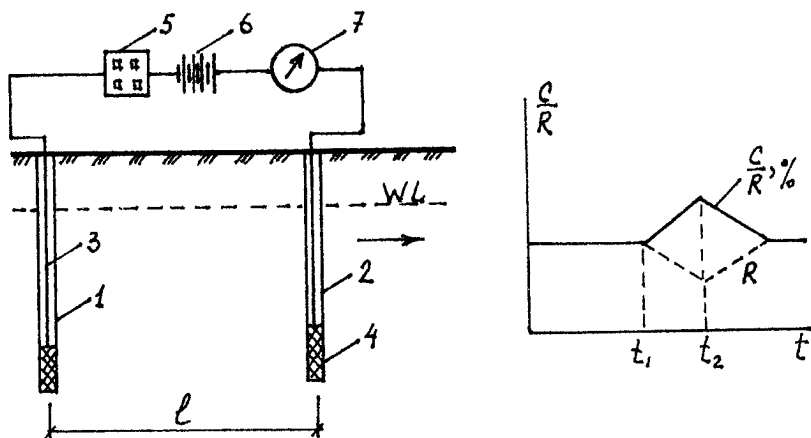


Рис. 5.11. Схема для визначення швидкості фільтрації:

а - обладнання свердловим; б - графік зміни концентрації солей та опору ґрунтової води; 1 - дослідна свердловина; 2 - спостережлива свердловина; 3 - голкофільтр; 4 - фільтри; 5 - комутатор; 6 - генератор струму; 7 - амперметр.

У дослідну свердловину заливають певну кількість розчину з легко-розчинної солі. Пропускають струм і фіксують час та зміну електроопору води /рис. 3.II/. Знаючи відстань між свердловинами та час проходження розчину, швидкість руху води визначають за формулами

$$V = l/t_1; \quad V = l/t_2, \quad /3.I0/$$

де t_1 - час появи мінералізованого розчину; t_2 - час проходження максимуму його концентрації. Першу формулу використовують для визначення припливу води до будівельних котлованів, другу - для водопо-стачання.

Д о с л і д н е в і д к а ч у в а н н я є найбільш точним методом визначення швидкості руху підземних вод та коефіцієнта фільт-рації. Крім того, цей метод дозволяє визначити дебіт водоносного горизонту та радіус депресії /див. 3.6/

Для цього пробурюють декілька свердловин паралельно та перпен-дикулярно лінії течії. З центральної свердловини роблять відкачуван-ня води до тих пір, поки не знизиться рівень у сусідніх свердловинах на деяку сталу величину. Ці відомі відстані між свердловинами, гідрравлічному градієнту та дебіті центральної свердловини /дебіт - об'єм води, який дає свердловина протягом тривалого часу/, площі поперечного перерізу свердловини коефіцієнт фільтрації та швид-кість руху підземних вод визначають, виходячи з формул /3.1/ та /3.4/.

Орієнтовні значення коефіцієнтів фільтрації такі: крупноулам-кові породи /галька, щебінь, жорства/ та сильно тріщинуваті скельні породи - 100 - 1000 м/добу; пісок крупний - 10 - 100; пісок середньої крупності - 3 - 20; пісок дрібний - 1 - 10; пісок пилуватий-I - 3; сугілок-I - 2; суглинок - 0,1 - 1; глина-0,1 - 0,001 м/добу і менше.

Умови залягання та розповсюдження підземних вод відображаються на гідрогеологічних картах, які складаються на топооснові й на пев-ну пору року. Поверхня /дзеркало/ підземних вод зображується на кар-тах у вигляді ізоліній - гідроізопіс /грецьк. "гідро"-вода, "ізоє"- рівний, "гіпсє" - висота/ - ліній, що з'єднують однакові абсолют-ні ~~до~~ відносні відмітки підземних вод.

Для побудови гідрогеологічної карти пробурюють ряд розвідуваль-них свердловин по певній сітці. За допомогою мірної хлопавки вимірю-ють сталий рівень ґрунтових вод, а топографічним методом визначають абсолютні відмітки гирла свердловин та дзеркала підземних вод. Кри-фметичним методом або за допомогою палетки знаходять точки з одна-ковими відмітками поверхні підземних вод через певний крок / як

правило, $0,5 - 1$ м/, які з'єднують плавними кривими /рис. 5.12/. Гідроізогіпси мають всі властивості горизонталей. За допомогою такої карти можна визначити глибину до води у будь-якій точці як різницю між відмітками поверхні та дзеркала підземних вод, напрям руху, гідравлічний градієнт, а при необхідності і запроектувати дренажну систему.

5.6. Приплив води до водозабірних свердловин

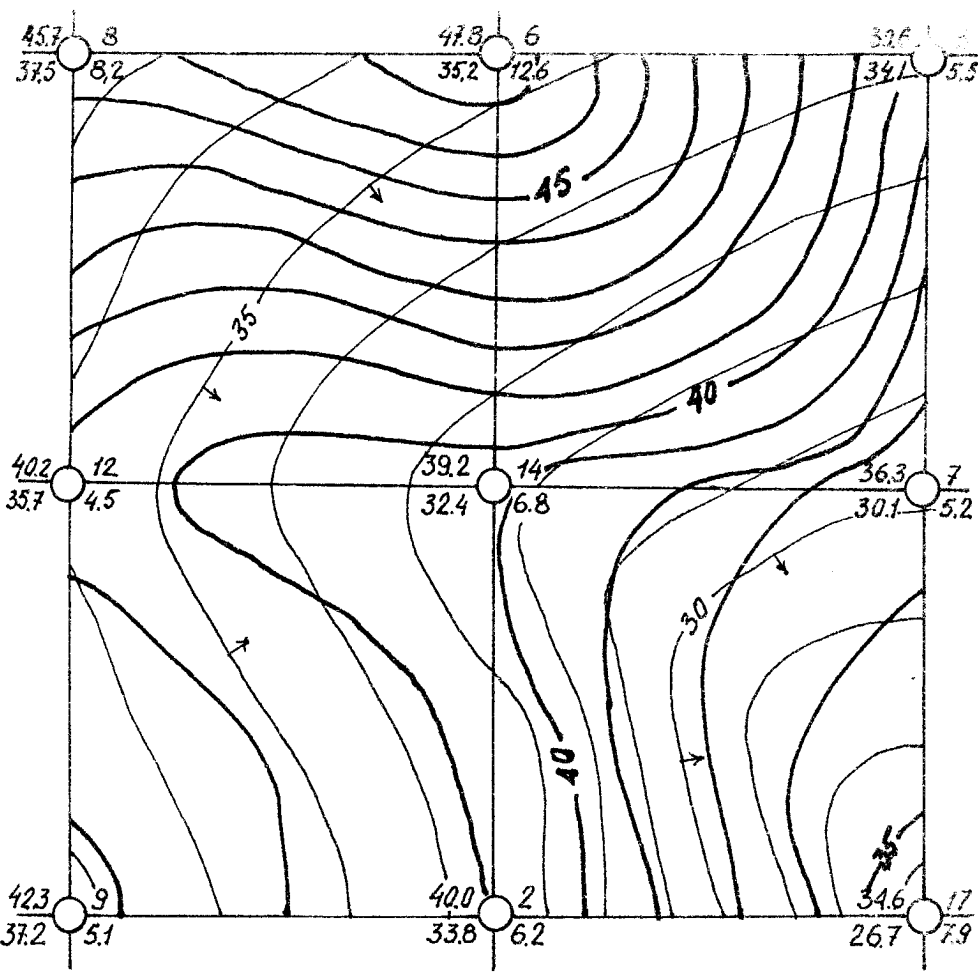
Для розробки системи водозниження, осушення будівельних котлованів та водопостачання використовують найбільш розповсюджений тип водозабірних споруд-свердловини. Якщо глибина свердловини /колодязя/ досягає водоупору, тобто пронизує весь водоносний шар, то таку свердловину називають досконалою. У випадку, коли дно свердловини залишається у водоносному шарі, то її називають недосконалою /висячою/. Свердловини, які розкривають безнапірні /грунтові/ води, називають ґрунтовими.

При відкачуванні води з водоносного горизонту в самій свердловині і навколо неї на деякій відстані рівень води знижується, причому найбільше зниження має місце у свердловині, а чим далі від неї, тим пониження рівня менше і на деякій відстані зовсім зникає. Це пояснюється опором руху води з боку частинок гірських порід.

Через деякий час після початку відкачування зниження рівня води у свердловині та навколо неї припиняється, а це означає, що кількість води, яка поступає до свердловини, дорівнює кількості води, яку з неї викачують, тобто встановлюється так званий динамічний рівень. Таким чином, навколо свердловини, з якої відкачують воду, утворюється депресійна поверхня. Лінія, яка обмежує депресійну поверхню, називається депресійною кривою /рис. 5.13/. Рух підземних вод до свердловини відбувається у вигляді радіального потоку.

Для визначення дебіту /кількість води, яка може викачуватись протягом тривалого часу/ досконалої свердловини використовують закон Дарсі. Відповідно до рис. 5.13 прийняті такі позначення величин:

H - потужність водоносного шару, м; **h** - динамічний рівень води у свердловині після зниження, м; **S** - величина зниження рівня води, м; **R** - радіус поверхні депресії, м; **r** - радіус свердловини, м; **x** та **y** - поточні координати, м.



Відмітка гирла свердл. - 45,7 м 8 - Номер свердловини
 Відмітка WL - 37,5 м 8,2 - Глибина до води, м

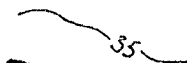

 - гідроізогіпси
 - горизонталі

Рис. 5.12. Карта гідроізогіпс.

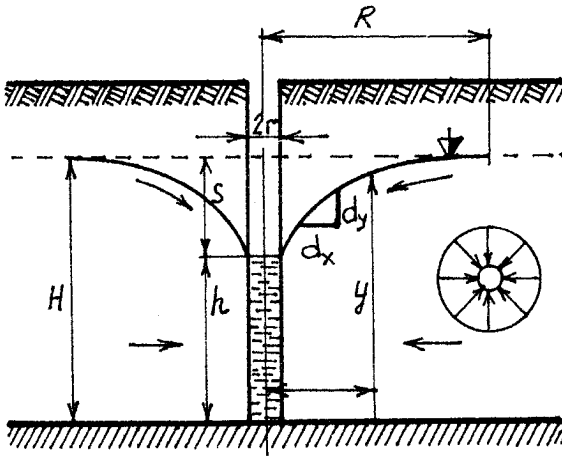


Рис. 5.13. Приплив води до досконалої свердловини:

H - потужність водоносного пласта, R - радіус кривої депресії;
 r - радіус свердловини, S - зниження рівня води після відкачування;
 h - висота зниженого стовпа води в свердловині.

Для того, щоб визначити дебіт, треба знати площу поверхні, через яку надходить вода до свердловини. Вода просочується через поверхню, концентричну з поверхнею самої свердловини, і являє собою поверхню циліндра з перемінними радіусом x та висотою y . Таким чином,

$$A = 2\pi x y. \quad /5.11/$$

Гідравлічний градієнт на елементарній ділянці кривої депресії.

$$i = \frac{dx}{dy}. \quad /5.12/$$

Підставляючи вирази /5.11/ та /5.12/ у формулу /5.2/, одержимо

$$Q = 2\pi k_f xy \frac{dy}{dx}. \quad /5.3/$$

Розділимо перемінні x та y

$$2y dy = \frac{Q}{\pi k_f} \frac{dx}{x}. \quad /5.14/$$

Інтегруємо ліву та праву частини рівняння /5.14/:

$$y = \frac{Q}{\pi k_f} \ln x + c, \quad /5.15/$$

де c - стала інтегрування.

Для визначення сталої інтегрування використаєм граничні умови. Згідно з розрахунковою схемою, перемінна y змінюється від h до H , а x - від r до R в межах потужності водоносного горизонту, причому якщо $y=H$, то $x=R$, а при $y=h$ $x=r$. Таким чином, маємо

$$\left. \begin{aligned} H^2 &= \frac{Q}{\pi k_f} \ln R + c; \\ h^2 &= \frac{Q}{\pi k_f} \ln r + c. \end{aligned} \right\} \quad /5.16/$$

Віднявши від першого рівняння друге та розв'язавши відносно Q , одержимо

$$Q = \pi k_f \frac{H^2 - h^2}{\ln R - \ln r}. \quad /5.17/$$

Ураховуючи, що $H - h = S$, формула /5.17/ набуває такого вигляду

$$Q = \pi k_f \frac{S(2H - S)}{\ln(R/r)}. \quad /5.18/$$

Цю формулу для визначення дебіту досконалої свердловини вперше одержав французький гідрогеолог Дюпюї. Щоб її використати, необхідно знати радіус депресії, величина якого залежить від типу гірської породи та її щільності. Він визначається за допомогою дослідних відкачувань, а для орієнтовних розрахунків можна приймати такі величини: крупноуламкові та сильно тріщинуваті скельні породи - 400 - 600 м; пісок крупний - 300 - 400, пісок середньої крупності - 100 - 300; пісок дрібний 50-100; пісок пилюватий - 30 - 50; супісок - 20-40 м.

Крім того, радіус депресії можна визначити за емпіричною формулою І.П. Кусакіна

$$R = 575(H-h)\sqrt{Hk_r}, \quad /5.19/$$

де k_r вимірюється у м/с.

Ураховуючи, що I дорівнює 68400 с і $H-h=S$, одержимо

$$R = 1,96S\sqrt{Hk_r}. \quad /5.20/$$

У випадку недосконалої свердловини її дебіт визначається за формулою /5.15/. У ній замінюють H на H_a

$$Q = \pi T k_r \frac{S(2H_a - S)}{\ln R - \ln r}, \quad /5.21/$$

де H_a - потужність активної зони від дзеркала ґрунтових вод, на яку розповсюджується відкачування води. За Є.О. Замаріним потужність активної зони залежить від величини зниження рівня S та висоти стояння води у свердловині I і визначається такими співвідношеннями.

Величина зниження, м.

Потужність активної зони, м.

$$S = 0,2 I$$

$$S = 1,3 I$$

$$S = 0,3 I$$

$$S = 1,5 I$$

$$S = 0,5 I$$

$$S = 1,7 I$$

$$S = 0,8 I$$

$$S = 1,85 I$$

$$S = I$$

$$S = 2 I.$$

Для визначення припливу води до будівельного котлована, дно якого досягає водоупору, скористуємося законом Дарсі /формула 5.2/. У цьому випадку площа, через яку надходить вода до котлована, дорівнює

$$A = Bv, \quad /5.22/$$

де B - ширина або довжина котлована, зі стінок якого просочується вода; y - перемінні значення потужності водоносного горизонту в межах радіуса депресії /рис. 5.14/.

Витрата води на будь-якій ділянці кривої депресії становить

$$Q = B y k_r \frac{dy}{dx} \quad /5.23/$$

Розділивши перемінні та проінтегрувавши це рівняння, одержимо

$$y^2 = \frac{2Q}{k_r B} x + c, \quad /5.24/$$

де c - стала інтегрування.

Для визначення кількості води, що поступає в котлован, скористуємося граничними умовами: при $x=R$, $y=H$, а при $x=0$, $y=h_0$. Таким чином:

$$H^2 = \frac{2Q}{k_r B} R + c, \quad /5.25/$$

$$h_0^2 = c, \quad /5.26/$$

Віднявши друге рівняння від першого та вирішивши відносно Q , одержимо

$$Q = B k_r (H^2 - h_0^2) / 2R. \quad /5.27/$$

Якщо для водозниження влаштовують каналу, яка буде збирати воду з двох сторін при однакових умовах фільтрації, то величина припливу води до каналу буде у два рази більшою

$$Q = (H^2 - h_0^2) B k_r / R. \quad /5.28/$$

5.7. Боротьба з підземними водами при зведенні та експлуатації споруд

При високому рівні ґрунтових вод у період будівництва та експлуатації споруд застосовують штучне водозниження. Вибір раціонального способу водозниження залежить від характеру споруджуваного або побудованого об'єкта, геологічної будови та гідрогеологічних умов будівельного майданчика.

Тимчасове зниження рівня ґрунтових вод застосовують на період будівництва і називають будівельним водозниженням, а довготривале - на період експлуатації споруд, і його називають дренажем.

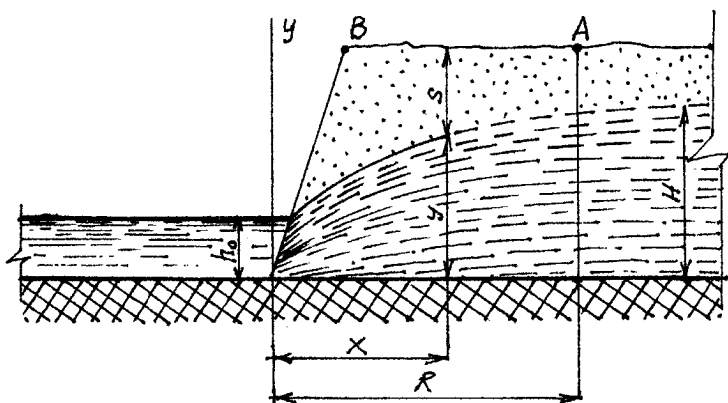


Рис. 5.14. Схема для визначення припливу води до будівельного майданчика.

У залежності від призначення та геологічних умов застосовують горизонтальні, вертикальні та комбіновані дренажні системи.

Горизонтальний дренаж забезпечує волозніження за допомогою каналів, траншей та підземних галерей, які мають певний нахил у сторону їх відведення до відкритих водойми або у мережу живної каналізації.

Горизонтальний дренаж може бути відкритим /тимчасове волозніження/ та закритим /рис. 5.10/. Найбільш простим та дешевим способом зниження рівня ґрунтових вод є відкритий дренаж. Але при ньому ґрунтові води можуть викликати обвалювання стінок каналів, обилівання укосів котлованів та інші небажані явища.

При закритому дренажі на дно траншеї кладуть перфоровані труби різного діаметра в залежності від дебіту водоносного горизонту. Причому живий перетин труби, тобто рівень води, що заповнює трубу, не повинен перебільшувати $\frac{2}{3}$ її діаметра. Для запобігання від замулення її обсапають декількома шарами піску та гравію. Глибина горизонтальних дрен не більше 0 - 6 м.

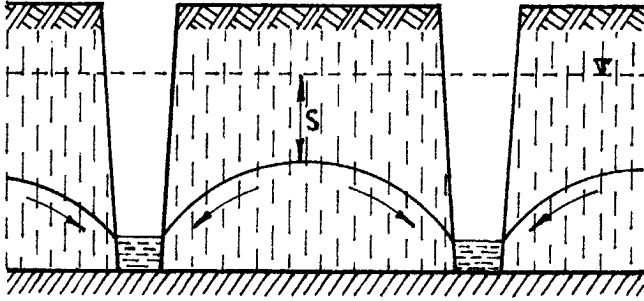
Вертикальний дренаж забезпечує зниження рівня ґрунтових вод за допомогою волознижувачих свердловин, відкачуванням насосами або водоскидом у нижчі водопроникні ненасичені водою гірські породи.

Найбільш розповсюдженим способом волозниження є система голкофільтрів з тонких металевих труб, які закручують навколо котлована або по лінії, перпендикулярній течії ґрунтових вод. Нижні кінці труб обладнані фільтрами, а верхні приєднують до усмоктувального колектора. Легкий голкофільтровий пристрій знижує рівень ґрунтових вод на 4,0 - 5 м у піщаних породах з коефіцієнтом фільтрації від 1 - 2 до 40 - 50 м/добу. Для зниження рівня води у піщаних породах та супісках з $K_f = 0,01 - 1,0$ м/добу застосовують ежекторні голкофільтри, за допомогою яких у водонасичених ґрунтах утворюється вакуум, покращується воловіддача та посилюється ефект волозниження.

Якщо відстань між свердловинами менша двох радіусів депресії, то при одночасному відкачуванні води такі свердловини взаємодіють. Це приводить до змикання кривих депресії, утворення загальної зони зниження рівня підземних вод /рис. 5.16/.

Сумарний дебіт взаємодіючих свердловин при одному і тому ж рівні зниження завжди менше, чим сума дебітів поодиноких свердловин. Зменшення дебіту взаємодіючих свердловин викликано тим, що у кожній з них при одночасному відкачуванні води відбувається зниження загального рівня підземних вод.

a)



б)

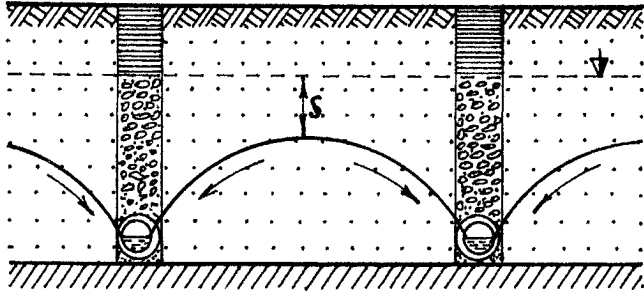


Рис. 5.15. Дренажні траншеї:
а - відкриті; б - закриті.

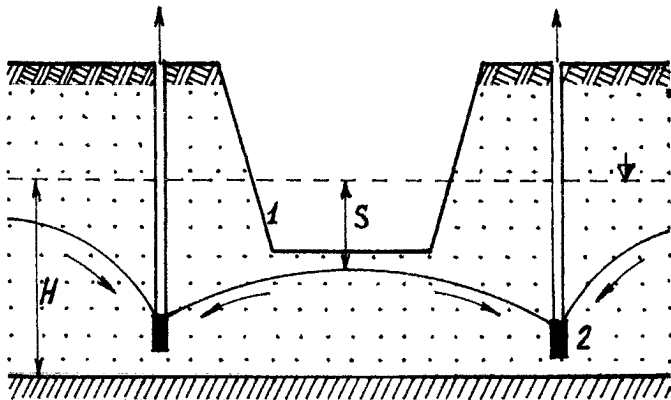


Рис. 5. 16. Осушення будівельного котлована голкофільтрами:
1 - будівельний котлован; 2 - голкофільтри.

Інтенсивність взаємодії водоносірників свердловин залежить від відстані між ними, параметрів водоносного шару, дебіту окремої свердловини та ін. Чим ближче розташовані свердловини, тим більший ефект взаємодії, тобто тим більше знижується рівень підземних вод.

Необхідну величину зниження при взаємодіючих свердловинах можна визначити за формулою Форхгеймера

$$S = H \sqrt{H^2 - \frac{Q_0}{4k_s} [\ln R - \ln(x_1, x_2 \dots x_n)]^2}, \quad /5.19/$$

де Q_0 - сумарний дебіт взаємодіючих свердловин, м³/добу; R - радіус депресії групи взаємодіючих свердловин, м; $x_1, x_2 \dots x_n$ - відстані від точки, для якої визначається зниження, до відповідних свердловин, м.

Сумарний дебіт взаємодіючих свердловин теж визначають за формулою Форхгеймера

$$Q = \frac{4k_s S (2H - S)}{\ln R - \ln(x_1, x_2 \dots x_n)^2}. \quad /5.20/$$

Радіус депресії групи взаємодіючих свердловин можна визначити за формулою І.П. Лусакіна.

У залежності від конфігурації в плані споруд застосовують лінійні, кільцеві /контурні/ та площинні водознижуючі системи.

Лінійні системи водознижуючих установок використовують для захисту витягнутих в плані виробок типу траншей.

Кільцеві /або контурні/ установи використовують при значних розмірах осушуваної зони, коли лінійні системи не можуть осушити водоносний пласт. У залежності від потрібної глибини зниження і складності гідрогеологічних умов використовують один або декілька контурів водознижуючих установок.

Площинні системи водознижуючих установок застосовують для зниження рівня підземних вод в межах усїєї осушуваної зони.

При тривалому водозниженні /дренаж/ застосовують головний, береговий /лінійні системи/, кільцевий /контурні системи/ та систематичний /площинні системи/ дренажі.

Головний дренаж використовують для зниження рівня ґрунтових вод, живлення яких відбувається зі сторони. Ґрунтові води перехвачуються горизонтальними або вертикальними дренами, які закладають вище осушуваної ділянки /рис. 5.17/.

Береговий дренаж застосовують для перехоплення підземних вод, розташованих поблизу відкритих водоймищ. За його допомогою відводять фільтраційний потік, який рухається у берегову зону ріки

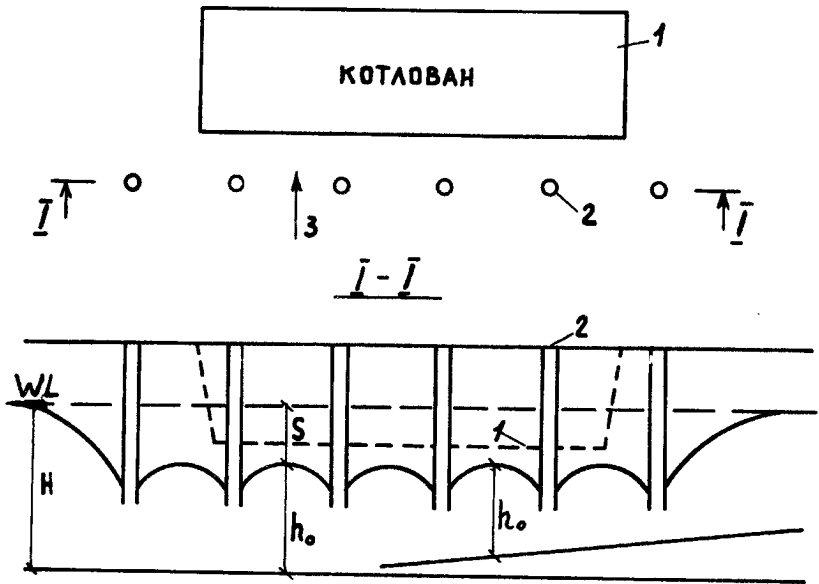


Рис. 5.17. Головний дренаж /план і розріз/:

1 - котлован; 2 - вертикальні дрени; H - потужність водоносного горизонту; S - величина зниження ґрунтової води; h_0 - висота зниженого рівня води; WL - рівень ґрунтових вод.

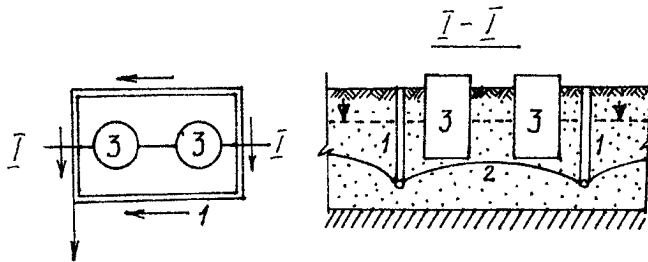


Рис. 5.18. Кільцевий дренаж горизонтального типу:

1 - кільцева дрена; 2 - знижений рівень ґрунтових вод; 3 - резервуари.

період повені при підвищенні рівня води у воєймиці.

Кільцевий дренаж проектується для боротьби з підтопленням окремих споруд з глибокими фундаментами, наприклад, підземних місткостей /резервуарів/, /рис. 5.13/.

Він може забезпечити повне перехоплення води по контуру осушеної ділянки, знизити напори та рівні підземних вод і тим самим запобігти сипиванню підземних місткостей при їх споруженні.

Систематичний дренаж доцільний для осушення рівнинної ділянки з неглибоким заляганням підземних вод. Дренаж складається з окремих дренажів, які забирають воду з ґрунту, та колектора, який відводить воду за межі дренажної зони.

КОНТРОЛЬНІ ЗАПИТАННЯ

1. Що вивчає гідрогеологія?
2. Які види води знаходяться в гірських породах?
3. За якими ознаками і як класифікуються підземні води?
4. Назвіть основні фактори, які впливають на режим ґрунтових вод.
5. Як розділяються підземні води за мінералізацією?
6. Що таке жорсткість води і як вона розділяється за цією ознакою?
7. Як утворюється верховодка і чим вона небезпечна для будівництва?
8. Назвіть види агресії підземних вод та характер їх впливу на будівельні конструкції.
9. Сформулюйте і напишіть закон Дарсі.
10. Що таке коефіцієнт фільтрації і як він визначається у польових умовах?
11. Що таке гідрогеологічна карта і яку інформацію вона несе?
12. Як визначити напрям руху підземних вод по карті і у польових умовах?
13. Як здійснюється боротьба з ґрунтовими водами під час будівництва та експлуатації споруд?

Список рекомендованої літератури

1. Абелев Ю.М., Абелев М.Ю. Основы проектирования и строительства на просадочных грунтах. -М.: Стройиздат, 1968. - 432 с.
2. Ананьев В.П., Передельский Л.В. Инженерная геология и гидрогеология. -М.: Высшая школа., 1980.
3. ГОСТ 25100-82. Грунты. Классификация.
4. Денисов Н.Я. Инженерная геология. -М.: Госстройиздат, 1960. -404с.
5. Дружинин М.К. Основы инженерной геологии. -М.: Недра, 1978. -246с.
6. Зоценко Н.Л. та ін. Інженерна геологія, механіка ґрунтів, основи і фундаменти. -К.: Вища школа, 1992. -408 с.
7. Иванова М.Ф. Общая геология с основами исторической геологии. - М.: Высшая школа, 1980. -440 с.
8. Крутов В.И. Основания и фундаменты на просадочных грунтах. -К.: Будівельник, 1982. -224 с.
9. Маслов Н.Н. Основы инженерной геологии и механики грунтов. -М.: Высшая школа, 1982. -512 с.
10. Мустафаев А.А. Расчет оснований и фундаментов на просадочных грунтах. -М.: Высшая школа, 1979. -368 с.
11. Пособие по проектированию оснований зданий и сооружений. -М.: Стройиздат, 1986. -415 с.
12. СНиП I.02.07-87. Инженерные изыскания для строительства.
13. Теоретические основы инженерной геологии. Геологические основы. Под.ред. Е.М.Сергеева -М.: Недра, 1985. -332 с.
14. Швецов Г.И. Инженерная геология, механика грунтов, основания и фундаменты. -М.: Высшая школа, 1987. -296 с.

З М І С Т

Передмова.....	3
Вступ.....	4
I. Загальні відомості про Землю.....	8
I.1. Земля у космічному просторі.....	8
I.2. Фізичні особливості Землі.....	10
2. Породоутворюючі мінерали.....	18
2.1. Мінерали, їх фізичний стан та будова.....	18
2.2. Фізичні властивості мінералів.....	25
2.3. Опис та визначення мінералів.....	29
3. Гірські породи.....	39
3.1. Походження та класифікація гірських порід.....	39
3.2. Структура та текстура гірських порід.....	41
3.3. Магматичні гірські породи.....	43
3.4. Опис та визначення магматичних гірських порід.....	46
3.5. Осадочні гірські породи.....	49
3.6. Опис та визначення осадочних гірських порід.....	52
3.7. Метаморфічні гірські породи.....	59
3.8. Гірські породи в будівництві.....	60
4. Геологічний час та вік гірських порід.....	61
4.1. Методи визначення віку гірських порід.....	62
4.2. Геологічна хронологія.....	64
5. Вода в гірських породах.....	67
5.1. Види води в гірських породах.....	67
5.2. Класифікація та характеристика підземних вод.....	71
5.3. Режим підземних вод.....	76
5.4. Фізико-хімічні характеристики підземних вод.....	79
5.5. Рух підземних вод.....	81
5.6. Приплив води до ведозабірних свердловин.....	88
5.7. Боротьба з підземними водами при зведенні та експлуатації споруд.....	93
Список рекомендованої літератури.....	100

Міністерство освіти України
Вінницький державний технічний університет

Навчальне видання

Іван Іванович Ваганов, Ірина Вікторівна Маєвська,
Микола Миколайович Попович

ІНЖЕНЕРНА ГЕОЛОГІЯ

Мінералогія, петрографія, гідрогеологія

частина I

Навчальний посібник

Редактор В.С.Судома

Тир. 70 прим.

ВДТУ 28602І, м. Вінниця, Хмельницьке шосе, 95
