

Л.В. Селезньова, Г.К. Балан

ГІДРОГЕОЛОГІЯ

Конспект лекцій

Одесса
"Екологія"
2008

ББК 26.22
С 29
УДК 526.3

*Друкується за рішенням Вченої ради Одеського державного екологічного університету
(протокол № 10 від 25 . 10 . 2007 р.)*

Селезньова Л.В., Балан Г.К.

Гідрогеологія: Конспект лекцій. - Одеса: "Екологія", 2008 - 95 с.

В конспекті лекцій наведені основні відомості щодо формування підземного стоку і проблеми взаємодії підземних і поверхневих вод в різних гідрогеологічних умовах. Розглянуті водно-фізичні властивості гірських порід, основні закони фільтрації. Подана характеристика основних видів води в гірських породах, їх утворення, режиму і динаміки.

Конспект лекцій використовується для студентів денної та заочної форми навчання.

© Одеський державний
екологічний університет, 2008

Л.В. СЕЛЕЗНЬОВА, Г.К. БАЛАН

ГІДРОГЕОЛОГІЯ

Навчальне видання

**Селезньова Любов Василівна,
Балан Ганна Костянтинівна**

ГІДРОГЕОЛОГІЯ

Конспект лекцій

Підп. до друку 20.02.08
Умов. друк арк. 6.3

Формат 60X84\16
Тираж 50

Папір офс.
Зак. №

Надруковано з готового оригінал-макета

Одеський державний екологічний університет
65016, Одеса, Львівська, 15

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Л.В. СЕЛЕЗНЬОВА, Г.К. БАЛАН

ГІДРОГЕОЛОГІЯ

Конспект лекцій

Одеса
„Екологія”
2008

Зміст

Передмова.....	6
1 Розділи гідрогеології, завдання і методи дослідження.....	8
1.1 Зміст гідрогеології.....	8
1.2 Зв'язок гідрогеології з іншими науками.....	8
1.3 Організація вивчення підземних вод.....	9
1.4 Значення гідрогеології в народному господарстві. Зв'язок між практичними запитами і теоретичним розвитком вчення про підземні води.....	9
1.5 Роль і значення охорони підземних вод.....	11
Питання для самоперевірки.....	12
2 Види води в гірських породах, основні властивості підземних вод.....	13
2.1 Основні способи виникнення води в гірських породах та класифікація видів води за способами утворення.....	13
2.2 Основні властивості підземних вод та класифікація видів води за хімічним складом.....	14
Питання для самоперевірки.....	18
3 Фізичні та водні властивості гірських порід.....	19
3.1 Основні гідрогеологічні поняття властивостей скельних та пухких гірських порід, гранулометричний склад пухких порід.....	19
3.2 Методи гранулометричного аналізу.....	19
3.3 Графіки гранулометричного складу, поняття про ефективний діаметр і коефіцієнт неоднорідності породи.....	21
3.4 Пористість і методи її визначення. Основні фактори, що впливають на величину пористості породи. Щільність гірської породи.....	22
3.5 Основні водні властивості гірських порід, методи їхнього визначення.....	26
Питання для самоперевірки.....	29
4 Фільтраційні властивості гірських порід.....	30
4.1 Фільтраційні властивості гірської породи, поняття про коефіцієнт фільтрації.....	30
4.2 Лабораторні та польові методи визначення коефіцієнта фільтрації.....	33
4.3 Розрахунок коефіцієнта фільтрації за емпіричними формулами.....	34
Питання для самоперевірки.....	36
5 Види води в гірських породах. Води зони аерації.....	37
5.1 Види води в гірських породах.....	37
5.2 Зона аерації і зона насичення.....	40
5.3 Ґрунтові води і верховодка. Умови утворення, живлення, розвантаження.....	41
5.3.1 Основні особливості верховодки.....	41
5.3.2 Ґрунтові басейни і потоки.....	42
5.3.3 Живлення і режим ґрунтових вод. Поняття про гідроізогіпси. Взаємозв'язок ґрунтових вод із поверхневими водами.....	45
5.3.4 Зональність ґрунтових вод.....	48
Питання для самоперевірки.....	49

6 Напірні, тріщинні та карстові води.....	50
6.1 Умови виникнення напірних вод. Живлення, поширення, розвантаження.....	50
6.2 Поняття про гідроізоп'єзи. Зв'язок напірних вод із поверхневими потоками. Зональність артезіанських вод.....	53
6.3 Тріщинні води, умови утворення, залягання, живлення, розвантаження. Гідродинамічні особливості тріщинних вод.....	55
6.4 Карстові води, умови утворення, живлення, розвантаження. Гідрологічні особливості областей розвитку карсту.....	56
Питання для самоперевірки.....	57
7 Рух підземних вод у зоні насичення. Закони фільтрації.....	58
7.1 Характеристика руху підземних вод.....	58
7.2 Гідродинамічні елементи підземного потоку і їх визначення.....	58
7.3 Основні гідродинамічні особливості потоків підземних вод.....	62
7.4 Основні закони фільтрації.....	64
Питання для самоперевірки.....	65
8 Рух підземних вод з вільною поверхнею в однорідних водоносних пластах.....	66
8.1 Загальна характеристика руху підземних вод в однорідних водоносних пластах.....	66
8.2 Розрахунок одиничної витрати і ординат кривої депресії ґрунтового потоку за методом Дюпюї.....	67
8.3 Розрахунок одиничної витрати і ординати кривої депресії ґрунтового потоку для похилого залягання водоупору за методом Каменського Г.М.	68
8.4 Розрахунок одиничної витрати і ординати кривої депресії напірних вод за методами Каменського, Давидовича і Біндемана; їхня порівняльна характеристика.....	70
Питання для самоперевірки.....	73
9 Рух підземних вод у неоднорідних водоносних товщах.....	74
9.1 Загальна характеристика руху підземних вод у неоднорідних водоносних товщах. Розрахунок середніх коефіцієнтів фільтрації неоднорідних порід.....	74
9.1.1 Розрахунок одиничної витрати і кривої депресії ґрунтового потоку в неоднорідних породах. Випадок вертикальної неоднорідності.....	74
9.1.2 Рух підземних вод у неоднорідних водоносних товщах з вертикальною шаруватістю нормально до напластування для безнапірного потоку.	76
9.1.3 Випадок руху води в товщах складної будови, рух підземних вод у двошаровому пласті.....	78
9.1.4 Рух підземних вод у неоднорідному шарі з різкою зміною водопроникності в горизонтальному напрямку.....	79
Питання для самоперевірки.....	82
10 Рух підземних вод у межирічному масиві однорідної та неоднорідної будови при наявності інфільтраційного живлення.	83

10.1 Рух підземних вод у межирічному масиві однорідної будови при наявності інфільтраційного живлення.....	83
10.2 Рух підземних вод у межирічному масиві неоднорідної будови при наявності інфільтраційного живлення.....	86
Питання для самоперевірки.....	87
11 Прогноз руху ґрунтових вод (застосування рівняння в кінцевих різницях).....	88
11.1 Рівняння водного балансу для ділянки підземного потоку.....	88
11.1.1 Виведення формули розрахунку рівнів підземного потоку на кінцевий момент часу.....	88
11.2 Розв'язання задачі розрахунку положення кривої депресії із застосуванням рівняння в кінцевих різницях.....	90
11.3 Розрахунок величини інфільтрації з використанням рівняння в кінцевих різницях.....	93
Питання для самоперевірки.....	94
Література.....	95

Передмова

Значення вивчення підземних вод надзвичайно велике. Беручи участь в загальному круговороті води на земній кулі, вони, разом з поверхневими водами і кліматом, визначають гідрологічний вигляд країни і є джерелом постійного живлення річок.

Практичне значення підземних вод в житті людини величезне. Прісні підземні води використовуються для водопостачання населених пунктів, промисловості і сільського господарства; мінеральні і термальні води - в лікувальних цілях, деякі мінеральні води і розсоли - для добування ряду цінних для промисловості речовин (йоду, бромю, бору, радію, літію, стронцію і ін.).

На базі термальних і перегрітих вод організовано тепложивлення житлових будівель, промислових підприємств і сільськогосподарських об'єктів. Перегріті води використовуються для вироблення електроенергії.

Значення підземних вод особливо зростає останнім часом у зв'язку з посиленням забруднення поверхневих вод. Підземні води значно менше ніж поверхневі, схильні до забруднення. Крім того, підземні води самоочищаються, рухаючись через пористе середовище.

Значення підземних вод особливо велике в районах, де поверхневих вод мало або вони зовсім відсутні. В цих районах підземні води - практично єдине джерело забезпечення водою населення та промислових підприємств.

Іноді підземні води мають негативний вплив. Так, при проходці підземних гірських виробок кар'єрів підземні води іноді створюють значну перешкоду. Сумарні водопритоки в підземні виробки рудників досягають десятків тисяч кубічних метрів на добу. Деякі багаті родовища корисних копалин не експлуатуються через дуже великі затоплення.

Підземні води іноді є причиною зниження стійкості схилів та засолення ґрунтів окремих районів. Зсуви земляних мас на річкових схилах і морському узбережжі нерідко зумовлені впливом підземних вод. При цьому на ділянках, що зсунулися, руйнуються будівлі, шосейні дороги, залізниці і інші споруди.

Підвищення рівня ґрунтових вод на масивах зрошування призводить до повторного засолення ґрунтів та вилучення значних територій із сільськогосподарського користування. Розсолення таких ґрунтів вимагає істотних економічних витрат. При будівництві різних споруд, пов'язаних з проходкою гірських виробок, підземні води ускладнюють гірські роботи, а іноді і значно здорожчують будівництво. На таких об'єктах проводяться складні і затратні осушувальні та гідроізоляційні роботи.

Підземні води є своєрідною корисною копалиною. Розвиток народного господарства в нашій країні потребує раціонального і комплексного використання всіх водних ресурсів і особливо підземних вод, обов'язкової

їх охорони від забруднення та виснаження.

Великий російський хімік Д.І. Менделєєв стверджував, що охорона природи рівноцінна захисту держави.

Природні води - загальнонаціональне надбання і їх охорона від забруднення є важливою державною справою.

Державний облік вод, ведення Державного водного кадастру спільно з моніторингом підземних вод є основою управління процесами, що відбуваються в підземній гідросфері.

В пропонованому курсі лекцій значна увага приділяється формуванню підземного стоку і проблемі взаємодії підземних і поверхневих вод, теоретичним основам руху підземних вод в різних гідрогеологічних умовах, режиму і балансу ґрунтових вод. Ці відомості необхідні студентам для подальшого вивчення спеціальних гідрологічних дисциплін, а інженеру-гідрологу - для обґрунтованого вирішення завдань, пов'язаних з аналізом генетичних умов формування стійкої частини річкового стоку, з комплексним дослідженням водного балансу та врахуванням його перетворення, з оцінкою перспектив водопостачання, втрат на фільтрацію з річок, озер, водосховищ, каналів тощо.

1 Розділи гідрогеології, завдання і методи дослідження.

1.1 Зміст гідрогеології.

Гідрогеологія - наука про підземні води, яка вивчає:

1) їхнє походження, 2) формування, 3) форми залягання, 4) поширення, 5) рух, 6) їхній режим і запаси, 7) взаємодію з ґрунтами і гірськими породами, 8) їхній стан (рідкий, твердий), 9) властивості (фізичні, хімічні, бактеріологічні, радіоактивні), 10) умови, що визначають заходи щодо використання підземних вод, їхнього регулювання і видалення.

Гідрогеологія є складною галуззю геологічної науки, вона поділяється на розділи:

1) загальна гідрогеологія, 2) динаміка підземних вод, 3) гідрогеохімія, 4) гідрогеотермія, 5) методика гідрогеологічних досліджень, 6) регіональна гідрогеологія, 7) гідрогеологія родовищ корисних копалини, 8) гідрогеологія мінеральних, промислових та термальних вод, 9) радіогідрогеологія, 10) меліоративна гідрогеологія, 11) режим і баланс підземних вод, 12) гідрогеологічне моделювання, 13) палеогідрогеологічна (історична) гідрогеологія, 14) кріогідрогеологія (у районах багаторічної мерзлоти), 15) інженерна гідрогеологія (дослідження при проектуванні), 16) екологічна гідрогеологія.

1. Гідрогеологія вивчає загальні питання живлення і формування підземних вод, включаючи гідрометеорологічні умови, походження підземних вод, їхню класифікацію, хімічний склад, загальні питання гідрогеологічних досліджень і складання гідрогеологічних карт.

2. Гідрогеологія вивчає рух підземних вод в гірських породах земної кори під впливом природних та штучних факторів, а також розробляє методи кількісної оцінки цього руху.

1.2 Зв'язок гідрогеології з іншими науками

а) Підземні води є геологічним об'єктом, вивчення яких неможливо проводити у відриві від дослідження гірських порід, структури земної кори, від геологічних процесів. Звідси тісний зв'язок гідрогеології з **геологією, геохімією, мінералогією** та ін.

б) Підземні води є частиною єдиної гідросфери Землі. Необхідність вивчення і використання процесів водообміну між підземною частиною гідросфери і її поверхневою частиною, а також атмосферою планети, визначає тісний зв'язок з **метеорологією, гідрологією суші, океанологією** тощо.

в) Як частина водної оболонки планети підземні води характеризуються рухомістю, що зберігається за певних умов до значних глибин. Не

можна вивчати підземні води, не вивчаючи їхньої кількості та форми їхнього руху.

1.3 Організація вивчення підземних вод

У гідрогеології практично відсутні безпосередні інструментальні методи оцінки руху підземних вод. Можуть використовуватися геофізичні методи оцінки, індикаторні дослідження.

Лабораторні гідрогеологічні експерименти несумісні з реальними умовами в масштабі і в часі, в зв'язку з цим в гідрогеології широко використовуються розрахункові методи та моделювання. Звідси тісний зв'язок гідрогеології з науками математичного циклу, такими як **механіка, гідравліка, термодинаміка, фізика**.

Підземні води у всіх без виключення випадках, не просто сукупність молекул H_2O , а складні природні системи, що містять в розчиненому, колоїдному, вільному стані різні мінеральні речовини, органічні сполуки, гази.

Необхідність дослідження хімічної природи об'єкта, умов і закономірностей формування визначає тісний зв'язок з **фізикою, хімією органічних сполук та колоїдною хімією, а також з мікробіологією і біохімією**.

1.4 Значення гідрогеології в народному господарстві. Зв'язок між практичними запитами і теоретичним розвитком науки про підземні води.

Найважливішою особливістю об'єкта дослідження гідрогеології є надзвичайна різноманітність видів **використання підземних вод**:

1) підземні води - найдорогоцінніша корисна копалина (Карпінський):
а) використання прісних підземних вод для питного, господарського водопостачання;

б) мінеральних (лікувальних) вод;

в) промислових - для отримання хімічних речовин;

г) термальних - для отримання електроенергії, теплофікації.

2) вивчення підземних вод є одним з найважливіших завдань при меліорації земель для створення оптимального водного режиму;

3) вивчення підземних вод особливо важливо для геологічних досліджень під час пошуку, розвідки і експлуатації певних типів корисних копалин;

4) вивчення підземних вод необхідне для гідрогеологічного обґрунтування різних видів будівництва (гідротехнічного, промислового, міського та ін.);

5) гідрогеологія дослідження є найважливішим завданням при вирішенні питань охорони природи.

Різноманітність видів практичного використання підземних вод ви-

значила той факт, що протягом досить тривалого часу (XIX ст. і перша половина XX ст.) гідрогеологія використовувалася як прикладна наука, тісно пов'язана з вирішенням конкретних питань господарської діяльності людини.

У другій половині XX ст., у зв'язку із зростаючими масштабами господарської діяльності та використанням геологічного середовища, посилилася необхідність розробки фундаментальних теоретичних положень, пов'язаних з раціональним використанням підземної гідросфери і, в недалекому майбутньому, вирішенням завдань управління підземною гідросферою планети.

Необхідність розробки теоретичних питань науки визначається завданнями пізнання основних законів розвитку підземної гідросфери планети, кількісної оцінки природних процесів та ін.

У післявоєнний період, і до теперішнього часу, однією з найважливіших проблем гідрогеології є проблема дослідження закономірностей формування вод, що використовуються для різних видів водопостачання.

Необхідність обґрунтування гідрогеологічних прогнозів у зв'язку із будівництвом крупних гідротехнічних споруд (підпори рівня ґрунтових вод, фільтрація в обхід дамб), розробка інтенсивно обводнюючих родовищ корисних копалин визначила швидкий розвиток теорії гідрогеологічних розрахунків (динаміки підземних вод), а також методів аналогії, а починаючи з 70-х років - чисельного моделювання з використанням ЕОМ.

Широкий розвиток глибокого пошукового і розвідувального буріння на нафту і газ дав можливість швидкому розвитку гідрогеологічних досліджень, пов'язаних з вивченням глибоких водоносних горизонтів. Інтенсивне господарське освоєння території країни в післявоєнний період визначило швидкий розвиток регіональної гідрогеології, в тому числі і кріогідрогеології.

Розробка теоретичних розділів гідрогеології та вирішення конкретних (прикладних) завдань здійснюється з використанням різних методів досліджень:

1) польові методи:

- а) маршрутні дослідження,
- б) гідрогеологічне буріння,
- в) дослідно-фільтраційні роботи,
- г) спостереження за режимом підземних вод;

2) камеральна обробка матеріалів;

3) лабораторні методи дослідження;

4) методи гідрогеологічного моделювання.

У 1988 р відбувся 1 Всесоюзний з'їзд інженерів геологів, гідрогеоло-

гів і геокріологів.

Разом з основними завданнями були намічені і **основні напрями гідрогеологічних досліджень:**

1) дослідження закономірностей формування підземних вод в умовах інтенсивної антропогенної дії. Пов'язані з цим питання охорони власне підземних вод і комплекс екологічних завдань, боротьби із забрудненням природного середовища, контроль і управління процесами, пов'язаними з господарською діяльністю;

2) дослідження глибоких горизонтів підземної гідросфери.

Інтенсивний розвиток промислового виробництва в другій половині ХХ ст., поставив перед людством проблеми, пов'язані з виснаженням природних ресурсів планети і необхідністю утилізації відходів промислового виробництва.

1.5 Роль і значення охорони підземних вод

Стосовно підземних вод ці завдання формулюються як проблема **охорони підземних вод від виснаження і забруднення - це новий напрям в гідрогеології.**

Актуальність цієї проблеми, наукове і практичне значення зрозуміло, тому що підземні води є найважливішим компонентом природних ресурсів і елементом природного середовища, антропогенні зміни якого надають дію найважливішим компонентам природного середовища (поверхневі води, ґрунт, рослинність, тваринний світ).

Зміст проблеми охорони і раціонального використання різні, залежно від виду ресурсів.

Вода відноситься до поновлюваних природних ресурсів, проте вони не є невичерпними. У всіх випадках використання запасів підземних вод повинно співвідноситися з величиною їхнього відновлення, відбувається непоправне зменшення запасів підземних вод, з часом - до їхнього виснаження.

При оцінці запасів родовищ підземних вод розраховуються і обґрунтовуються величини так званих "**допустимих знижень рівня**".

На цей час в нашій країні та в ряді інших країн, в зв'язку з інтенсивною експлуатацією запасів прісних вод в районах великих міст сформовані обширні області знижень рівнів (депресивні воронки), площі яких складають десятки тисяч км². Величини знижень рівнів в центральних частинах таких воронок досягають 50-80м і перевищують величини допустимих знижень. Необхідний відповідний контроль за використанням підземних вод, скороченням відбору води на ділянках перезниження, створення джерел додаткового штучного заповнення запасів підземних вод.

Формування депресивних воронок призводить не тільки до виснаження запасів підземних вод, відбуваються істотні зміни умов і величин

підземного живлення річок, озер, зменшення поверхневого стоку, зміна водного балансу поверхні Землі.

Виснаження підземних вод може бути пов'язано не тільки з їх зменшенням в об'ємах, але і з погіршенням їхньої якості (збільшенням загальної мінералізації).

Найчастіше це пов'язано з припливом з прилеглих нижче водоносних горизонтів в процесі експлуатації, а також із надходженням мінералізованих поверхневих вод до водозаборів, розташованих на морському узбережжі, берегах солоних озер.

При експлуатації родовищ лікувальних мінеральних вод, виснаження запасів за рахунок зміни якості може бути пов'язано із зменшенням вмісту основних лікувальних компонентів або їхнім перевищенням допустимих меж. При термальних джерелах - це зниження температури. Все це випадки виснаження.

Під забрудненням підземних вод розуміють будь-яке погіршення їхньої якості, що безпосередньо пов'язано з діяльністю людини, включаючи промислове виробництво, сільське господарство тощо.

При оцінці ступеня забруднення і якості природних вод використовується уявлення про ГДК (гранично допустимі концентрації).

Забруднення підземних вод може відбуватися через атмосферу та поверхневі води (фільтрації, витік з трубопроводів, поховання відходів, закачування їх в свердловини, кар'єри, колодязі).

Типи забруднення:

- 1) бактеріальне (хвороботворні бактерії);
- 2) хімічне;
- 3) теплове (термальне).

Питання для самоперевірки:

1. Предмет гідрогеології та її зв'язок з іншими науками.
2. Основні завдання гідрогеології, як науки.
3. Як організовані гідрогеологічні спостереження?
4. Що є забрудненням підземних вод?
5. Задачі охорони підземних вод.

2 Види води в гірських породах, основні властивості підземних вод.

2.1 Основні способи виникнення води в гірських породах та класифікація видів води за способом утворення.

У ранній період розвитку Землі гідросфера зазнала змін в кількості води, змінювався і її якісний склад.

Біля 3 -3,5 млрд. років тому сформувався великий круговорот води на Землі. З цього часу у формуванні підземних вод брали участь як солоні води (моря й океани), так і прісні (атмосферні осадки).

При взаємодії з 1) гірськими породами, 2) газами, 3) органічними залишками, 4) живими організмами, 5) при різноманітних температурах і тиску, склад підземних вод змінювався і змінюється до цього часу.

Підземної води утворюються в результаті:

- 1) виникнення молекул води в надрах твердого тіла планети,
- 2) надходження вод у гірські породи з поверхневих вод атмосфери.

У першому випадку вони називаються **ендогенними**, у другому - **екзогенними** водами.

Ще існують **відроджувані**, або дегідратаційні води – води, що виділяються з гідроокисів (порід осадкового походження, що містять воду). Ці води мають як екзогенне так і ендегенне походження.

Екзогенні й ендегенні води при прямуванні змішуються в різноманітних пропорціях і утворюють води змішаного походження. Надто складно визначити походження різноманітних горизонтів води, особливо якщо вони глибоко залягають.

Екзогенні води особливо поширені та відомі - це інфільтраційні, конденсаційні і седиментаційні води.

На самому початку *інфільтраційна вода* є прісною, потім, прямуючи в надра, її рух сповільнюється, на її склад починають впливати окислювально - відновні реакції, катіонний обмін та інші фізико - хімічні процеси. Мінералізація інфільтраційних вод зростає і змінюється її іонно - сольовий склад.

Конденсаційне живлення, у порівнянні з інфільтраційним, набагато менше, але у високогірних і пустельних районах воно має істотне значення.

Седиментаційні води утворюються за рахунок вод тих басейнів, у яких відбувається процес осадонакопичення.

Найбільше потужні товщі таких порід утворюються в морських басейнах. Це мулові розчини, що спочатку накопичуються, потім покриваються новими прошарками осадків. В подальшому, у результаті тиску прошарків, що перекривають води, відбувається ущільнення, вода з нижніх прошарків видавлюється в більш проникні породи.

Роль седиментаційних вод особливо водоносних горизонтів, що гли-

боко залягають, дуже велика. Спочатку ця вода має той же склад, що й у водоймищі, з якого вона утворилася, потім зазнає таких же змін, що й інфільтраційна вода, тобто змінює свій хімічний, органічний і інший склад.

Найбільші прояви ендегенних вод - в областях інтенсивної магматичної діяльності і сучасного вулканізму. Частіше за все підземні води це змішані води, що зазнали великих змін в якісному складі.

2.2 Основні властивості підземних вод та класифікація видів води за хімічним складом.

До фізичних властивостей природних вод відносяться:

- а) температура,
- б) прозорість,
- в) колір,
- г) запах,
- д) смак,
- е) щільність,
- ж) в'язкість.

Температура підземних вод змінюється в широких межах і залежить від а) геологічної будови, б) фізико - географічних умов; в) режиму живлення.

У областях багаторічної мерзлоти солоні води на окремих ділянках мають від'ємну температуру до -5° і нижче, температура неглибоких підземних вод у середніх широтах змінюється від 5° до 15° . В областях вулканічної діяльності та в областях виходу з глибоких прошарків, висота - вище 100м (гейзери Камчатки, Ісландії, Японії, Америки й ін.) Нижче поясу постійних значень температур (внутрішня геотермічна зона) на глибині 3-4 км свердловинами розкриваються перегріті підземні води з температурою 150 градусів. Температура підземних вод змінюється у часі.

Найбільші коливання температури спостерігаються при глибокому заляганні підземних вод. Температура підземних вод, що знаходяться нижче поясу постійних річних значень температури, підвищується з глибиною за законом геотермічного ступеня.

Температура впливає на хід фізико-хімічних процесів у земній корі і на хімічний склад підземних вод.

Прозорість води - це здатність води пропускати через себе промені Сонця.

Прозорість залежить від:

- а) кількості розчинених у ній мінеральних речовин,
- б) утримання механічних домішок,
- в) органічних речовин.

За ступенем прозорості підземні води поділяються на:

- 1) прозорі,
- 2) злегка каламутні,
- 3) каламутні,
- 4) дуже каламутні.

Найчастіше підземні води бувають прозорими. Визначення прозорості проводиться за допомогою приладів.

Колір підземних вод залежить від хімічного складу і наявності домішок. Велика частина підземних вод безбарвна.

Жорсткі води мають блакитнуватий відтінок. Закисні солі заліза і сірководень надають воді зеленувато - блакитного забарвлення, окиси заліза - іржаву, буру окраску. Органічні сполуки забарвлюють воду в жовтуватий колір, завислі - у сіруватий.

Запах у підземних водах звичайно відсутній, але іноді він суттєвий.

Якщо води збагачені сірководнем або болотні води мають болотний, або затхлий запах (поблизу гниючого зрубу криниці).

Запах води частіше пов'язаний із діяльністю бактерій, що розкладають органічні речовини.

Смак і присмак воді надають розчинені в ній мінеральні сполуки, гази і сторонні домішки. Іон заліза - неприємний "іржавий смак", хлориди натрію - солоний, сірчаноокислі солі натрію і магнію - гіркий, органічні речовини - солодкуватий, іони вільної вуглекислоти - освіжаючий.

Густина - визначається відношенням маси води до її об'єму при визначеній температурі.

За одиницю густини прийнята густина дистильованої води при температурі 4⁰ С, вона залежить від:

- а) температури;
- б) кількості розчинених у ній солей і газів, завислих частин. Густина змінюється від 1 до 1,4 г/см³ (підземних вод).

В'язкість - характеризує внутрішній опір частинок рідини її прямиюванню.

В'язкість залежить від температури та кількості розчинених у ній солей (мінералізація).

При збільшенні температури в'язкість зменшується, а зі збільшенням мінералізації - в'язкість збільшується.

Вплив тиску на в'язкість води і розчинених у ній газів, незначна. У водах з мінералізацією > 180 г/л в'язкість залежить від їхнього складу. Якщо переважають солі MgCl і CaCl, то в'язкість вище, чим у ropi, де міститься NaCl.

Підземні води є розчинами складних сполук з мінералізацією від одиниць міліграмів до сотень г/л.

У них виявлено > 60 елементів. Проте тільки деякі з них присутні в значних кількостях. Це - натрій, кальцій, магній, хлор (у вигляді простих

іонів). Також вуглець, сірка, азот, кисень, водень і кремній (у виді складних іонів HCO_3 , CO_3 , SO_4 , NO_3), розчинені гази (CO_2 , H_2S і ін.)

Це найважливіші іони, що визначають мінералізацію і хімічний тип води. Вони називаються *макрокомпонентами*. (Іноді до них ще відносять K , S , Al , Fe , P).

Всі інші компоненти відносять до *мікрокомпонентів*, але деякі мікрокомпоненти можуть зустрічатися у великих кількостях (бор, бром, йод, цинк, мідь, марганець) у рудничних і шахтних водах. Вони не визначають хімічний тип води, але впливають на формування специфічних особливостей.

Під мінералізацією води розуміють суму всіх знайдених при хімічному аналізі води мінеральних речовин. Про мінералізацію судять по кількості сухого залишку, що утворюється після випарювання визначеного об'єму води і висушування осаду при температурі 110 градусів. Виражається мінералізація в г/л, для солоних вод і роп у мільйонних долях (млн.), або в проміллі (%).

Для з'ясування умов формування підземних вод має значення дослідження газового складу. Найбільше поширеними - газами є: а) кисень, азот, метан, вуглекислий газ, сірководень, інертні гази.

Рідше зустрічаються водень, метан, пропан, бутан і ін.

При визначенні хімічних властивостей підземної води є показник, що характеризує стан води і визначає можливості присутності у воді тих або інших елементів або їхніх сполук. Це водневий показник ***H*** і окисно-відновний потенціал ***pH***.

pH - характеризує концентрацію іонів водню в розчинах і він різний для чистої води, для кислих та лужних розчинів.

(Для нейтральних вод ***pH*** = 7, для кислих - ***pH*** < 7, лужних > 7).

У підземних водах ***pH*** змінюється від 1, 8 до 11, або від 5 до 3).

До хімічних властивостей води також відноситься їхня *жорсткість*. Жорсткість води залежить від вмісту в ній кальцію і магнію.

Розрізняють жорсткість *загальну, постійну і що усувається*.

Бактерії в підземних водах виявлені до глибини декількох кілометрів. У результаті життєдіяльності бактерій утворюється багато газів.

Бактерії сприяють окислюванню мінеральних і органічних речовин та газів. Велика частина бактерій активно розвивається при температурі біля 37° С.

Межа температури, при якій спостерігається діяльність організмів (-75°-30°). Існує ряд бактерій спроможних розвиватися при мінералізації до 300 г/л.

Хімічний аналіз природних підземних вод проводиться для вирішення таких задач:

1) вивчення закономірностей формування і поширення підземних вод різноманітного складу;

2) оцінка складу і властивостей підземних вод для питного, технічного, сільськогосподарського, лікувального й інших видів використання;

3) пошук різноманітних родовищ корисних копалин;

4) оцінки підземних вод як хімічної сировини, для одержання йоду, бромиду, літію й інших речовин.

Застосовують 4 типи хімічних аналізів води:

а) польовий, б) скорочений, в) повний, г) спеціальний.

Польовий - проводиться в польових умовах за допомогою похідної лабораторії. Застосовується при масових визначеннях для попередніх характеристик води району (визначається *pH*, жорсткість, сума мінеральних сполук, макрокомпоненти).

Скорочений - проводиться більш точними методами в стаціонарній лабораторії - застосовується при масових визначеннях. При цьому визначаються фізичні властивості, *pH*, макрокомпоненти, жорсткість.

Повний аналіз - проводиться найбільш точними методами в спеціальній лабораторії. Визначаються всі можливі компоненти.

Спеціальний аналіз - містить у собі спеціальні визначення (мікрокомпонентів, органічних речовин і ін.) по особливому завданню з визначеною направленістю.

Розробкою **класифікацій підземних вод** займалися багато вітчизняних і закордонних учених.

Існують різноманітні класифікації, але єдиної класифікації, що відображає всі властивості й ознаки підземних вод - немає. Це пояснюється великою складністю, тому що існує багато природних і штучних факторів, які впливають на підземні води: велика розмаїтість геологічних умов їх залягання, постійне переміщення приводить до безупинного відновлення підземних вод.

У більшості класифікації підземні води поділяються **на види** за:

- 1) хімічним складом і мінералізацією,
- 2) походженням,
- 3) умовами залягання,
- 4) гідравлічними властивостями,
- 5) режимом напрямку,
- 6) кліматичною зональністю,
- 7) температурою та іншими ознаками.

Підземні води класифікуються **по типам**:

1) за походженням - інфільтраційні, конденсаційні, седиментаційні, ювенільні, відроджувані;

2) за умовами залягання - порові води, пластові, тріщинні, тріщинно-жильні, карстові;

3) за гідравлічними властивостями - напірні і безнапірні;

4) за кліматичними факторами - зональні, азональні, інтразональні;

5) за температурою:

- а) винятково холодні ($<0^{\circ}\text{C}$), б) дуже холодні (-4°C),
- в) холодні ($4-20^{\circ}\text{C}$), г) теплі ($20-37^{\circ}\text{C}$),
- д) гарячі ($37-42^{\circ}\text{C}$), е) дуже гарячі ($42-100^{\circ}\text{C}$),
- ж) винятково гарячі ($>100^{\circ}\text{C}$).

Крім цих класифікацій є загальні класифікації на основі комплексу ознак (Сваренського, Овчиннікова, Толстіхіна і ін.).

Ще існує розподіл вод за стратиграфічною ознакою.

У цьому випадку підземні води називають за віком або походженням породи, в якій поширена підземна вода, (води кембрійських відкладень, води юрських відкладень та ін.)

При цьому треба пам'ятати, що вік порід не збігається з віком підземних вод, тому що вони знаходяться в постійній динаміці.

Докладніше розглядається класифікація вод за мінералізацією:

- а) надпрісні до 0,1 г/л сухого залишку (до 0 - 01%)
- б) прісні - 0,1-1 г/л (0,06 - 0,1%)
- в) слабосолонуваті 1-3 г/л (0,1- 0,3%),
- г) сильно солонуваті 3 -10 г/л (0,3- 1,0%),
- д) солоні - 10-36 г/л (1-8,5%),
- е) розсоли - 35 г/л (3 - 5%).

Питання для самоперевірки:

1. Які основні способи виникнення води в гірських породах?
2. Як підземні води класифікуються за способом утворення?
3. Які основні властивості підземних вод?
4. З якою метою проводиться хімічний аналіз природних підземних вод?
5. Як підземні води класифікуються за хімічним складом?

3 Фізичні і водні властивості гірських порід

3.1 Основні гідрогеологічні поняття властивостей скельних та пухких гірських порід, гранулометричний склад пухких порід

Гірська порода являє собою складну систему, що складається з:

- твердих мінеральних частинок, що утворюють скелет породи;
- проміжків між частинками різноманітної форми, розмірів і походження (пори, пустоти, тріщини);
- водного розчину в порах, пустотах і тріщинах, що знаходиться в різноманітному фізичному стані (зв'язаному, рідкому і твердому) та взаємодіє із твердими частинками,
- газів і парів, що знаходяться в пустотах, тріщинах та порах, вільних від води .

За механічними властивостями всі гірські породи поділяються на три групи: *скельні, напівскельні і пухкі*.

а) *Скельні і напівскельні* - характеризуються: 1) масивністю, 2) часто кристалічною будовою і завжди, 3) тісними зв'язками між їхніми складовими частинками.

Водні розчини, пари і гази можуть у них циркулювати лише в межах тріщин, рідкісних пустот різноманітного розміру та ін.

б) *Пухкі* гірські породи являють собою продукти руйнації скельних і напівскельних гірських порід, часто зруйновані під впливом вітру, текучої води і мас льоду, що пересуваються.

Для пухких порід характерна зернистість, вони можуть знаходитися в а) сипучому, б) напівзв'язаному і зв'язаному стані.

Водні розчини, пари і гази циркулюють в породах по численних дрібних та значних проміжках між зернами.

Співвідношення між об'ємами твердих частинок, води і газів у гірських породах може змінюватися під впливом природних і штучних причин, що практично не має впливу на властивості порід із тісними зв'язками (скельних), але в більшій мірі впливає на властивості рихлих порід. Особливо цей вплив спостерігається на глинистих породах.

Основними фізичними властивостями гірських порід є: щільність і пористість, *водними* - вологоємність, водовіддача, капілярність, водопроникність.

3.2 Методи гранулометричного аналізу

Всі фізичними властивості рихлих порід залежать від їхнього гранулометричного складу.

Гранулометричним (або механічним) складом пухких гірських порід називається відсотковий вміст у них груп частинок (фракцій) різно-

го діаметра (за масою).

Визначення розмірів і частинок, що складають проникні і непроникні породи, має велике значення під час різного роду досліджень, тому що від гранулометричного складу залежать багато властивостей порід: проникність, пористість, вологоємність, водовіддача, капілярність та ін.

Гранулометричний склад:

- 1) допомагає з'ясувати фізико-геологічні умови формування водоносних гірських порід,
- 2) використовується при гідрогеологічних розрахунках, пов'язаних із напрямком підземних вод,
- 3) застосовується при доборі фільтрів для устаткування розвідувальних і експлуатаційних свердловин,
- 4) служить класифікаційною ознакою для систематизації пухких гірських порід.

У природі пухкі гірські породи, складені з однієї фракції, зустрічаються рідко. Звичайно вони являють собою механічні суміші часток різноманітного діаметра.

У залежності від того, які фракції переважають в основі породи, формуються її водні і фізичні властивості.

Результат гранулометричного аналізу гірських порід звичайно подають у вигляді таблиці. Проте таблиці не дають наочного уявлення про склад породи.

Найбільш застосовуваними засобами графічного зображення складу порід є діаграми, трикутники й особливо інтегральні криві.

Методи гранулометричного аналізу, які найчастіше використовують, можуть бути прямими - безпосереднє виділення фракцій (зважування, визначення розміру і визначення відсоткового вмісту) і непрямими - візуальний метод: по набряканню глинистих частинок і відмучуванню піщаних часток.

Для піщано - гравістних порід основним методом вважається **ситовий**, який дозволяє визначити фракції з $d > 0.1$ мм (це самий простий метод, що не потребує складної апаратури, дає точні результати).

Прямі методи потребують тривалого часу (численних операцій по зважуванню і висушуванню).

Оскільки гранулометричний склад не є розрахунковою характеристикою і служить головною чином для класифікаційної мети, то для цього можуть застосовуватися більш спрощені методи.

Обидва методи засновані на формулі Стокса і передбачають, що швидкість падіння часток ґрунту у воді залежить тільки від їхнього розміру.

У дійсності ж швидкість падіння залежить також від:

- 1) форми, 2) мінералогічного складу частинок,
- 3) температури, 4) мінералізації води,

5) освітленості суспензії та ін.

Тому при користуванні методом Сабаніна завжди утворюються значні похибки у визначенні відсоткового вмісту частинок $d < 0.01$ мм.

При відмучуванні разом із $d = 0.01$ мм осідають і більш значні частинки, що в результатах аналізу утворюють завищене утримання цих фракцій. (тому цей метод застосовуються для спеціальних аналізів).

Для визначення швидкості падіння частинок ґрунту у воді користуються **формулою Стокса**:

$$v = \frac{2}{9} gr^2 \frac{r - r_0}{\mu}, \quad (3.1)$$

де $r - r_0$ - питома вага води;
 μ - коефіцієнт в'язкості

3.3 Графіки гранулометричного складу, поняття про ефективний діаметр і коефіцієнт неоднорідності породи.

Дуже поширеним засобом графічного зображення складу ґрунтів є криві однорідності. Будуються вони в прямокутних координатах або в напівлогарифмічному масштабі.

В прямокутних координатах - на осі абсцис відкладаються розміри частинок у *мм* на осі ординат - відсотковий вміст фракцій по сукупності.

***P%* по сукупності** - кожна з проміжних цифр отриманого ряду буде показувати сумарний процентний вміст у ґрунті фракцій менше визначеного діаметра.

За допомогою кривої гранулометричного складу можна визначити ряд параметрів:

1) Характер кривих показує ступінь однорідності частинок. Якщо крива крута - ґрунт однорідний, полого - неоднорідний. Це дозволяє визначити найменування ґрунту (таблиця 3.1, таблиця Приклонського).

2) По кривій можна визначити відсотковий вміст у ґрунті фракцій будь-якого діаметра.

3) По кривій можна знайти діаметр частинок, що відповідає визначеному відсотковому вмісту фракцій.

4) Є можливість визначити 2-а цифрових показнику, що характеризують гранулометричний склад ґрунту:

це діючий або ефективний діаметр і коефіцієнт неоднорідності ґрунту.

За ***діючий (ефективний) діаметр*** - беруть такий граничний діаметр частинок, менше якого в породи є 10% від усіх частинок.

d_{10} - використовується при визначенні коефіцієнта фільтрації піщаних ґрунтів за емпіричними формулами.

Під **коефіцієнтом неоднорідності** розуміють відношення діаметра частинок, відсотковий вміст яких у ґрунті < 60%, до ефективного діаметра:

$$K_H = \frac{d_{60}}{d_{10}}, \quad (3.2)$$

де: d_{10} , d_{60} - визначають за кривою однорідності,

якщо $K_H > 5$ - ґрунт неоднорідний, $K_H < 5$ - однорідний.

5) За таблицею Приклонського можна визначити найменування породи, враховуючи розмір частинок:

- валуни > 800-200мм;
- галька і щебінь (200-20мм);
- ґрунт і дресва (20-2мм);
- пісок (2-0. 1мм);
- пилуваті частки (0. 1-0. 01мм);
- глинисті (0. 01-0. 001мм).

При впорядкуванні карт четвертинних відкладів прийнято класифікувати породи по відсотковому вмісту в них частинок розміром < 0. 01мм

Таблиця 3.1 - Класифікація породи за відсотковим вмістом в них частинок розміром < 0. 01мм (таблиця Приклонського).

Порода	вміст частинок, %
Пісок	0.01- 5
Глинистий пісок	5- 10
Супісок	10 - 20
Суглинок	30 - 50
Глина	> 50

3.4 Пористість і методи її визначення. Основні фактори, що впливають на величину пористості породи. Щільність гірських порід.

Основними гідрогеологічними властивостями гірських порід є вологемність і проникність. Вони пов'язані з наявністю в мінеральному скелету практично всіх гірських порід так званого "вільного" простору, не зайнятого мінеральною речовиною.

Тобто **водно-фізичні властивості гірських порід залежать від:**

1) гранулометричного складу,

- 2) пористості,
- 3) тріщинуватості.

Наявність у гірських породах різних, за формою й походженням порожнеч, у яких утримується й рухається вода, прийнято називати **шпаруватістю**.

Шпаруватість включає різні води тріщин, пор, карстових порожнеч, ліюк.

Кількісно шпаруватість і пористість виражають відношенням обсягу порожнеч V_n до обсягу всієї породи V або до обсягу скелета породи $V_{ск}$ (V_T).

Пористість або коефіцієнт загальної пористості

$$n = V_n / V \quad (3.3)$$

Наведена пористість або **коефіцієнт наведеної пористості**

$$\varepsilon = V_n / V_T; \quad n = \varepsilon / (1 + \varepsilon); \quad \varepsilon = n / (1 - n) \quad (3.4)$$

Коефіцієнт загальної пористості може бути розрахований за щільністю породи

$$n = (1 - Y_{ск}) / Y, \quad (3.5)$$

де $1 - Y_{ск}$ - **відносна щільність** сухої породи; Y - **щільність породи**

Коефіцієнт загальної пористості n - залежить від:

- розташування зерен (при щільному розташуванні - пористість зменшується, при рихлому - значно збільшується);

- однорідності частинок і зерен за їхніми розмірами (у неоднорідних - пористість зменшується внаслідок заповнення проміжків більш дрібними частинками);

- ступеня цементації частинок і зерен породи між собою (менш зцементовані частинки мають більшу пористість);

- характеру тріщинуватості гірських порід, у яких поряд з порами зустрічаються тріщини різного напрямку й розмірів.

Загальна пористість завжди < 1 (або, якщо вона виражена в % < 100), наведена пористість може бути навіть > 1 .

Із глибиною пористість порід зменшується, що пояснюється:

- а) збільшенням тиску;
- б) цементацією пор на глибині.

Виділення цих видів пор і тріщин важливо для оцінки умов руху підземних вод.

При русі по капілярам - при значній участі капілярних сил, при їхній

відсутності - відбувається вільний рух води. Породи із субкапілярними порами (глини, глинисті сланці й ін.) є практично непроникними для рідини.

Розрізняють види пористості й тріщинуватості:

1) загальна, 2) відкрита, 3) динамічна або ефективна.

Загальна пористість характеризує весь об'єм порового простору, включаючи і об'єм закритих, не з'єднаних між собою порожнеч.

Відкрита - характеризує об'єм відкритих, сполучених пор (тріщин).

Динамічна - враховує лише об'єм тих порожнеч, через які відбувається вільний рух підземної води (виключається об'єм порожнеч, зайнятих фізично зв'язаною водою і закритими порами).

Відкрита пористість характеризується коефіцієнтом пористості, під яким розуміють відношення об'єму у відкритих сполучених порах до об'єму у зразках досліджуваної породи.

$$n_o = \frac{V_{cn}}{V} \quad (3.6)$$

Під **динамічною** пористістю розуміють об'єм тієї частини пор і тріщин, що зайняті водою, яка рухається, у водоносному горизонті. Отже, ця величина характеризує корисну ємність колектора.

Коефіцієнт динамічної пористості визначається відношенням до всього об'єму зразка тільки тієї частини об'єму пор, через яку може пересуватися рідина

$$n_d = \frac{V_d}{V_o}, \quad (3.7)$$

де V_d - об'єм рідини, що рухається,

V_o - об'єм зразка породи.

Пористість і тріщинуватість гірських порід лише дають можливість накопичення підземних вод. Характер руху й використання підземних вод залежить від розмірів пор і тріщин. Чим крупніше порожнечі і тріщини, тим менше опір руху гравітаційної води, тим краще експлуатаційні можливості водоносного горизонту.

Щільністю породи називається маса одиниці об'єму твердих частинок (кістяка) породи. Чисельно вона дорівнює відношенню маси твердої частини породи до її об'єму

$$\gamma = \frac{q_T}{V_T} \quad (3.8)$$

Щільність характеризує тільки тверду фазу породи і не залежить від співвідношення між твердою, рідкою та газоподібною фазами, а залежить тільки від мінералогічного складу породи, зростаючи зі збільшенням кількості в ній важких мінералів.

Для даної породи щільність величина постійна.

Щільність входить у багато розрахункових формул: для визначення:

- 1) пористості,
- 2) відносної щільності,
- 3) коефіцієнта вологості й ін.

Відносна щільність скельних порід, внаслідок їхньої малої пористості і вологості, близька за значенням до щільності цих порід.

Відносна щільність сухої породи це маса одиниці об'єму абсолютно сухої породи, тобто маса одиниці об'єму породи природної пористості без води.

$$\gamma_{ск} = \frac{q - q_B}{V} = \frac{q_c}{V}, \quad (3.9)$$

де q_c - маса сухої породи;

q_B - маса води.

Відносна щільність сухої породи залежить від мінералогічного складу і пористості породи. Чим менше пористість і вище зміст важких мінералів у породі, тим більше відносна щільність її кістяка.

Величину пористості розраховують за об'ємом та щільністю ґрунту або породи.

Під об'ємною масою породи варто розуміти відношення маси сухої породи до її об'єму разом з порами:

$$D = \frac{q}{V} = \frac{q}{V_{II} + V_T} \quad (3.10)$$

Щільністю породи називають відношення маси сухого зразка до об'єму скелета, тобто твердих частинок без пор:

$$\gamma = \frac{q}{V_T} \quad (3.11)$$

Знаючи D і γ , можна обчислити n і ε

$$n = \left(1 - \frac{D}{\gamma}\right) \quad (3.12)$$

$$\varepsilon = \frac{\gamma - D}{D} \quad (3.13)$$

Знаючи величину D вологої породи, можна визначити n и ε за формулами:

$$n = \frac{\gamma \cdot (1 + W) - D_B}{\gamma \cdot (1 + W)} \quad (3.14)$$

$$\varepsilon = \frac{\gamma \cdot (1 + W) - D_B}{D_B}, \quad (3.15)$$

де W - вологість у частках одиниці.

3.5 Основні водні властивості гірської породи, методи їхнього визначення

У зв'язку з наявністю вільного простору, не заповненого мінеральною речовиною, практично всі гірські породи характеризуються деякими ємкісними властивостями (ємкістю), і можуть містити певну кількість води, повітря, газів і інших рідин.

Вологомісткість - здатність гірських порід уміщати певну кількість води.

За вологомісткістю всі породи можна поділити на:

1) надтовологоємні (торф, мул, суглинок, глина); 2) слабовологоємні (крейда, пухкі піщаники, мергель, дрібнозернисті піски, лес, лесовидні суглинки); 3) невологоємкі (вивержені і масивні осадові породи, галечник, грубозернистий пісок).

Максимальний вміст води в породі, при повному насиченні її пор, називається **повною вологомісткістю** (виражається в % по відношенню до маси сухої породи).

Капілярною вологомісткістю називають - максимальну кількість води, утримувану породою в капілярних порах.

Для дрібнозернистих пісків і глинистих ґрунтів капілярна вологоємність мало відрізняється від повної.

Гігроскопічна вологість - кількість води, що може поглинатися гірською породою з повітря.

Кількість води (об'єм або маса), що безпосередньо втримується в елементі гірської породи, віднесена до об'єму або маси цього елемента, характеризує стан гірської породи і називається її **вологістю** (W).

Кількість води, що втримується в порах, тріщинах породи, у природних умовах в даний момент, становить їх **природну вологість**.

Природна вологість залежить від: 1) умов залягання; 2) фізичних властивостей породи, а також від 3) водного і теплового режимів земної кори

в даному районі.

Максимальна вологість - вологість гірської породи дорівнює повної вологоємності (w_n).

Чисельно вологість і вологоємність визначаються одним із відношень:

$$\omega_n = W = \frac{V_B}{V_{cn}} \cdot 100\% - \text{об'ємна вологість} \quad (3.16)$$

$$\frac{q_B - q_c}{q_c} \cdot 100\% - \text{масова вологість}, \quad (3.17)$$

де ω_n - об'ємне значення вологомісткості (W - вологості)

V_B - об'єм води, котра утримується в даному елементі,

V_{cn} - об'єм зразка в абсолютно-сухому стані.

Крім цих показників визначається: **відносна вологість** або коефіцієнт насичення породи, а також недостатнє її насичення або **дефіцит вологи**.

Коефіцієнт насичення породи

K_w - це відношення об'ємної вологості до коефіцієнта пористості:

$$K_w = \frac{W_{об}}{n}, \quad (3.18)$$

(для абсолютно сухої породи $K_w = 0$, при повному заповненні пор водою $K_w = 1$).

Дефіцит вологи - різниця між повною вологоємністю й фактичною вологістю породи в даний момент часу

$$d = \omega_n - W_\phi \quad (3.19)$$

Водовіддачею - μ називається здатність водонасичених гірських порід віддавати воду шляхом вільного стікання.

Відношення об'єму стікаючої води до об'єму всієї породи - є водовіддача.

Величина водовіддачі залежить від: 1) властивостей самої гірської породи (розміри порожнеч, мінералогічний склад та ін.), 2) типу породи, 3) розмірів частинок і 4) температури води.

Найбільша водовіддача у грубоуламкових гірських порід, найменша - у тонкозернистих пилуватих пісків.

Водовіддача глинистих порід незначна, їх можна віднести до порід, що не мають водовіддачі.

Водопроникність - здатність гірських порід пропускати через себе

воду.

Водопроникність залежить від характеру і розміру пор і порожнеч, які визначаються типом породи, її походженням, розміром частинок, що складають породу.

Сили, що діють між ними, прагнуть поєднати (коагуляція) або роз'єднати (дисперсія) частинки.

Найбільша водопроникність - у крупнотріщинуватих і закарстованих породах (вапняках), у рихлих грубозернистих породах (галечниках, пісках).

Велике значення для водопроникності мають розміри пор. Породи, що містять малі частинки мають більшу пористість, глини ($n > 50\%$) - слабководопроникні, а у галечников ($n = 20\%$) - висока водопроникність.

Висота капілярного підняття залежить від розміру пор - капілярів, гранулометричного складу, форми частинок, щільності і однорідності гірської породи; температури, ступеня мінералізації підземних вод.

1) Чим більш дрібнозерниста порода, тим більша висота капілярного підняття. У рихлих породах, через неоднорідність гранулометричного складу, капілярне підняття визначається діаметром найбільш великих пор - капілярів.

2) При підвищенні температури води, висота капілярного підняття зменшується через зменшення в'язкості.

3) Зі збільшенням ступеня мінералізації води зростає поверхнєве натяг і висота капілярного підняття. При одній і тій же мінералізації хлоридно-натрієва вода піднімається вище, ніж сульфатно-натрієва.

Висота капілярного підняття визначається за формулою і дослідним шляхом. У піщано-глинистих породах висота капілярного підняття приблизно може бути визначена за формулою Козені:

$$H_r = \frac{0.446}{d_{10}} \cdot \left(\frac{1-n}{n} \right), \quad (3.20)$$

де n - коефіцієнт пористості у частках від одиниці.

Швидкість і висота капілярного підняття залежать від механічного складу порід і діаметру пор. Чим дрібніші зерна складають породу, тим більше в ній висота капілярного підняття. Швидкість більша в крупнозернистих пісках і набагато менша - в дрібнозернистих.

Питання для самоперевірки:

1. Які основні фізичні властивості гірських порід?
2. Що являє собою гранулометричний аналіз гірської породи? Які завдання можна вирішити за допомогою гранулометричного аналізу?
3. Для обчислення яких параметрів застосовується формула Стокса при гранулометричному аналізі?
4. Як за допомогою гранулометричної кривої можна визначити фільтраційні властивості гірських порід?
5. Для чого використовується таблиця Приклонського при гранулометричному аналізі?
6. Методи визначення пористості і щільності та основні фактори, що впливають на їхню величину.
7. Основні водні властивості гірської породи та методи їхнього визначення.

4 Фільтраційні властивості гірських порід

4.1 Фільтраційні властивості гірської породи, поняття про коефіцієнт фільтрації

У насичених водою гірських породах перебувають всі види води: 1) гігроскопічна, 2) плівкова, 3) капілярна (вода обволікає частки гірської породи) заповнює капілярні пори і утворює меніски на стиках мінеральних частинок.

Через інший пористий простір у тріщинах, під дією сили ваги і різниці гідростатичних напорів, пересувається вільна гравітаційна вода, що може пересуватися в породах, не заповнюючи всіх пор і порожнеч, у вигляді окремих крапель і струменів.

Подібний рух води називається **вільним просочуванням**.

Воно відбувається під впливом сили ваги.

Цей рух гравітаційної води в пористому і тріщинуватому середовищі називається **інфільтрацією**.

Прикладом вільного просочування є рух, або інфільтрація атмосферних опадів з поверхні землі через породи.

Процеси фільтрації і інфільтрації різні по своїй природі. Вільне просочування під дією гравітаційних сил - це інфільтрація (не завжди заповнюються всі пори).

Коли пори повністю насичуються водою, і вона пересувається під дією гідростатичного руху, від місць із більшим напором (більше високим рівнем) до місць із меншим напором (меншим рівнем), відбувається **фільтрація** підземних вод.

У реальному пористому середовищі рух води відбувається через систему відкритих і сполучених між собою пористих каналів і тріщин.

Внаслідок винятково складного характеру шляхів і швидкості руху води, відбувається через систему відкритих і сполучених між собою пористих каналів і тріщин, неможливе вивчення процесів фільтрації через окремі порові канали та тріщини.

Реальний потік підземних вод, що рухається через пористе простір, замінюється фіктивним (умовним), що займає весь водоносний шар. Такий умовний потік називається **фільтраційним**.

Розрізняють види руху води - ламінарний і турбулентний, рівномірний і нерівномірний.

1) **Ламінарний** - окремі струмені води рухаються паралельно, з невеликою швидкістю та створюють суцільний потік.

2) **Турбулентний** - рух характеризується більшими швидкостями і вихровими перемішуваннями струменів води, що викликають розриви суцільного потоку.

3) **Рівномірний** - $Q = const$.

4) **Нерівномірний** - $Q \neq const$.

У середині XIX ст. Дарсі (Анрі Дарсі) - французький гідралік, про-
водив досліди по фільтрації води в циліндрі, наповненому піском.

У результаті дослідів Дарсі встановив, що кількість води, що профі-
льтрувалася через пісок за одиницю часу, прямо пропорційна різниці рівня
вод у п'єзометричних трубках ($H_1 - H_2$), віднесеної до висоти шару піску (l),
площі перетину циліндра (F) і деякому коефіцієнту, K , який залежить від:

1) властивості піску, 2) температури води, 3) її в'язкості.

$$Q = K \cdot \frac{H_1 - H_2}{l} \cdot F \quad (4.1)$$

Це - закон Дарсі - кількість води (Q), що проходить через трубку, заповнену дисперсними матеріалами, прямо пропорційна різниці напорів (H) у крайніх перерізах трубки, прямо пропорційна площі поперечного перерізу трубки (F), та обернено пропорційна довжині трубки (довжині шляху фільтрації). Вона прямо пропорційна постійному для даного матеріалу коефіцієнту (K), який характеризує проникність матеріалу, що заповнює трубку.

Це основний закон фільтрації.

Відношення $\frac{\Delta H}{l} = I$ - зміна рівня на шляху фільтрації називається ***напірним градієнтом*** або ***гідралічним ухилом***.

При русі рідини в пористому середовищі напір (енергія потоку) витрачається на подолання сил тертя, у зв'язку з чим напір зменшується (на величину ΔH) по напрямку руху потоку підземних вод.

У зв'язку з цим можна вважати, що у всіх випадках рух підземних вод походить від області з більшим напором до області з меншим напором.

Розділивши обидві частини рівняння на площу поперечного перетину фільтра (F), одержимо інше вираження закону Дарсі:

$$Q = K \cdot I \quad (4.2)$$

Швидкість фільтрації прямо пропорційна напірному градієнту.

Коефіцієнт фільтрації (K) характеризує водопроникність гірських порід.

Чисельно (K) дорівнює швидкості фільтрації Q , якщо напірний градієнт рівний одиниці.

Він залежить від:

- а) структури порового простору,
- б) гідродинамічних властивостей фільтруючої рідини: щільності і в'язкості,

Коефіцієнт фільтрації вимірюється в м/д.

Орієнтовні значення K :

пісок з галькою	- 100 - 50 м/д.;
пісок крупнозернистий	- 50 - 15 м/д.;
пісок середньозернистий	- 15 - 5 м/д.;
пісок глинистий	- 1,0 - 0,5 м/д.;
суглинки	- 0,1 - 0,001 м/д.;
глини	< 0,001 м/д.

Закон Дарсі використовується тільки для ламінарного руху і має предели застосовності:

нижня границя (для глинистих ґрунтів для виникнення фільтрації зв'язана вода втримується значними силами),

та верхня границя, яка обумовлена проявом інерційних і пульсаційних сил при фільтрації в породах високої проникності і більших швидкостей фільтрації.

За даними Каменського Г.М., закон Дарсі застосовується при дійсних швидкостях руху підземних вод, що досягають 1000 м/д.

Значна швидкість зустрічається рідко і характерна для карстових, сильно тріщинуватих, великоуламкових і галечникових порід. Витрата фільтраційного потоку визначається за формулою:

$$Q = F \cdot \mathcal{G} = F \cdot K \cdot I, \quad (4.3)$$

де F - площа поперечного перетину пористого середовища;

\mathcal{G} - швидкість фільтрації.

У дійсності ж, вода рухається не через всю площу поперечного перетину, а тільки по порам, тобто швидкість фільтрації виражає фіктивну або наведену швидкість.

Щоб одержати дійсну швидкість руху підземних вод у порах ґрунту, треба витрату води розділити на площу, зайняту порами:

$$U = \frac{Q}{F \cdot n}; \quad \mathcal{G} = \frac{Q}{F}; \quad U = \frac{\mathcal{G}}{n}; \quad \mathcal{G} = n \cdot U; \quad U > \mathcal{G}, \quad (4.4)$$

де n - коефіцієнт пористості; \mathcal{G} - фільтраційна швидкість,

U - дійсна швидкість

Тобто дійсна швидкість руху підземних вод більше швидкості фільтрації, тому що $n < 1$.

Прийнявши гідравлічний ухил рівним одиниці, одержимо $\mathcal{G} = K$, одержуємо, що коефіцієнт фільтрації чисельно дорівнює швидкості фільтрації при нахилі (градієнті) рівному 1.

Коефіцієнт фільтрації може бути виражений в см/с, м/доб., км/рік.

Щоб дослідні дані можна було порівняти між собою, отримані зна-

чення K приводять до температури $+10^{\circ}\text{C}$.

При лабораторному визначенні коефіцієнта фільтрації необхідно вимірювати температуру фільтруючої води t і отриману величину K поділити на температурну поправку τ .

$$K_t = K_{10} \cdot \tau_t; \quad \tau = 0.7 + 0.03 \cdot t \quad (4.5)$$

4.2 Лабораторні та польові методи визначення коефіцієнта фільтрації.

Для визначення коефіцієнта фільтрації є ряд польових і лабораторних методів.

Лабораторні методи - за допомогою спеціальних приладів на зразках природної або зруйнованої структури і непрямим способом за гранулометричним складом та пористістю ґрунтів.

Залежно від використаних приладів лабораторні визначення можуть бути розділені на 2 групи.

1-а - дозволяє врахувати вплив навантаження - компресійно-фільтраційні прилади Гуменського, Маслова та ін.;

2-а - визначається без обліку впливу навантаження (прилади Каменського, Тіма та ін.)

Всі лабораторні визначення K є менш точними в порівнянні з польовими, тому що досліджуються зразки взяті з товщі ґрунтів.

При польових методах (відкачка, нагнітання) досліджуються не окремі зразки, а цілі комплекси відкладень, що перебувають у природних умовах залягання.

Коли необхідно визначити середню характеристику для комплексу відкладень, необхідно досліджувати трохи зразків.

Деякі лабораторні методи в цей час не можна замінити жодним з польових методів (при обліку впливу навантаження). Багато лабораторних методів не вимагають складного обладнання, нетрудомісткі, відрізняються простотою.

Найбільш точні результати дають прилади за зразками природної структури (Гуменського, Маслова, Каменського). Менш точні - визначення (K) за гранулометричним складом, пористості.

Цей метод застосовується для піщаних ґрунтів. (Не застосовується для глинистих, тому що необхідно врахувати і структуру ґрунтів).

Надзвичайно простим методом визначення K піщаних ґрунтів є метод, розроблений Г.М.Каменським - прилад називається **трубкою Каменського**.

Трубка Спецгео сконструйована Симоновим Є.В. для визначення K піщаних і глинистих ґрунтів.

Трубка Спецгео дає можливість проводити випробування ґрунтів природної структури (глинисті ґрунти), а також проводити випробування

грунтів при постійному градієнті (піски).

У трубі Спецгео мірний циліндр автоматично підтримує над ґрунтом постійний рівень води в 1-2 мм. Досягається сталість напірного градієнта рівного одиниці, тому що у цьому випадку напір дорівнює шляху фільтрації ($\Delta H = l$)

Польові спостереження:

- 1) Вимір вологості по різниці повної вологоємності та середньої об'ємної вологості в зоні переміщення вод над рівнем ґрунтових вод.
- 2) На основі аналізу коливань рівня ґрунтових вод.
- 3) За матеріалами дослідних відкачок підземних вод зі свердловин.
- 4) Метод заливання шурфу.
- 5) Метод заливання кільця (прилад Нестерова).
- 6) Метод індикаторів (солі, фарби).
- 7) Геофізичні методи.

4.3 Розрахунок коефіцієнта фільтрації за емпіричними формулами.

Фільтраційні властивості ґрунтів істотно змінюються в залежності від гранулометричного складу і пористості.

Були зроблені численні спроби встановити залежність зміни K від гранулометричного складу і пористості. У результаті таких досліджень були виведені і запропоновані різні емпіричні формули.

Емпіричні формули дають недостатньо точні результати і використовуються тільки для піщаних ґрунтів. Для глинистих ґрунтів, водопроникність яких залежить також від їхньої структури, емпіричні формули не застосовуються.

1) **Формула Хазена**

$$K = C \cdot d_{10}^2 \cdot (0.7 + 0.03 \cdot t) = C \cdot d_{10}^2 \cdot \tau, \quad \text{м/д} \quad (4.6)$$

застосовна для пісків з ефективним діаметром (d_{10}) від 0,1 до 3,0 мм і $K_n < 5$

$$C = 400 + 40 \cdot (n - 26) \quad (n \text{ в } \%) \quad (4.7)$$

якщо K у см/с і $C = 864$, то

$$K = \frac{864 \cdot d_{10}^2 \cdot \tau \cdot 100}{86400} = d_{10}^2 \cdot \tau \quad \text{см/с}, \quad (4.8)$$

C змінюється від 400 до 1200; для чистого піску $C \sim 1000$, для глини ~ 600 .

Для прискорення та спрощення обчислень можна користуватися номограмою Біндемана для різних C (формула Хазена).

2) **Формула Сліхтера** (для $K_n > 5$ і d_e від 0,01 до 5 мм)

$$k = 88.3 \cdot d_{10}^2 \cdot M \cdot \frac{1}{\mu}, \quad (4.9)$$

де k - коефіцієнт фільтрації, м/д;

M - коефіцієнт, що залежить від пористості і визначається за таблицею, складеною Сліхтером;

d_{10}^2 - ефективний діаметр, мм;

μ - коефіцієнт в'язкості, що залежить від температури води.

3) **Формула Крюгера** (при температурі, рівній 18°C)

$$K_{18} = 240 \cdot \frac{n}{(100 - n)^2} \cdot \Theta^2 \quad (4.10)$$

$$\Theta = \frac{1}{\sum_{i=1}^n \frac{q_i}{d_{cp_i}}}, \quad (4.11)$$

де n - пористість, %;

Θ - сумарна питома поверхня частинок;

q'_i - вміст кожної фракції в гранулометричному складі;

d_{cp} - середній діаметр кожної фракції, мм.

4) **Формула Замаріна**

$$k_0 = 4100 \cdot \frac{n^3 \cdot (1.215 - 1.5n)^2}{1 - n} \cdot d_z^2, \quad (4.12)$$

де k_0 - коефіцієнт фільтрації при температурі 0°C, м/д.;

n - пористість, у долях від одиниці;

d_z - діючий діаметр ґрунту, мм:

$$\frac{1}{d_z} = \sum_I^N A \cdot q', \quad (4.13)$$

де N - число фракцій;

q' - ваговий вміст фракцій, у долях одиниці;

A - параметр, що залежить від діаметра фракцій, який знаходять за таблицею Замаріна.

Величина K залежить від будови ґрунту (гранулометричного складу, структури, щільності, пористості та ін.), хімічного складу, температури, що впливає на величину в'язкості.

Питання для самоперевірки:

1. Види рухів води в гірських породах, чим вони відрізняються між собою?
2. У чому полягає основний закон фільтрації?
3. Що являє собою коефіцієнт фільтрації й від чого він залежить?
4. Чим відрізняється дійсна швидкість від фільтраційної і яка між ними залежність?
5. Як залежить коефіцієнт фільтрації від температури?
6. Лабораторні та польові методи визначення коефіцієнта фільтрації.
7. Для чого використовується трубка СПЕЦГЕО і в чому її конструктивна особливість?
8. Переваги і недоліки розрахунку коефіцієнта фільтрації за емпіричними формулами.

5 Види води в гірських породах. Води зони аерації.

5.1 Види води в гірських породах.

Одна з найбільш ранніх класифікацій видів води в гірських породах була запропонована в 1936 р. А.Ф.Лебедевим. Ним були виділені:

1) **Пароподібна вода** - знаходиться у формі водяного пару в повітрі, що є в порах і тріщинах гірських порід та в ґрунті.

Вона пересувається разом із токами повітря від ділянок із високою абсолютною пружкістю до ділянок із більш низькою пружкістю водяного пару. Ця вода, за певних умов, шляхом конденсації може переходити в рідку форму.

Пароподібна вода - єдиний вид, спроможний пересуватися в породах при їхній незначній вологості.

2) **Зв'язана вода** - присутня, головним чином, у глинистих породах, утримується на поверхні частинок силами, що значно перевищують силу тяжіння. Рухливість її набагато менше рухливості вільної води. Розрізняють міцно - і рихлозв'язану воду.

а) **Міцнозв'язана** вода - утримується на поверхні частинок молекулярними й електростатичними силами. За властивостями міцнозв'язана вода близька до твердого тіла, має високу щільність, в'язкість і пружкість. Характерна переважно для тонкодисперсних порід, пересувається тільки у формі пари, не спроможна розчиняти солі, не доступна для живлення рослин.

б) **Рихлозв'язана вода** - розташовується над міцнозв'язаною (адсорбованою) водою, утримується молекулярними силами. Вона менше пов'язана з частинками породи, більш рухлива; щільність її близька до щільності вільної води, має можливість вільно пересуватися під впливом сорбційних сил.

Гігроскопічність - властивість ґрунту поглинати (сорбірувати) паротворену вологу. Сорбційні сили - сили молекулярного тяжіння.

У процесі абсорбції води ґрунтом ці сили закріплюють молекули води біля поверхні ґрунтових частинок, створюючи навколо них водяні оболонки (використовується при очищенні стічних вод). У засолених породах пересування води відбувається до ділянок із більш високою концентрацією солей. Силі тяжіння ця вода не підпорядковується і не передає гідростатичний напір, знижена її здатність розчиняти солі, вона доступна для рослин.

Утримання плівкової води може досягати у пісках - 1-7%, супісках - 9-13 %; суглинках - 15-30 %; глинах - 25-40 %.

3) **Капілярна вода** - знаходиться в капілярах і тріщинах гірських порід, де утримується і пересувається під впливом капілярних (меніскових)

сил, що діють на межі води й атмосфери.

Капілярна вода поділяється на три види.

а) **Власне капілярна вода** - знаходиться в породах у виді вологи капілярної кайми над рівнем ґрунтових вод в інтервалі вологості від найменшої вологоємності до повної вологоємності.

У залежності від гранулометричного складу породи, потужність капілярної кайми змінюється від 0 м - у галечнику та гравію, до 4-5 м - у глинистих породах. Ця вода доступна для рослин.

б) **Підвішена капілярна вода** - розташована переважно у верхньому горизонті породи і не має безпосереднього зв'язку з рівнем ґрунтових вод. При підвищенні вологості породи, що містить підвішену воду з найменшою вологоємністю, вода стікає в прошарки, що лежать нижче. Вона теж доступна для рослин.

в) **Вода розгалужень пір** - утримується капілярними силами в порах піщаних і глинистих порід, у місцях зіткнення їхніх частинок. Гідростатичного тиску ця вода не передає, рослинами не засвоюється. При підвищенні вологості може переходити в підвішену або у власне капілярну воду.

4) **Гравітаційна вода** - підпорядковується силі тяжіння. Рух цієї води відбувається під впливом гравітаційної сили і напірного градієнту, передає гідростатичний напір.

Вона поділяється на два види:

а) та, **що просочується** - вільна гравітаційна вода, що знаходиться в стані низхідного течії у виді окремих струмків у зоні породи, не насиченої водою. Рух води відбувається під впливом сили тяжіння в прошарках із вологістю від W до w_n

б) **Волога водоносних горизонтів** - насичує водоносні прошарки до повної вологоємності. Волога утримується внаслідок водонепроникності водостійкого прошарку.

У курсі гідрогеології розглядається переміщення тільки гравітаційної води.

5) **Кристалічна вода** - входить до складу кристалічної решітки мінералів, зберігає молекулярну форму, (наприклад гіпсу $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

б) **Вода у твердому стані** - у формі льоду.

Крім зазначених видів, виділяють хімічно зв'язану воду (конституційну), що бере участь у будові кристалічної решітки мінералів у формі іонів H^+ і OH^- , тобто не зберігає молекулярної форми.

Всі види води поділяються на вільну воду (твердий стан, гравітаційна, пароподібна) і зв'язану воду (всі інші види води).

Підземні води різноманітні за умовами залягання, походженням,

гідродинамічними ознаками, хімічним складом, температурою та іншими особливостями. Тому існує багато самих різноманітних класифікацій.

Класифікація за умовами залягання, з врахуванням водотранспортуючої здатності порід, викладено нижче.

Розрізняють два види **інфільтрації**: *вільне просочування* і *нормальна інфільтрація*.

При вільному просочуванні - переміщення води відбувається під дією сили тяжіння і капілярних сил - по порах і каналцях. При цьому пористий простір залишається ненасиченим водою і в ньому зберігається переміщення атмосферного повітря, газів і парових вод, що виключає вплив гідростатичного тиску на переміщення води.

При нормальній інфільтрації - переміщення води відбувається суцільним потоком (коли пористий простір насичений водою повністю), під дією гідростатичного тиску і капілярних сил.

Нормальна інфільтрація відбувається в умовах наявності або відсутності гідравлічного зв'язку потоку з ґрунтовими водами.

Переміщення інфільтраційного потоку підпорядковано закону Дарсі.

Розбіжність лише в тому, що K замінюється коефіцієнтом капілярної водопроникності K_e , що значно менше.

Випаровування - процес переходу води з рідкого стану в пароутворення. Існує чотири види випаровування води:

- 1) із відкритої водної поверхні,
- 2) із верхньої частини зони аерації,
- 3) із дзеркала ґрунтових вод,
- 4) транспірація рослинністю.

1) - називається **випаровуваністю**. Вона еквівалентна максимальній кількості води, що може випаруватися з поверхні ґрунтових, цілком насичених водою порід. Поняття про випаровуваність не змішувати з поняттям **випар** - кількість води, що фактично випаровується з поверхні даного ґрунту.

Випаровуваність завжди більше випаровування. Випаровуваність визначається в плавучих випарниках.

2) - відбувається по-різному в залежності від ступеня насичення ґрунтів водою, від гранулометричного і літологічного складу, структури та ін.

Повне насичення водою пористого простору відбувається після тривалих дощів, коли капілярна зона ґрунтових вод досягає поверхні землі. У цьому випадку випар відбувається так само, як із відкритої водної поверхні (дорівнює випаровуваності).

Випаровування зменшується при збільшенні діаметра частинок, що складають породу.

- 3) - випаровування із дзеркала ґрунтових вод відбувається в тому ви-

падку, коли ґрунтові води знаходяться на невеликій глибині від поверхні землі. Ця глибина називається критичною - глибина від поверхні землі, на якій випар практично припиняється. У зонах помірного клімату вона не перевищує 150 см, а в районах аридного клімату - 400 см.

Випарування із верхньої частини зони аерації вимірюється ґрунтовими випарниками, а з поверхні ґрунтових вод визначається за допомогою лізиметрів, а також за допомогою розрахунків.

4) - процес випару рослинністю називається **транспірацією**.

Іноді випар із поверхні землі не відокремлюють від транспірації, а визначають сумарний випар. Приблизно воно може бути обчислено за емпіричною формулою С.Ф.Авер'янова.

$$E = E_0 \cdot \left(1 - \frac{h}{h_{кр}}\right)^z, \quad (5.1)$$

де E - інтенсивність випару при глибині стояння ґрунтових вод h ;
 E_0 - випаровуваність (при дуже високих ґрунтових водах);
 $h_{кр}$ - критична глибина залягання ґрунтових вод;
 z - показник ступеня = 2.

Конденсація - процес зворотний випаруванню.

Існує два види конденсації - молекулярна і термічна.

Молекулярна - виникає в силу молекулярної взаємодії водного пару з поверхнею частинок ґрунту, у результаті утворюється адсорбована вода. Залежить від відносної пружкості водяних парів, що заповнюють пори (прямо пропорційна залежність). При відносній вологості повітря біля 100%, молекулярна конденсація закінчується.

Термічна - виникає при різниці значень температури ґрунту й атмосфери або двох ділянок ґрунту. Пари води що знаходяться в порах, при зниженні температури, конденсується у крапельнорідку воду там, де утворюється градієнт температурного поля. При підвищенні температури відбувається обернений процес - вода переходить у водяний пар.

5.2 Зона аерації і зона насичення. Процеси, що відбуваються у зоні аерації (інфільтрація, конденсація, випар).

Крім перелічених видів води та раніше описаних класифікацій, існує класифікація підземних вод за глибиною залягання.

Зона аерації - охоплює верхні товщі літосфери від денної поверхні до рівня ґрунтових вод. Тут пори заповнені газами, парами води, міцнозв'язаної, рихлозв'язаною та капілярною водою. Періодично, підчас дощів і танення снігу тут утворюється вільна (гравітаційна) вода.

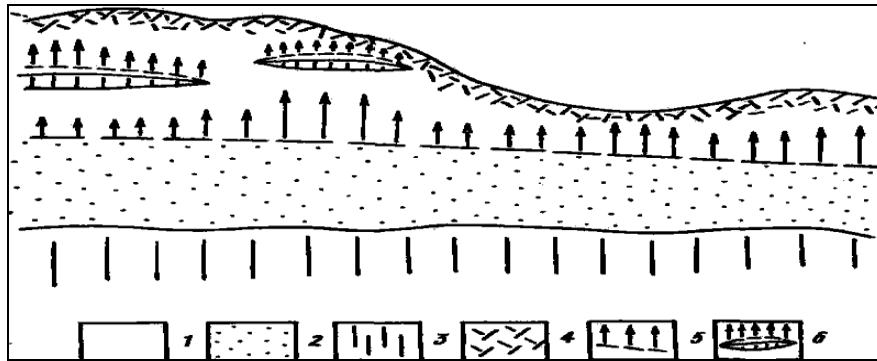


Рис. 5.1 - Схема залягання типів підземних вод зони насичення.

1 - породи зони аерації, 2 - ґрунтового водоносного горизонту, 3 - слабо проникні породи, 4 - ґрунтовий шар, 5 - рівень ґрунтових вод і капілярної кайми, 6 - верховодка.

Верхня межа зони аерації практично постійна (може змінюватися в результаті господарської діяльності, геологічних процесів, ерозії й акумуляції). *Нижня межа* - рухлива, тому що її положення визначається рівнем ґрунтових вод, що коливаються під впливом штучних і природних факторів.

Потужність зони аерації залежить від глибини залягання водонепроникних порід, рельєфу місцевості, ступеня розчленованості поверхні землі і кліматичних умов. Вона змінюється від 0 м (у заболочених рівнинах) до сотень метрів (на території пустель та у гірських областях).

Через зону аерації відбувається тісний зв'язок підземних вод з атмосферою. В атмосфері здійснюється інтенсивне переміщення води, парів і газів, в ній відбувається механічна і хімічна руйнація мінералів і гірських порід (розчинення, вилуговування). Відбуваються процеси біохімічного перетворення сонячної енергії в кінетичну енергію геохімічних і гідрохімічних процесів.

У зоні аерації можуть відбуватися три гідродинамічних процеси: інфільтрація атмосферних опадів і поверхневих вод, випар і транспірація води рослинним, конденсація водного пара.

Зона насичення - являє собою прошарок ґрунтових вод, у якому всі пори заповнені водою. Підстилається ця зона слабопроникними і водостійкими породами.

5.3 Ґрунтові води і верховодка. Умови утворення, живлення, розвантаження.

5.3.1 Основні особливості верховодки.

Верховодка - тип підземної води, що утворюється на лінзах і шарах водостійких або слабопроникних порід у зоні аерації за рахунок інфільт-

рації атмосферних і поверхневих вод.

Такі умови можуть бути створені: заляганням утворень серед флювіогляціальних пісків або лінз глинистих відкладень, серед алювіальних наносів.

Іноді причиною утворення верховодки може служити наявність під ґрунтовим прошарком ілювіального горизонту, що створює місцевий водоупор переривчастого й обмеженого по площі поширення.

Утворення верховодки зумовлено процесами інфільтрації атмосферних осадків, поверхневих вод і конденсацією водяних парів.

Іноді утворюються великі запаси доброякісної води. Звичайно ж верховодка утворюється у виді тимчасового, малопотужного водоносного горизонту, що зникає в посушливі періоди.

Потужність верховодки частіше 0,4 - 0,1м, рідко досягає 2 - 5 м. Формується, головним чином, у супіщаних і суглинистих ґрунтах. Однорідні, легко проникні і невологоємкі породи (грубозерністі піски, тріщинуваті скельні породи) несприятливі для появи верховодки.

На формування верховодки має істотний вплив рельєф місцевості. На крутих схилах (поверхневий стік) верховодка відсутня.

На плоских вододільних і степових просторах, які мають блюдцеподібні пониження, проявляються відмітні ознаки верховодки.

Основні особливості верховодки:

- а) обмежена площа поширення,
- б) різкі коливання рівня, складу і запасів у залежності від клімату і району поширення,
- в) відсутність гідравлічного зв'язку з річковими водами,
- г) легка забрудненість іншими водами (ґрунтовими, промисловими та ін.)
- д) непридатність для постійного водопостачання,
- е) своєрідність динаміки - може брати участь у постачанні ґрунтових вод і може бути цілком витрачена на випаровування.

5.3.2 Ґрунтові басейни і потоки.

Ґрунтові води, підземні води першого від поверхні постійно діючого водоносного горизонту, що залягає на першому від поверхні Землі водоупорі.

Водоносний горизонт - (водоносний пласт) - товща пухких порід або тріщинуватих порід, заповнена гравітаційною водою.

Водоупор - водонепроникна порода, що підстилає водоносний пласт. Відстань (глибина) від поверхні ґрунтових вод до водоупора називається *потужністю* водоносного горизонту.

Водостійкий пласт, водостійка порода, назва умовне, тому що в природі повністю водонепроникних порід не існує.

Під **грунтовими водами** розуміють - приурочені до ґрунтового пласту води, що беруть участь у постачанні кореневої системи рослин, що мають зв'язок з атмосферою, верховодкою, артезіанськими водами.

Поверхня ґрунтових вод називається **рівнем або дзеркалом ґрунтових вод**.

Рівні ґрунтових вод схильні до значних коливань, тому потужність водоносного горизонту ґрунтових вод не постійна.

Вище дзеркала ґрунтових вод розташована капілярна зона різноманітної потужності, вона залежить від літологічного складу рихлих гірських порід, у крупноуламкових, піщаних породах вона незначна, у пилюватих і глинистих - може досягати декількох метрів.

Капілярна зона гідравлічно пов'язана з водоносним горизонтом ґрунтових вод і відчуває такі ж коливання, як і дзеркало ґрунтових вод.

У залежності від типу ґрунтів, географічного положення району, його кліматичних умов, потужність ґрунтової товщі змінюється від декількох **см** до 1,5 м і більше.

У ґрунтах, як і в гірських породах, утримується міцно - і рихлозв'язана вода, капілярна і гравітаційна.

Гравітаційна вода поділяється на тимчасову воду та постійну.

Тимчасова - утворюється в період інфільтрації атмосферних опадів, сніготанення, поливу ґрунтів при відносно глибокому заляганні ґрунтових вод.

Постійна - поширена в болотних та мулистих ґрунтах при близькому заляганні ґрунтових вод.

У постачанні рослин головне значення має гравітаційна і, в основному, капілярна вода. Ці два види води знаходяться в повній залежності від метеорологічних умов.

Переміщення їх відбувається в основному в спадному вертикальному напрямку (безнапірне, ламінарне, що підкоряється закону Дарсі).

Вони мають своєрідний хімічний склад, у високих концентраціях утримуються кислоти органічного походження, що надають їм жовтий або чорно-бурий колір, дуже впливають на формування хімічного складу ґрунтових вод.

При неглибокому заляганні ґрунтових вод, надмірно зволожений ґрунт починає заболочуватися.

Гравітаційна вода в ґрунті не утворює водоносного горизонту, вона не може переміщатися горизонтально під дією напірного градієнту, а пересувається вниз під дією сили тяжіння і не може створити бокового усередині ґрунтового стоку.

Грунтові води характеризуються такими особливостями:

1) Грунтові води - це води не напірні, тобто мають зв'язок з атмосферою і тиск на поверхні ґрунтових вод рівний атмосферному тиску.

2) Область живлення збігається з областю поширення. Живлення відбувається за рахунок:

- інфільтрації атмосферних опадів і снігових вод;
- фільтрації з рік, озер, каналів;
- конденсації водних парів і всередині ґрунтового випару;
- підтоку з більш глибоких водоносних горизонтів.

3) Глибина залягання рівня, температура, мінералізація, витрата схильні до систематичних коливань, які відбуваються щодоби, щомісяця, протягом одного і декількох років (під впливом водотоків і метеофакторів).

4) Мають широке поширення в природі. Формуються на межирічних масивах, в алювії древніх і сучасних річкових долин, у передгірних конусах виносу, у зоні вивітрювання масивних тріщинуватих порід.

5) Легко доступні для практичного використання, але тому що залягають на малій глибині схильні до забруднення.

6) Рівень води встановлюється на тій же глибині, на якій розкрита вода.

Поблизу великих річок річні амплітуди коливання рівня ґрунтових вод досягають 3 - 4 м. Найбільш високі рівні - у паводковий період (із запізненням стосовно максимального рівня води в річці). У віддаленні від водоймищ на вододілах амплітуди не перевищують 1 - 1,5 м і пов'язані з інфільтрацією опадів.

На режим впливають штучні фактори - діяльність людини (водозабірні свердловини, скидання стічних вод у водоносні горизонти, гідротехнічні споруди та ін.).

У природі ґрунтові води, в залежності від будови місцевості, утворюють різноманітні форми залягання:

- 1) ґрунтовий потік,
- 2) ґрунтовий басейн,
- 3) сполучення ґрунтового потоку з ґрунтовим басейном.

Грунтовий потік - ненапірний водоносний горизонт, у якому переміщення води відбувається під впливом сили тяжіння в напрямку уклону поверхні ґрунтових вод (уклон дзеркала).

Площа поширення потоку ґрунтових вод називається **басейном стоку** цих вод.

Грунтові потоки характеризуються переміщенням води під дією сили тяжіння.

Грунтовий басейн - пониження у водостійкому ложе, заповненому водопроникними породами та насиченими водою, котра має горизонтальну поверхню.

Ґрунтові басейни мають горизонтальну поверхню, характеризуються відсутністю переміщення. При переповненні водою цих знижень ґрунтовий потік сполучається з басейнами. Переміщення ґрунтового потоку захоплює область ґрунтового басейну з постійним зменшенням швидкості з глибиною.

Ґрунтові води знаходяться в безупинному русі, переміщуються від ділянок із більш високим положенням рівня, до ділянок із менш високим рівнем.

Їхня швидкість, при уклоніх рівних 0,01- 0,007 проміле,

- у грубозернистих пісках 1,5 - 2 м/д.,

- у дрібнозернистих пісках і супісках 0,5 - 4 м/д.,

- у суглинках і лесак - 0,1 - 0,3 м/д.

Ґрунтові водоносні горизонти можуть перетинатися ярами, річковими долинами, балками та іншими від'ємними формами.

При цьому відбувається **розвантаження** - тобто вихід ґрунтових вод на поверхню у виді джерела. При переміщенні ґрунтового потоку до місця розвантаження, рівень його поступово знижується, утворюється криволінійна поверхня - названа **депресійною поверхнею або кривою**.

5.3.3 Живлення і режим ґрунтових вод. Поняття про гідроізогіпси. Взаємозв'язок ґрунтових вод із поверхневими водами.

Переміщення ґрунтових вод визначається не положенням водоупору, а положенням депресійної кривої і направлено завжди в сторону розвантаження. Не рідкі випадки, коли переміщення потоку спрямовано в сторону протилежну зниженню водоупору, тобто водонепроникні прошарки є необхідною умовою для утворення горизонту, але не визначають переміщення в ній.

Поверхня ґрунтових вод нерівна. Нерідко вона у згладженому виді повторює рельєф земної поверхні, але на окремих ділянках (дренування потоку річкової долини, різке збільшення потужності водоносного пласту, зміна фільтраційних властивостей порід) ця закономірність порушується.

Поверхня ґрунтових вод зображується на карті за допомогою **гідроізогіпс** - ліній, що з'єднують точки з однаковими відмітками поверхні ґрунтових вод.

Глибина залягання ґрунтових вод змінюється від 0 до 100 метрів. Вона залежить від:

- 1) рельєфу,
- 2) геологічної будови (глибини залягання водоупору),
- 3) від інтенсивності живлення,
- 4) витрати ґрунтових вод.

Глибина залягання тим менше, чим ближче до поверхні розташова-

ний водоупор, чим менше уклон поверхні землі, розчленованість рельєфу і підземний відтік і чим більше живлення ґрунтових вод атмосферними опадами, підземною притокою, зрошувальними водами.

У річкових долинах, балках, ярах та інших пониженнях рельєфу ґрунтові води знаходяться на порівняно невеликій глибині. При підвищенні рельєфу глибина залягання ґрунтових вод збільшується, тому переміщення ґрунтових вод спрямовано від височин до понижень.

Істотний вплив на глибину залягання ґрунтових вод має рослинність (транспірація). Ця властивість лежить в основі рекомендацій по насадженню лісосмуг уздовж зрошувальних каналів, з метою перехоплення фільтраційних вод і зниження рівня ґрунтових вод. Але це головним чином проводиться у посушливих зонах та зонах недостатнього зволоження.

У інших областях ліс має різноманітний вплив у залежності від рельєфу, кліматичних умов і геологічної будівлі. Великий вплив на рівень ґрунтових вод мають господарські фактори.

Будівництво водосховищ, зрошення й обводнення земель, зменшують глибину залягання, а дренажні системи - осушення зволжених земель шляхом закладання підземних труб (дрен) і водозабір - її збільшують.

Глибина ґрунтових вод змінюється в часі. Ці коливання на території України регулярно фіксуються гідрогеологічними станціями.

У окремих районах не має ґрунтових вод - при заляганні водонепроникних порід близько до денний поверхні і в посушливих зонах, де живлення менше випару.

Основним видом живлення ґрунтових вод є інфільтрація атмосферних опадів (залежить від характеру опадів, водопроникності ґрунту і порід зони аерації). Найбільшу інфільтрацію дають тривалі обложні дощові опади, що випадають зимою та служать джерелом живлення ґрунтових вод навесні, після відтавання гірських порід.

У степових районах рівень ґрунтових вод підвищується на знижених ділянках, де накопичується сніг і ґрунтова вода опрісняється. У гірських районах до названих джерел додаються роса і іній. У пустельних областях має місце конденсаційне живлення (водяні пари осаджуються на охолоджених частках гірських порід). Місцями ґрунтові води отримують живлення за рахунок підпливу напірних артезіанських вод із нижніх прошарків (через геологічні вікна).

Розвантаження (дренування) горизонту ґрунтових вод відбувається через джерела (криниці), пласти просочування та ін.

ґрунтові води тісно пов'язані з поверхневими водотоками і водоймищами (річки, озера, водосховища, ставки тощо).

Можливі різноманітні види зв'язку ґрунтових вод з поверхневими водотоками в залежності від:

а) рельєфу,

- б) геоморфологічних,
- в) кінематичних умов.

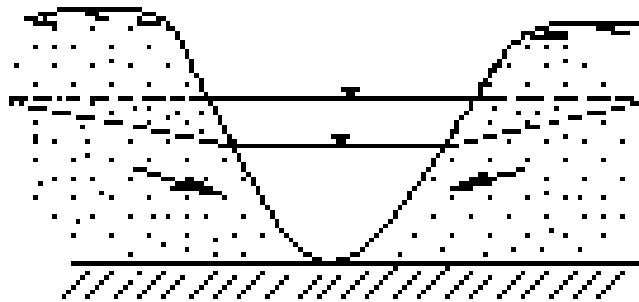


Рис. 5.2 - Зв'язок поверхневих і ґрунтових вод.

Глибоко врізані річкові долини служать приймачем ґрунтових вод, що дрениують прилеглі землі. При невеличкому врізі (понижзя річок) річки живлять ґрунтові води. У районах із вологим і помірним кліматом річкові долини дрениують ґрунтові води, тобто поверхня ґрунтових вод має ухил до ріки, і річкові води живляться за рахунок ґрунтових вод.

У засушливих районах рівень ґрунтових вод знижується від річки. Тут річкові води витрачаються на живлення ґрунтових вод.

У гірських районах з одного схилу річкової долини в русло річки можуть надходити ґрунтові води, а протилежний берег може, навпаки, поглинати воду.

Через гідравлічний зв'язок із поверхневими водами, рівень ґрунтових вод у прибережній частині протягом року змінюються (паводки та повені). При побудові на річках водосховищ, підпір ґрунтових вод має майже постійний характер.

На окремих ділянках рівень ґрунтових вод при підпорі може знаходитися на незначній глибині і місцями навіть викликати заболочення місцевості.

Якщо між ґрунтовими водами та напірним горизонтом, що лежить нижче, немає абсолютно непроникного прошарку, то можливі форми гідравлічного зв'язку:

1) Рівень ґрунтових вод вище рівня напірних (перетікання ґрунтових вод у напірні).

2) Рівні практично збігаються (при зниженні рівня ґрунтових вод відбувається підживлення їх напірними).

3) Рівень ґрунтових вод періодично перевищує рівень напірних (під час опадів, поливів), а в інший час ґрунтові води підживлюються напірними.

4) Рівень ґрунтових вод постійно нижче від рівня напірних (підпитують ґрунтові).

5.3.4 Зональність ґрунтових вод.

Ідеї зональності явищ природи, у тому числі і ґрунтових вод з'явилися давно (Докучаєв).

Відзначається послідовна зміна глибини залягання, мінералізації і хімічного складу в залежності від широтних і вертикальних кліматичних зон.

Ґрунтові води, що не підпорядковуються зональності, називаються *азональними*. Спочатку Докучаєвим, потім Ільїним, Ланге, Каменським, Гормоновим, Максимовим та іншими гідрогеологами розроблені різноманітні схеми зональності ґрунтових вод.

За Ільїним виділяється наступна зональність :

- 1) зона тундрових вод,
- 2) зона високих вод Півночі,
- 3) зона неглибоких ярів із глибиною залягання 20 - 25 м,
- 4) зона глибоких ярів із водою підвищеної мінералізації на глибині більше за 20 - 25 м,
- 5) зона ярово-балкова з жорсткими або солонуватими водами,
- 6) зона причорноморських балок із глибоким заляганням,
- 7) зона прикаспійських балок із водами високої мінералізації, на незначній глибині.

Зі зменшенням географічної широти відбувається поступове збільшення глибини залягання, зменшення ступеня зволоження і інфільтраційного живлення, збільшення мінералізації.

Азональні ґрунтові води:

1. Ґрунтові води областей кінцевих морен (Прибалтика, Білорусія).
2. Тріщинні ґрунтові води у масивних породах і продуктах їхньої руйнації (Кольський півострів, Урал, Український кристалічний масив).
3. Карстові води (Онего - Двінське межиріччя, Крим)
4. Болотні води.
5. Алювіальні води.
6. Води солончаків.

За Ланге виділяють три провінції:

Перша - характеризується негативною середньорічною температурою, охоплює область багаторічної мерзлоти.

Друга - відрізняється високою вологістю повітря, позитивною середньорічною температурою і невеличкою амплітудою добових, сезонних і річних її коливань. У цій провінції переважають процеси інфільтрації атмосферних осадків і підземного стоку над випаром, тому ґрунтові води слабо мінералізовані.

Третя - характеризується високою сухістю повітря, інтенсивним ви-

паровуванням ґрунтових вод і значним їхнім засоленням. Ґрунтові води кожної провінції зональні.

Крім кліматичної зональності, ґрунтові води підпорядковуються гідродинамічній зональності і зональності живлення.

Гідродинамічна зональність - зональність відтоку, виявляється в послідовному підвищенні або зменшенні глибини залягання ґрунтових вод через поліпшення або погіршення природного дренажу території.

Показник дренажу - потенційний підземний відтік ґрунтових вод за межі досліджуваного району. Чим більше підземний відтік, тим краще дренажування.

Кац Д.М, виділяє п'ять зон природного дренажування:

- 1) інтенсивно дренажована (100-300 мм/рік);
- 2) дренажована (300 - 500 мм/рік);
- 3) слабо дренажована (150 - 300 мм/рік);
- 4) надто слабо дренажована (50 - 150 мм/рік);
- 5) безстічна (< 50 мм/рік).

Послідовна зміна зон чітко виражена в передгірних областях (чим далі від гір, тим гірше). Зональність живлення найбільш чітко виявляється в засушливих зонах (збільшення мінералізації з віддаленням від джерела живлення).

Питання для самоперевірки:

1. Класифікація видів води в гірських породах за походженням.
2. Класифікація видів води за умовами залягання.
3. Класифікація видів води за гідродинамічними параметрами.
4. Класифікація видів води за хімічним складом.
5. Параметри фільтрації та інфільтрації підземних вод.
6. Існуючі види випаровання підземних вод.
7. Води зони аерації і насичення. Умови утворення, живлення, розвантаження. Процеси, що протікають у зоні аерації.
8. Ґрунтові води. Умови утворення, живлення, розвантаження.
9. Основні особливості верховодки та ґрунтових вод.
10. Взаємозв'язок ґрунтових вод із поверхневими водами.
11. Зональність ґрунтових вод.

6 Напірні, тріщинні та карстові води.

6.1 Умови виникнення напірних вод. Живлення, поширення, розвантаження.

Артезіанські води - напірні підземні води, що залягають у водоносних горизонтах між водостійкими або відносно водостійкими пластами.

Характерні риси артезіанських вод:

- 1) залягають глибше горизонту ґрунтових вод;
- 2) область живлення та утворення напору артезіанських вод і область їх поширення не співпадає і часто віддалені одна від іншої на великі відстані;
- 3) при скресанні артезіанського водоносного горизонту свердловиною вода в ній піднімається вище покрівлі горизонту;
- 4) режим артезіанських вод є більш стабільним у порівнянні з ґрунтовими водами, їхній рівень не схильний до місячних і сезонних коливань, температура вод із глибиною, як правило, зростає;
- 5) у порівнянні з ґрунтовими водами, артезіанські води менш схильні до забруднення поверхневими водами, в зв'язку з тим, що вони перекриті водостійкими породами;
- 6) характерною рисою артезіанських вод є наявність напору, виявляється вона в піднятті підземних вод над покрівлю водоносного прошарку.

Розрізняють **рівень**, що утворився і сталий або п'єзометричний рівень, що може бути вище або нижче від поверхні землі.

Напір, в артезіанських водоносних горизонтах залежить від:

- 1) гідростатичного тиску (ваги води),
- 2) геостатичного навантаження,
- 3) тектонічних напруг,
- 4) кріогенних явищ,
- 5) зміни пористості порід у результаті утворення нових мінералів.

Геостатичне навантаження - це вага порід, що залягають вище, полягає в стисненні води в породах, що надто ущільнюються (глини), у породи, що піддаються меншому ущільненню (піски).

Тектонічна напруга особливо розвинута в сейсмічно активних районах (напори геодинамічного походження). **Кріогенні явища** пов'язані з низькими температурами.

Якщо напірний водоносний горизонт розкрити свердловиною, то рівень води підніметься вище покрівлі водоносного шару, тому рівень називається **напірним** або **п'єзометричним**.

Розрізняють **артезіанські басейни й артезіанські схили**.

Артезіанським басейном називається геологічна структура, що міс-

тять комплекс водоносних горизонтів, у яких переміщення підземних вод відбувається під гідростатичним напором.

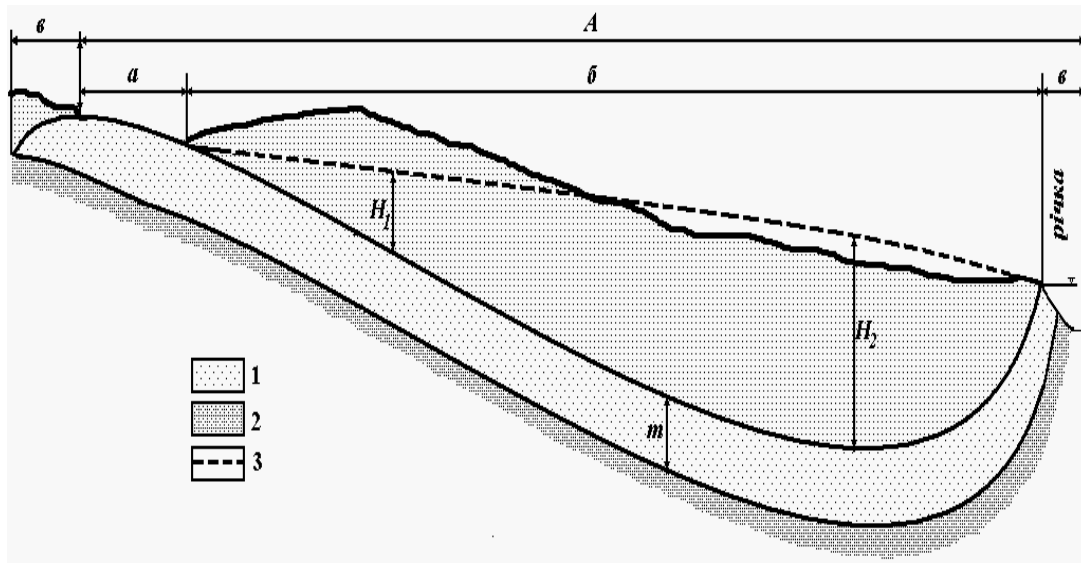


Рис. 6.1 - Схема будови артезіанського басейну
а - область живлення і створення напору; *б* - область напору;
в - область розвантаження; H_1 і H_2 - п'єзометричні напори в I і II перетинах;
т - потужність артезіанського горизонту.
1 - водоносний шар, *2* - водостійкий шар,
3 - рівень води (гідростатичний рівень, п'єзометрична поверхня).

Артезіанські басейни формуються в межах платформ, меж гірських западин крайових прогинів. За розмірами виділяють значні ($> 100000 \text{ км}^2$), середні (до 10000 км^2) і малі, прості ($< 10000 \text{ км}^2$).

У артезіанському басейні виділяють - область живлення, область поширення, область розвантаження.

Зовнішня область живлення - знаходиться поза межами артезіанського басейну, часто на сусідній гірсько-складчастій території. Живлення вод може здійснюватися шляхом потоку води з одного горизонту в інший, при різниці їхніх напорів, або із сусідніх басейнів.

Внутрішня область живлення розташована в межах території артезіанського басейну, де атмосферні опади живлять річкову мережу, ґрунтові води і через них вливаються в артезіанської води.

Важливу роль у постачанні підземних вод відіграє геологічний склад покриву, рельєф поверхні.

Область виходу водоносного горизонту на денну поверхню називається **областю живлення** артезіанського басейну.

Область **поширення напору** – це площа розвитку артезіанського басейну, де виявляється напірність підземних вод.

При наявності декількох артезіанських горизонтів їхні п'єзометричні поверхні співпадають лише при гідравлічному зв'язку між ними.

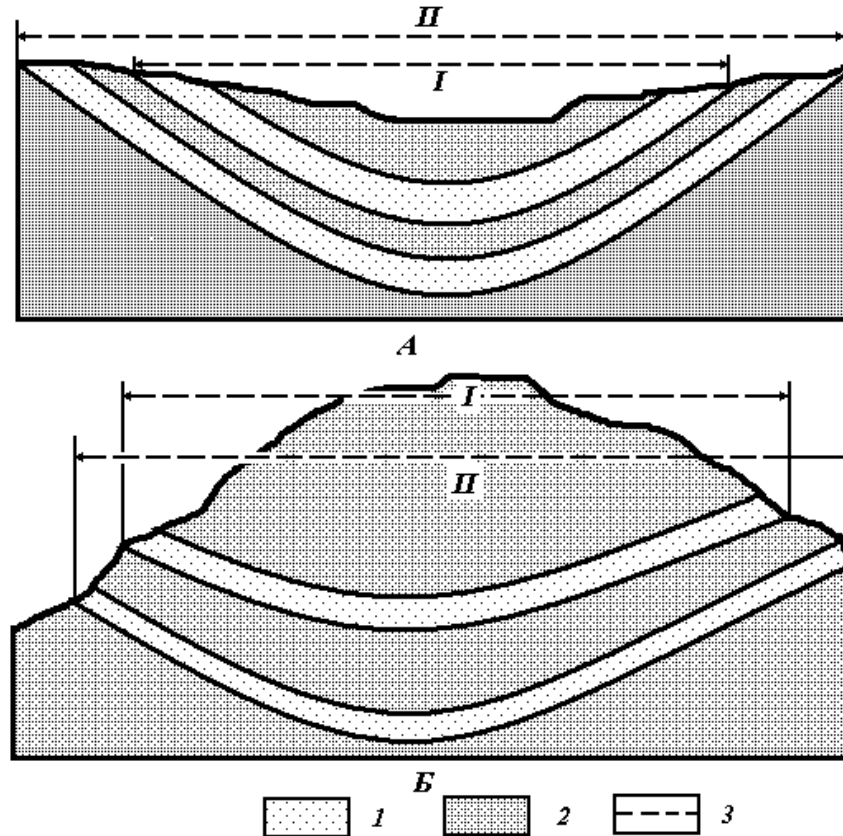


Рис. 6.2 - Типи артезіанських басейнів:

A - прямий рельєф, *B* - зворотний рельєф;

1 - водоносні горизонти, 2 - водостійкі породи, 3 - рівень води.

Частіше в природі спостерігається розбіжність цих поверхонь (при прямому рельєфі нижні горизонти мають напір більший, ніж верхні), а при зворотному - навпаки.

Область розвантаження - це територія, де відбувається відкритий або закритий вихід артезіанських вод на поверхню землі.

До відкритих джерел розвантаження відносять ерозійні виходи (ріки, западини), кар'єрні (виступи, складки на шляху переміщення), де вихід вод здійснюється під алювіальні відкладення на дні морів, у вікнах водоупору та ін. До штучних джерел розвантаження належать водозабори артезіанських вод.

Горизонтальна лінія, що визначає висоту гідростатичного тиску на площі поширення напірних вод, називається **лінією напору**, або **п'езометричною лінією**.

У залежності від відміток поверхні Землі, стосовно п'езометричної лінії, в окремих пунктах напір може бути позитивним, якщо рівень води вище від поверхні Землі, або від'ємним, - якщо рівень води нижче поверхні Землі.

При виході напірних вод на поверхню утворюються висхідні джерела.

На водорозподілах п'єзометричні рівні з глибиною знижуються (вода з верхніх горизонтів фільтрується в нижні). У долинах річок, навпаки, п'єзометричні рівні з глибиною залягання водоносного горизонту підвищуються (тобто підземні води рухаються знизу вгору).

У зв'язку з цим, поділ усієї площі поширення напірних водоносних горизонтів на області живлення, переміщення і розвантаження - є умовним.

Насправді й у області переміщення, і в області розвантаження окремі горизонти можуть одержувати живлення за рахунок надходження води з інших горизонтів.

Поблизу рік режим живлення напірних вод знаходиться під впливом поверхневих вод. Тут протягом року амплітуда коливання рівня напірних вод може досягати значних розмірів. У віддаленні від річок, зміна рівня напірних вод відбувається тільки вод впливом метеорологічних факторів, що слабкіше, чим у ґрунтових водах.

Річні амплітуди коливання рівня напірних вод тут рідко перевищують декілька см.

6.2 Поняття про гідроізоп'єзи. Зв'язок напірних вод із поверхневими водотоками. Зональність артезіанських вод.

Форма п'єзометричної поверхні має відображення на карті за допомогою *гідроізоп'єз* - ліній, що з'єднують однакові п'єзометричні рівні.

На відміну від поверхні ґрунтових вод п'єзометрична поверхня не залежить від положення водостійкого ложа, тобто п'єзометричні рівні можна відраховувати від будь-якої довільно прийнятої горизонтальної площини.

Форма п'єзометричної поверхні визначається:

- 1) конфігурацією долини річки, до якого стікаються напірні води,
- 2) водопроникністю порід,
- 3) потужністю водоносного шару.

Напірні води, так само, як і ґрунтові, пов'язані з поверхневими. Якщо русло річки врізане у водоносний горизонт, то цей зв'язок здійснюється безпосередньо: напірні води впадають у річку.

Відмітки гідроізоп'єз значно вище за відмітки рівня води в річці і перетинають її.

При деяких умовах річкові води можуть надходити в напірні водоносні горизонти. У цьому випадку водоносний шар буде поповнюватися водою не тільки за рахунок атмосферних опадів із області живлення, але і за рахунок річкової води.

За картами гідроізоп'єз можна з'ясувати різноманітні гідрогеологічні показники й особливості водоносних горизонтів:

- 1) напрямом переміщення (визначається перпендикуляром, спрямованим по падінню напору),
- 2) глибину (обчислюється як різниця між абсолютними відмітками

поверхні землі і п'єзометричної поверхні),

3) максимальні відмітки вказують на області живлення і створення напору,

4) мінімальні - на області розвантаження,

5) за густотою та розрідженням гідроізоп'єз можна визначити зміну потужності водоносного горизонту або водопроникність порід.

Карти доповнюються гідрогеологічними перетинами, де показують стратиграфічні межі, методологію порід, напори, абсолютні відмітки п'єзометричних рівнів та ін.

У артезіанських басейнах платформних областей і міжгірських западин зосереджені величезні запаси а) прісних, б) лікувальних, в) промислових і г) термальних вод. Саме на водах таких басейнів засновано господарсько-питне водопостачання об'єктів народного господарства.

У артезіанських басейнах просліджується зональність:

1) гідродинамічна,

2) гідрохімічна,

3) газова,

4) температурна.

Це вертикальні зональності - у залежності від глибини.

а) Гідродинамічна - зміна по вертикалі трьох зон із різною швидкістю підземних вод,

- верхня зона водообміну (інтенсивного, активного) - до глибини 500-1500 м, темпи відновлення вод близько 330 років;

- середня зона утрудненого водообміну. Швидкість переміщення і дренаж зменшуються. Темп поновлення в цій зоні складає десятки і сотні тисяч років;

- у нижній зоні переміщення відбувається не тільки за рахунок гідравлічного градієнта, але і під дією гравітаційного ущільнення порід. Це зона дуже ускладненого водообміну, займає найбільше глибокі частини басейну, поновлення підземних вод складає мільйони років.

б) гідрогеохімічна, газова - зміна хімічного і газового складу артезіанських вод з глибиною;

в) гідротермічна - зміна поверх униз зони холодних ($0 - 20^{\circ}\text{C}$) або переохолоджених (нижче ніж 0°C) вод на зону термальних вод ($20 - 100^{\circ}\text{C}$), а потім, зону перегрітих вод (більше за 100°C).

Зональність зумовлена:

1) фізико-географічними;

2) геолого-структурними;

3) термодинамічними та ін. факторами.

6.3 Тріщинні води, умови утворення, залягання, живлення, розвантаження. Гідродинамічні особливості тріщинних вод.

Різні види вертикальної зональності пов'язані між собою, частіше їхня межа збігається. Водоносність магматичних, метаморфічних і щільних осадових порід пов'язана з наявністю в них тріщин, розривів і макропор. Водоносність їх залежить від характеру і ступеня тріщинуватості.

За походженням (генезисом) в гірських породах розрізняють три головних типи тріщин:

1) Літогенетичні тріщини - формуються в процесі утворення порід у межах всієї товщі, але відрізняються слабким розкриттям і малими розмірами. Іноді вони невидимі, водність їх дуже мала.

2) Тектонічні (розломи, розривання, порушення) - пов'язані з формуванням геологічних утворень; утворюються в результаті вертикальних і горизонтальних переміщень земної кори.

Ці тріщини обновлюють і розширюють літологічні тріщини і створюють нові. Іноді формуються тріщини і розломи глибиною в десятки кілометрів (зустрічаються рідко). Більше поширені тріщини до 200 метрів.

3) Екзогенні тріщини, або тріщини вивітрювання. Утворюються в процесі руйнації порід під дією термічного, хімічного і механічного вивітрювання. Поширені у верхній товщі до глибини 30-50 м, рідше до 100м.

Усі види тріщин можуть бути відкритими і закритими. Розмаїтість тріщин створює досить складні умови накопичення, розподілу і переміщення підземних вод.

Водність порід визначає ряд параметрів тріщин.

1) Орієнтування тріщин - поряд із хаотичною спрямованістю дрібних тріщин, виділяються декілька головних систем, сукупність їх формує водогінну мережу. Таких систем буває 2-3. Орієнтування тріщин визначає розходження в проникності блока породи.

2) Вивченість тріщин - середні відстані між їхніми стінками. Це визначає водопропускна здатність породи. Розрізняють макро- (більш 0,1 мм) і мікро- (менше 0,1 мм) тріщини.

Коефіцієнт тріщинної пустотності (P) або тріщинуватості є головним параметром кількісної оцінки розчинності породи.

$$P = \frac{0.01 \cdot \sum_{i=1}^N l \cdot S}{\Delta F} 100\% , \quad (6.1)$$

де l - довжина тріщин, м; S - зяання тріщин, см;
 ΔF - площа площини розломів, м².

Цей параметр дещо умовний. На ступінь водорясності тріщинуватих порід великий вплив має замулення і доповнення їх продуктами вивітрювання, продуктами розчинення гірських порід. У тріщинуватих породах залягають артезіанської або ґрунтові води.

Переміщення вод підпорядковується лінійному закону фільтрації і є ламінарним (закон Дарсі).

Живлення може здійснюватися за рахунок:

- а) атмосферних опадів,
- б) поверхневих водотоків,
- в) за рахунок водоносних горизонтів, що лежать вище.

Потоки спрямовані від вододілів до схилів, потужність водоносних зон - у межах 30-200 м.

Водопроникність напірних вод спадає з глибиною, глибина свердловин для водопостачання не перевищує 50-70 м.

Підземні води, приурочені до зон значних тектонічних порушень, розломів називаються **тріщинно-жильними**.

Це лінійно витягнуті (до декількох **км**) потоки води. Вони звичайно напірні, із більшою глибиною циркуляції, різноманітні за хімічним складом, газовому складом, різні за температурою, дають велику витрату - або дебіт при бурінні.

Потоки, що залягають у таких зонах, мають часто турбулентний характер переміщення. З глибиною, у таких потоків, збільшується їхня температура води і мінералізація. (Кавказ, Памір, Камчатка й ін.). Їхня протяжність від 0,5 до 0,8 км, глибина залягання - до 15 м.

6.4 Карстові води, умови утворення, живлення, розвантаження. Гідрологічні особливості областей розвитку карсту.

Карстові або карстово - тріщинні води - підземні води, які залягають у пустотах і тріщинах, що утворилися в результаті вилуження і розчинення вапняків, мергелів, доломітів, ангідридів і солей (галіт і ін.). Закарстованість спостерігається до декількох сотень метрів.

Підземні води карсту - печери, це відкриті тріщини і різноманітного роду канали - протяжністю на багато кілометрів. Вони часто, цілком або частково, заповнені водою. Іноді утворюють цілі підземні річки.

Переважає режим переміщення карстових вод - ламінарний і тільки в зоні аерації і біля верхньої межі зони насичення - турбулентний.

Переміщення підземних вод в умовах карсту відбувається більш інтенсивно. Продуктивність потоків карстових вод звичайно значно більше (дебіт джерел 1-10 м³/с).

Найбільше карстове джерело знаходиться в долині р. Ури (Червоний ключ), дебіт у межень - 12-15 м³/с, навесні - до 50 м³/с.

Через нестійкість характеру живлення максимальний і мінімальний дебіт і рівень цих вод надто коливаються (відрізняються в десятки і сотні

разів).

На карстових територіях губляться струмки, і навіть значні річки (типу Ангари) зменшують свою витрату. Взаємозв'язок поверхневих і карстових вод дуже тісний і складний. Деякі джерела на поверхні з'являються декілька разів.

За характером переміщення і режиму карстових вод Д.С.Соколов виділяє такі зони:

а) **зона аерації** - переміщення води інфільтраційне, спадне, в основному по вертикальним тріщинам. Місцеві водоупорі іноді створюють висячі карстові потоки.

б) **зона сезонного коливання рівня** - при посиленому підйомі рівня води, він зливається з нижньою зоною, а в періоди спаду приєднується до зони аерації. При високому рівні вода рухається горизонтально, а при низькому - вертикально.

в) **зона повного насичення** - із переміщенням води в сторону річкової долини, врізаної в карстові породи. Подошва її розташовується нижче горизонту поверхневих вод, переміщення води спрямовано знизу нагору. Тут знаходяться основні запаси води.

г) **зона глибинної циркуляції** - підземні води повільно рухаються до осередків розвантаження, можуть знаходитися вище і нижче рівня моря. Швидкість у цій зоні - 1 - 5 см /рік.

Питання для самоперевірки:

1. Умови виникнення напірних вод. Живлення, поширення, розвантаження.
2. Характерні риси артезіанських вод.
3. За рахунок чого в артезіанських водоносних горизонтах утворюється напір?
4. Зв'язок напірних вод із поверхневими водотоками. Зональність артезіанських вод.
5. Які гідрогеологічні показники та особливості водоносних горизонтів можна з'ясувати за картами гідроізоп'єз?
6. Зональність напірних вод.
7. Тріщинні води, умови утворення, залягання, живлення, розвантаження.
8. Гідродинамічні особливості тріщинних вод.
9. Карстові води, умови утворення, живлення, розвантаження.
10. Гідрологічні особливості областей розвитку карсту.

7 Рух підземних вод у зоні насичення. Закони фільтрації.

7.1 Характеристика руху підземних вод.

Підземні води рухаються в пористій або тріщинуватому середовищі під дією градієнту гідростатичного напору або тиску. Під впливом сили тяжіння від областей живлення, де рівень їх найбільший до області розвантаження, де відмітки рівня їх найменші.

Областями живлення підземних вод є гірські хребти, вододільні рівнини і інші підвищення рельєфу. Области живлення можуть бути приурочені до водоймищ, зрошувальних каналів і ін.

Розвантаження підземних вод відбувається в річкових долинах, ярах, балках, місцях різких перегинів рельєфу в передгір'ях.

Штучне розвантаження підземних вод спостерігається при відборі підземних вод свердловинами, колодязями, осушувальними каналами.

Напрямок руху ґрунтових вод майже завжди збігається з похилом рельєфу.

Фільтрація руху підземних вод у порах рихлих порід і в тріщинах скельних порід спостерігається коли пори і тріщини цілком заповнені водою.

Якщо рух води відбувається в породах не цілком насичених водою, те його називають *інфільтрацією*. Просочування опадів через зону аерації - приклад інфільтрації.

При вивченні умов руху підземних вод реальний потік замінюється фіктивним фільтраційним потоком, що рухається по всьому перетину водоносного пласта.

При цьому кількість води, що проходить в одиницю часу через перетин пор і тріщин, відносять до всього поперечного перетину середовища, що фільтрує у цілому, одержуючи осереднену характеристику фільтраційного потоку.

Рух підземних вод у гірських породах може бути ламінарним або турбулентним. У природних умовах переміщення води в пористому середовищі частіше всього ламінарне. У крупних пустотах і тріщинах, а також при відкачках із свердловин, переміщення може перейти в турбулентне.

7.2 Гідродинамічні елементи підземного потоку і їх визначення.

Основними гідродинамічними елементами фільтраційного потоку є: *потужність, ширина, величина напору, гідравлічний уклон і напірний градієнт, швидкість фільтрації, витрата, лінії токів і лінії рівних напорів.*

1. *Потужність потоку (h, m)* визначається товщиною водонасичених гірських порід у межах водоносного горизонту. У потоках ґрунтових

вод - це відстань від вільної поверхні дзеркала води до водоупору (h).

У потоках напірних вод - це товщина водоносного пласта між його верхньою і нижньою границями (водоупорами) (m),

2. *Ширина потоку* (B) - вимірюється в перетині перпендикулярному напрямку його руху. Вона залежить від поширення водоносних відкладів, а також від режиму живлення і розвантаження.

Як потужність, так і ширина потоку можуть змінюватися на різних його ділянках, викликаючи зміну і інші характеристики.

3. Під *напором потоку* розуміють розмір п'єзометричного напору (H), обумовлений положенням вільної або п'єзометричної поверхні до площини порівняння.

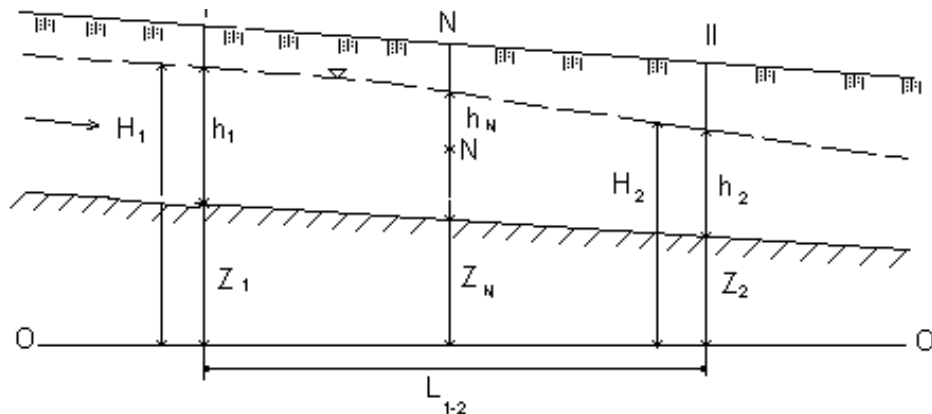


Рис. 7.1 - Гідродинамічні елементи підземного потоку.

Термін п'єзометричний напір, введений у науку Д. Бернуллі, виражається він рівнянням

$$H = \frac{P}{\gamma} + Z + \frac{g^2}{2g}, \quad (7.1)$$

де P - гідростатичний тиск у досліджуваній точці потоку;

$\gamma = \rho \cdot g$ - об'ємна маса води (вага);

Z - висота положення досліджуваної точки потоку щодо площини порівняння θ ;

$\frac{g^2}{2g}$ - висота швидкісного напору

(g - швидкість фільтрації, g - прискорення вільного спаду).

Величина $\frac{g^2}{2g}$ у потоці підземних вод дуже мала, тому нею можна знехтувати.

Вираз $\frac{P}{\gamma}$ замінюється на h_p , що називається *п'єзометричною ви-*

сотою - висота, на котру піднімається вода над даною точкою потоку під впливом гідростатичного тиску в цій точці.

П'єзометричний напір складається з двох величин:

п'єзометричної висоти h_p і висоти даної точки потоку над вибраною площиною порівняння напорів Z , тобто

$$H = h_p + Z, \text{ наприклад, } H_N = h_p + Z_N$$

Якщо, наприклад, визначається напір у точці N , то його розмір (як у ґрунтовому, так і в напірному потоку) дорівнює висоті положення цієї точки над обраною площиною порівняння - Z_N і плюс висота стовпа води над точкою N - h_p .

Якщо ґрунтовий потік має горизонтальне водонепроникне ложе, то площину порівняння припустимо приймати на рівні водоупору.

4. При русі води через породи гірських порід частина п'єзометричного напору губиться на тертя, виникає похил поверхні підземних вод у бік їхнього руху, створюється *падіння (градієнт) напору*.

Напірний градієнт або **гідравлічний похил** визначається відношенням падіння напору до довжини шляху фільтрації, в межах якого цей спад відбувається.

$$I_{\text{сеп}} = \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}} = \frac{\Delta H_{1-2}}{L_{1-2}}, \quad (7.2)$$

де ΔH_{1-2} - різниця п'єзометричних напорів у перерізі 1-2;

L_{1-2} - відстань між перерізами.

Розмір напірного градієнта для природних потоків підземних вод звичайно невеликий - коло 0,001 - 0,0001.

Якщо зробити вертикальний переріз у напрямку руху, то одержимо *криву зниження напору*; у ґрунтових водах - це **крива депресії**, у напірних водах - **п'єзометрична крива**.

5. **Швидкість фільтрації** характеризує витрату потоку, віднесену до площі його поперечної течії. Вона є розміром фіктивним, тому що в реальних умовах рух води здійснюється тільки через площу перерізу пор і тріщин у гірських породах. Фактична ж швидкість руху води в пористому середовищі завжди більше фільтраційної швидкості:

$$g_\phi = \frac{Q}{F}; \quad g_o = \frac{g_\phi}{n}; \quad g_o \geq g_\phi; \quad n - (\text{коефіцієнт пористості}) < 1 \quad (7.3)$$

Середня швидкість фільтрації на ділянці 1-2 визначається відповідно до закону Дарсі:

$$Q_{сер} = \kappa_{сер} \cdot I = \kappa_{сер} \cdot \frac{\Delta H_{1-2}}{L_{1-2}} \quad (7.4)$$

6. **Витрата** потоку підземних вод - це об'єм води, що протікає через поперечний перетин водоносного пласта в одиницю часу;

$$Q = VF \quad (7.5)$$

$$\text{для ґрунтового потоку} - Q = k_{сер} \cdot I_{сер} \cdot h_{сер} \cdot B_{сер}; \quad (7.6)$$

$$\text{для напірного потоку} - Q = k_{сер} \cdot I_{сер} \cdot m_{сер} \cdot B_{сер} \quad (7.7)$$

Звичайно при оцінці умов фільтрації визначається не повна витрата потоку, а **одинична витрата** - q , тобто витрата потоку, що припадає на 1м його ширини.

$$\text{для ґрунтового потоку} - q = \frac{Q}{B_{сер}} = k_{сер} \cdot I_{сер} \cdot h_{сер} = -kh \frac{dH}{dL}; \quad (7.8)$$

$$\text{для напірного потоку} - q = \frac{Q}{B_{сер}} = k_{сер} \cdot I_{сер} \cdot m_{сер} = -km \frac{dH}{dL} \quad (7.9)$$

7. При визначенні основних гідродинамічних характеристик потоку необхідно враховувати напрямок руху підземних вод на ділянці.

Напрямок руху потоку характеризується **лініями токів**, що збігаються з траєкторіями руху частинок рідини фільтраційного потоку.

Лінії перпендикулярні лініям токів, являють собою **лінії рівних напорів**. Проекції ліній рівних напорів на горизонтальну площину являють собою **гідроізогінси** для ґрунтових вод або **гідроізон'ези** (для напірних вод).

Сукупність взаємно перпендикулярних ліній токів і ліній рівних напорів подає **гідродинамічну сітку фільтраційного потоку**.

Їх одержують або експериментально на основі моделювання умов фільтрації в лабораторних умовах, або шляхом графічної побудови.

Гідродинамічні сітки використовуються для якісної і кількісної оцінки підземних вод.

За ними можна легко визначити всі основні елементи потоку: **п'єзометричний напір, напірний градієнт, швидкість фільтрації**.

П'єзометричний напір у будь-якій точці визначається за значенням ліній рівного напору (якщо точка знаходиться між ізолініями, то його значення визначається інтерполяцією).

При визначенні напірного градієнта $I = \frac{\Delta H}{\Delta l}$, через точку проводиться лінія току рівнобіжна двом сусіднім, визначається в масштабі довжина шляху фільтрації.

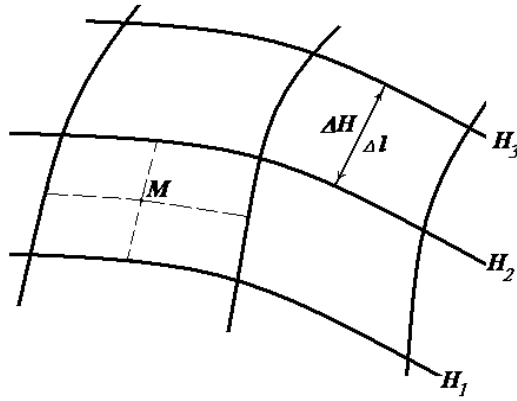


Рис. 7.2 - Лінії рівного напору

Напрямок руху потоку встановлюється по лініях току гідродинамічної сітки.

Швидкість фільтрації визначається як $\mathcal{Q}_{сер} = \kappa_{сер} \cdot I$ за формулою Дарсі.

Витрата потоку обчислюється як сума витрат елементарних осередків по усіх виділених стрічках току (обмежена ділянка двома сусідніми лініями току фільтрації).

Сталий рух підземних вод характеризується сталістю в часі в будь-якому перетині: потужності напірного градієнту, швидкості фільтрації, витрати.

При зміні в часі цих характеристик руху називається **несталим**.

Рівномірний рух - $I = const$ і $v = const$;

нерівномірний рух - $I \neq const$ і $v \neq const$, (I - градієнт, v - швидкість)

7.3 Основні гідродинамічні особливості потоків підземних вод.

Гідродинамічні особливості потоків підземних вод полягають у зміні гідродинамічних елементів потоку під впливом природних і штучних факторів.

Основними факторами є: 1) ступінь водонасиченості гірських порід, 2) умови залягання і гідравлічний характер потоку, 3) умови живлення і розвантаження, 4) фільтраційні властивості гірських порід і властивості рідини, що фільтрує, 5) форма і характер меж, граничні умови.

1) За ступенем водонасиченості виділяють зону аерації і зону насичення або фільтрації.

2) За умовами залягання в зоні насичення виділяються два основних типи потоків: безнапірні і напірні.

3) За умовами живлення і розвантаження виділяються три типи потоків:

а) потоки з зосередженим живленням і розвантаженням; гідроди-

намічні особливості цього типу потоків полягають у сталості їхніх витрат на всьому шляху руху;

б) потоки з розсіяним живленням і розвантаженням;

в) потоки зі змішаним живленням і розвантаженням. Їхні особливості виявляються на різних ділянках по-різному в залежності від умов живлення і розвантаження.

4) За *фільтраційними властивостями* водоносні гірські породи можуть бути *ізотропними* (фільтраційні властивості в усіх напрямках однакові) і *анізотропними* (залежать від напрямку). Ізотропні - піски, пісковики, вапняки. Анізотропні - леси, лесовідні суглинки, стрічкові глини.

Це зумовлено структурними і текстурними особливостями гірських порід.

На умови фільтрації впливають і властивості рідини що фільтрує - в'язкість, щільність.

5) Потоки підземних вод мають *границі природні і штучні*.

Нижньою границею є водонепроникна основа. Вона може бути горизонтальною або похилою.

Верхня границя - підшва водонепроникного пласта, що перекриває водоносний пласт - для напірних вод, а в безнапірних водах - їх вільна поверхня.

Бокові границі - це зони дренажу і живлення водоносного пласта. Природними границями потоків підземних вод можуть бути річки, яри та інші водоймища або границі з породами, проникність яких відмінна від проникності водоносного пласта. Штучні границі - контури інженерних споруджень.

Якщо межа водоносного пласта знаходяться на більшому віддаленні від досліджуваної ділянки і не впливають на умови фільтрації, то потік розглядається як *необмежений*. Якщо віддалена тільки одна границя - *напівобмежений у плані*. Якщо враховуються умови на обох бокових границях, то це *обмежений у плані*.

Подальша типізація потоків підземних вод, по граничних умовах, виробляється по ознаці сталості або зміни напору, або витрати потоку на границях водоносного пласту.

У залежності від форми і характеру межі у плані і у розрізі, утворюються різноманітні за видами і структурою потоки.

Для зручності розгляду гідродинамічних особливостей потоків вводиться поняття *мірності потоку*; котрий відтворює вид і структуру.

Виділяються потоки з однією складовою - *одномірні*, двома - *двомірні* і відповідно - *тривимірні*.

У *реальних природних умовах підземні потоки є тривимірними* (просторовими), у яких напори, швидкості і витрати в кожний момент часу повинні визначатися як функція трьох координат простору (X, Y, Z).

Незважаючи на те, що розміри потоків у плані набагато більше їхньої потужності, їх можна розглядати як двомірні (X, Y)

7.4 Основні закони фільтрації.

Французький інженер - гідралік *А. Дарсі* експериментально встановив: що при ламінарному прямуюванні підземних вод, кількість води Q , що фільтрується через пористе середовище в одиницю часу, прямо пропорційно площі перерізу F , різниці рівнів ΔH , під дією якої відбувається фільтрація і обернено пропорційна довжині шляху фільтрації l .

Це лінійний закон фільтрації.

У глинистих породах фізично пов'язана вода практично цілком перекриває переріз пор.

Для виникнення фільтрації в таких породах необхідно створити градієнт напору, що перевищує деякий початковий напірний градієнт.

При виникненні напірного градієнту, що перевищує початковий градієнт, відбувається фільтрація, що підпорядковується лінійному закону Дарсі

$$Q = k \cdot (I - I_0).$$

Значення I_0 у глинистих породах біля 20 - 30.

Лінійний закон фільтрації застосовується із достатньою точністю не тільки для пісків, але і для піщано-галькових утворень і навіть тріщинуватих порід при дійсних швидкостях руху підземних вод до 1000 м/д.

Отже, для рішення гідрогеологічних задач у більшості випадків можна користуватися лінійним законом фільтрації, тому що швидкості перевищуючі 1000 м/д. зустрічаються рідко.

У крупноуламкових і надто тріщинуватих породах зберігається ламінарний режим руху води, якщо вона рухається з малою швидкістю, але при значних швидкостях цей режим порушується і розвивається турбулентний рух.

За межами придатності закону Дарсі найбільше зручна формула:

$$I = a \cdot Q + b \cdot Q^2, \quad (7.10)$$

a і b - коефіцієнти, обумовлені експериментально;

при $b = 0$ утворюється формула Дарсі ($a = \frac{I}{k}$)

При більших швидкостях фільтрації членом ($a \cdot Q$) можна знехтувати, тоді утворюється формула запропонована *Шезі - Краснопольським* для турбулентного руху в проникних породах

$$Q = k_T \sqrt{I}; \quad I = b \cdot Q^2 \quad \text{при} \quad b = \frac{I}{k_T^2}. \quad (7.11)$$

k_T - коефіцієнт турбулентної фільтрації, обумовлений дослідями.

При турбулентному ході швидкість фільтраційного потоку пропорційна його похилу в ступені $1/2$.

Питання для самоперевірки:

1. Гідродинамічні елементи підземного потоку і їх визначення.
2. Основні гідродинамічні особливості потоків підземних вод.
3. Основні закони фільтрації.

8 Рух підземних вод із вільною поверхнею в однорідних водоносних пластах.

8.1 Загальна характеристика руху підземних вод в однорідних водоносних пластах.

При оцінці умов сталої фільтрації підземних вод, приймають, що потоки складаються з великого числа слабо нахилених струминок. Вертикальні складові швидкості фільтрації, у порівнянні з горизонтальними, дуже малі і ними можна знехтувати, горизонтальні ж складові швидкості фільтрації приймаються постійними по глибині.

Це положення є основною передумовою для виведення формул руху **по Дюпюї** відкритих потоків підземних вод.

Сталий рух потоків підземних вод може бути рівномірним і нерівномірним.

При **рівномірному** ході швидкість потоку і похил поверхні підземних вод постійні. Такий вид руху можливий у двох випадках: при поступі напірних вод в артезіанському пласті постійної товщини, або при поступі безнапірного потоку ґрунтових вод по похилій водонепроникній основі зі зберіганням сталості товщини потоку. Такі випадки в природі рідкі. Звичайно рух підземних вод буває нерівномірним.

Нерівномірний рух - це переміщення, коли товщина водоносної товщі, швидкість фільтрації і похил поверхні підземних вод змінні, їх п'єзометрична, або депресійна, поверхня є криволінійною.

При вивченні природних потоків підземних вод звичайно вирішуються прямі і зворотні задачі.

До прямих задач відносяться: 1) визначення витрати підземних вод і інших елементів потоку; 2) побудова депресійної кривої.

Обернені задачі пов'язані з означенням гідрогеологічних параметрів, що характеризують область фільтрації або умови живлення, за даними про розподіл напорів.

Потік підземних вод може бути одномірним і двомірним, а водоносний пласт може підстилатися горизонтальним і похилим водоупором. У залежності від цього, рівняння руху підземних вод будуть різноманітними.

Витрата потоку по шляху переміщення може бути постійною, або може змінюватися. Причинами зміни витрати може бути живлення підземних вод за рахунок інфільтрації, або випаровування з їхньої поверхні.

У випадку *інфільтрації* утвориться *опукла поверхня підземних вод*, у випадку *випаровування* - *вгнута*. При інтенсивній інфільтрації на окремих ділянках, наприклад, при поливах на масивах зрошування, на поверхні підземних вод утворюються горби.

Витрата потоку ґрунтових вод може змінюватися в зв'язку з перетіканням води в горизонти, що поглинають, або в результаті підживлення артезіанськими водами. У першому випадку витрата потоку в напрямку фільтрації зменшується, у другому - збільшується.

8.2 Розрахунок одиничної витрати і ординат кривої депресії ґрунтового потоку по методу Дюпюї.

Витрата *ґрунтового* потоку при горизонтальному заляганні водонепроникної підстави в загальному виді, виражається формулою

$$Q = Fv = Bh, \quad (8.1)$$

де $F = Bh$ - площа поперечного перерізу потоку (B - ширина потоку, h - товщина потоку);

$u = kI$ - швидкість фільтрації (k - коефіцієнт фільтрації, I - напірний градієнт).

Якщо розділити ліву і праву частини формули на B , те одержимо

$$Q/B = q = khi \quad (8.2)$$

Розмір q називається *одиничною витратою потоку*, тобто витратою, віднесеною до одиниці ширини потоку. Одинична витрата потоку - величина постійна при сталому русі.

При горизонтальному заляганні водонепроникної основи ($H = h$), напірний градієнт (уклон) ґрунтового потоку, $I = -\frac{dh}{dx}$ отже, $q = -kh \frac{dh}{dx}$.

Інтегруючи це рівняння від перерізу 1 до перерізу 2, одержуємо

$$\frac{q}{k} \cdot (x_2 - x_1) = \frac{h_1^2 - h_2^2}{2}; \quad \text{звідки} \quad (8.3)$$

$$q = k \cdot \frac{(h_1^2 - h_2^2)}{2 \cdot (x_2 - x_1)} = k \cdot \frac{(h_1^2 - h_2^2)}{2 \cdot L_{1-2}} \quad (8.4)$$

загальна витрата плоского потоку підземних вод із вільною поверхнею

$$Q = B \cdot q = B \cdot k \cdot \frac{(h_1^2 - h_2^2)}{2 \cdot L_{1-2}} \quad (8.5)$$

Ця формула виведена Дюпюї

Вона запропонована для одиничної витрати потоку підземних во, із вільною поверхнею, при сталому поступі, в однорідному пласті, із горизонтальним водонепроникним ложем.

Ця формула може бути отримана, виходячи із середніх значень

$h_{сер}$ і $I_{сер}$

$$h_{cep} = \frac{h_1 + h_2}{2}; \quad I_{cep} = \frac{h_1 - h_2}{L_{1-2}}; \quad \text{тоді} \quad (8.6)$$

$$q = k \cdot h_{cep} \cdot I_{cep} = k \cdot \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot \frac{h_1 - h_2}{L_{1-2}} = k \cdot \frac{h_1^2 - h_2^2}{2 \cdot L_{1-2}} \quad (8.7)$$

Вона показує, що вільна поверхня потоку підземних вод при відсутності інфільтраційного живлення має параболічну форму.

Побудова кривої депресії.

Крива депресії потоку підземних вод являє собою положення рівня вільної поверхні ґрунтових вод або п'єзометричної поверхні напірних вод. Для її побудови необхідно мати дані про рівні води H_1 і H_2 у двох перетинах (свердловинах), що знаходяться на відстані L_{1-2} одна від іншої.

За цими даними можна обчислювати ординату рівня води H_x (h_x) у будь-якому заданому перерізі, розташованому на відстані x від першого перерізу.

Тому що за умовою задачі потік не має живлення на шляху свого руху, то його витрата по всіх перерізах є незмінною.

Відповідно до рівняння Дюпюї:

$$q_{1-2} = k \cdot \frac{(h_1^2 - h_2^2)}{2 \cdot L_{1-2}}; \quad (8.8)$$

$$\text{для ділянки } \underline{1-x} - q_{1-x} = k \cdot \frac{(h_1^2 - h_x^2)}{2 \cdot x}; \quad (8.9)$$

$$k \cdot \frac{(h_1^2 - h_2^2)}{2 \cdot L_{1-2}} = k \cdot \frac{(h_1^2 - h_x^2)}{2 \cdot x}; \quad (8.10)$$

$$(h_1^2 - h_2^2) \cdot x = L_{1-2} \cdot h_1^2 - L_{1-2} \cdot h_x^2; \quad (8.11)$$

$$h_x = \sqrt{h_1^2 - \frac{h_1^2 - h_2^2}{L_{1-2}} \cdot x} \quad - \text{це рівняння параболи.} \quad (8.12)$$

8.3 Розрахунок одиничної витрати і ординати кривої депресії ґрунтового потоку для похилого залягання водоупору за методом Каменського Г.М.

При похилому водоупорі витрату ґрунтових вод можна визначити за наближеною формулою *Г. М. Каменського*:

$$q = k \cdot \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}}, \quad (8.13)$$

де H_1 і H_2 - напори підземних вод, що відлічуються від будь-якої горизонтальної площини порівняння, але не від похилої водонепроникної основи.

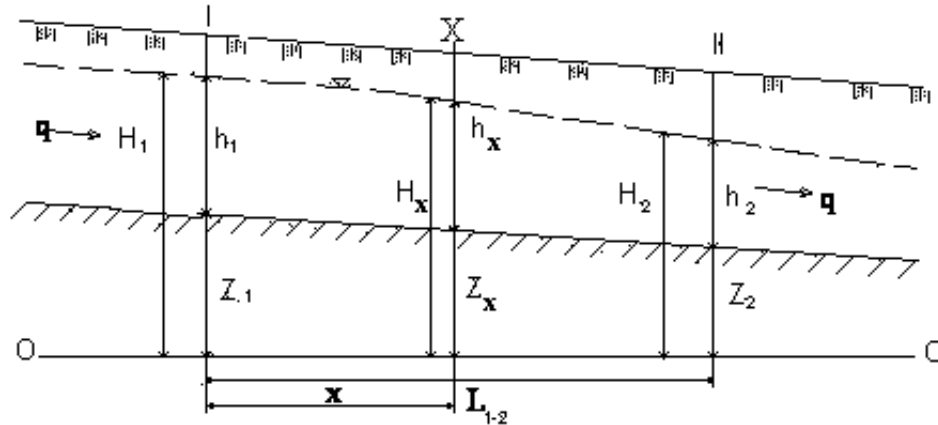


Рис. 8.1 - Розрахункова схема для визначення одиничної витрати ґрунтового потоку при похилому водоупорі.

Формула має наближений характер, тому що при виведенні її, змінна потужності потоку h була замінена середньою потужністю $h_{сер}$.

Для побудови депресійної кривої, із рівняння Каменського Г.М., замінимо h_2 і H_2 на h_x і H_x . Це можливо через сталість q для будь-яких двох перерізів потоку.

$$q = k \cdot \frac{h_1 + h_x}{2} \cdot \frac{H_1 - H_x}{x} \quad (8.14)$$

Для ділянки потоку довжиною x ухил можна виразити через рівняння

$$i = \frac{z_x - z_1}{x} = \frac{(H_x - h_x) - (H_1 - h_1)}{x} \quad (8.15)$$

Якщо відомі розміри одиничної витрати q , коефіцієнта фільтрації k і ухил водонепроникного ложа i , то при заданому значенні x , ці два рівняння являють собою систему з двома невідомими h_x і H_x . При її розв'язанні одержимо:

$$h_x = -\frac{i \cdot x}{2} + \sqrt{\left(h_1 - \frac{i \cdot x}{2}\right)^2 - \frac{2 \cdot q}{k} \cdot x}; \quad (8.16)$$

$$H_x = H_1 - \left(h_1 - \frac{i \cdot x}{2}\right) + \sqrt{\left(h_1 - \frac{i \cdot x}{2}\right)^2 - \frac{2q}{k}x} \quad (8.17)$$

Якщо ж витрата невідома, то відповідно до формули Каменського Г.М. будемо мати:

$$H_x = H_1 - \left(h_1 - \frac{i \cdot x}{2}\right) + \sqrt{\left(h_1 - \frac{i \cdot x}{2}\right)^2 - \frac{(h_1 + h_2) \cdot (H_1 - H_2)}{L_{1-2}}x} \quad (8.18)$$

$$\text{При цьому} \quad H_x = h_x + z_x = h_x + z_1 + i \cdot x \quad (8.19)$$

Проте отримані рівняння є наближеними і вірні *тільки при постійних* значеннях q , k , і i , де похил має невеликі значення і визначається за рівнянням:

$$i = \frac{z_2 - z_1}{L_{1-2}} = \frac{H_2 - h_2 - H_1 + h_1}{L_{1-2}} \quad (8.20)$$

Якщо на досліджуваній ділянці ухил водонепроникного ложа помітно змінюється, те ці рівняння використовувати не можна. У цьому випадку необхідно попередньо виділити ділянки з постійними ухилами.

При **радіальних потоках** підземних вод, що часто спостерігаються на поворотах і на прямолінійних ділянках річкових долин, Г.М.Каменський рекомендує користуватися таким рівнянням:

$$Q = k \cdot \frac{B_1 - B_2}{\ln B_2 - \ln B_1} \cdot \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L_{1-2}}, \quad (8.21)$$

де B_1 і B_2 - ширина потоку у двох його перерізах.

8.4 Розрахунок одиничної витрати і ординати кривої депресії напірних вод по методах Каменського, Давидовича і Біндемана; їх порівняльна характеристика.

Одинична витрата потоку напірних вод при постійній потужності водоносного пласта визначається за диференціальним рівнянням:

$$q = -km \frac{dH}{dx}, \quad (8.22)$$

де m - потужність шару, $\frac{dH}{dx}$ - напірний градієнт.

Для $km = const$, після інтегрування, одержимо розрахункову формулу

$$q = k \cdot m \cdot \frac{H_1 - H_2}{x_1 - x_2} = km \cdot \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}} \quad (8.23)$$

В умовах пласта змінної товщини напірний потік рухається нерівномірно, тобто швидкість фільтрації змінюється від перерізу до перерізу. Крива депресії при цьому набуває криволінійного характеру. При збільшенні товщини пласта по напрямку переміщення потоку крива буде мати вгнутий характер, а при зменшенні - опуклий.

Одиничну витрату напірного потоку змінної потужності за Каменським Г.М. приблизно можна розрахувати за формулою:

$$q = k \cdot \frac{m_1 + m_2}{2} \cdot \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}} \quad (8.24)$$

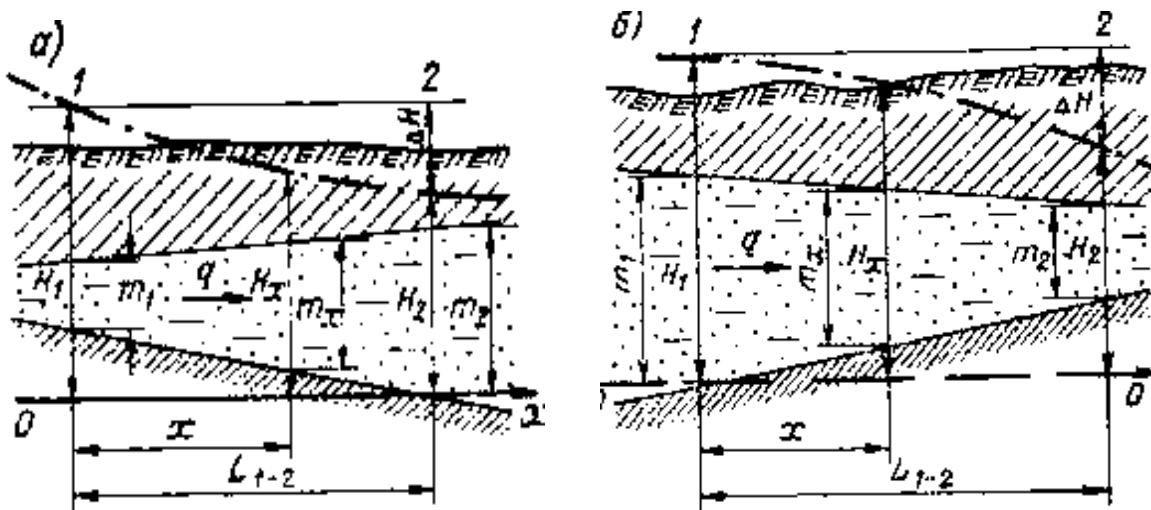


Рис. 8.2 - Схема напірного потоку змінної потужності.

Ординати кривої депресії напірних потоків розраховуються за формулами:

для потоку з постійною потужністю:

$$H_x = H_1 - x \cdot \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}}, \quad (8.25)$$

для потоку зі змінної потужністю:

$$H_x = H_1 - \frac{m_1 + m_2}{m_1 + m_x} \cdot \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}} \cdot x \quad (8.26)$$

В.І. Давидович і М.М. Біндеман вивели більш точну розрахункову формулу *одиночної витрати напірних вод для випадку лінійної зміни потужності* потоку.

Розв'язання виконується на основі інтегрування диференціального рівняння Дюпюї з урахуванням змінного значення потужності m , що підпорядковується лінійній залежності.

Для обох випадків зміни потужності, у будь-якому перерізі, розташованому на відстані x від перерізу 1, потужність визначається за формулою:

$$m = m_1 + x \cdot \frac{m_2 - m_1}{L_{1-2}} \quad (8.27)$$

Після інтегрування рівняння: $q = -km \cdot \frac{dH}{dx}$ для напірних вод, одержуємо розрахункову формулу

$$q = k \cdot \frac{m_2 - m_1}{\ln m_2 - \ln m_1} \cdot \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}} \quad (8.28)$$

Ординати кривої депресії напірних потоків за Давидовичем і Біндеманом:

$$H_x = H_1 - \frac{m_2 - m_1}{m_x - m_1} \cdot \frac{\ln m_x - \ln m_1}{\ln m_2 - \ln m_1} \cdot \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}} \quad (8.29)$$

Порівнюючи запропоновані методи, слід зазначити, що для *безнапірних вод* метод Каменського Г.М. є загальним випадком, а метод Дюпюї - окремий випадок, тому що справедливий тільки при $h = H$, тобто для $i=0$. Але тому що Каменський Г.М. припускає лінійну зміну потужності водоносного пласта по довжині і вводить середній параметр $h_{сер}$, то і його метод носить наближений характер.

Для напірних вод метод Давидовича і Біндемана точніше за методом Каменського Г.М., тому що враховує нелінійний характер зміни товщини водоносного пласта по шляху фільтрації.

Питання для самоперевірки:

1. Характеристика руху підземних вод в однорідних водоносних пластах.
2. Розрахунок одиничної витрати ґрунтового потоку за методом Дюпюї.
3. Розрахунок ординати кривої депресії ґрунтового потоку за методом Дюпюї.
4. Розрахунок одиничної витрати ґрунтового потоку для похилого залягання водоупору за методом Каменського Г.М.
5. Розрахунок ординати кривої депресії ґрунтового потоку для похилого залягання водоупору за методом Каменського Г.М.
6. Розрахунок одиничної витрати і ординати кривої депресії напірних вод за методами Каменського, Давидовича і Біндемана; їхня порівняльна характеристика.

9 Рух підземних вод у неоднорідних водоносних товщах.

9.1 Загальна характеристика руху підземних вод у неоднорідних водоносних товщах. Розрахунок середніх коефіцієнтів фільтрації неоднорідних порід.

Під неоднорідними водоносними товщами розуміють неоднорідні водоносні прошарки складені різними за літологічним складом (по водопровідності) породами в горизонтальному і вертикальному напрямку.

Неоднорідні водоносні шари в природі зустрічаються частіше, ніж однорідні. Особливо характерна неоднорідність для алювіальних відкладів річкових долин (нижня частина грубозернисті піски, а у верхньої - дрібнозернисті - суглинки, торфи).

Поряд зі зміною фільтраційних властивостей змінюється і товщина водоносного горизонту. Найбільше поширення одержали три типи неоднорідності:

- 1) шарувата неоднорідність (чергуються пласти водоносних порід);
- 2) двошарові шари (вертикальна неоднорідність) - верхній пласт має меншу неоднорідність, або навпаки);
- 3) горизонтальна неоднорідність.

Якщо фільтраційні властивості відрізняються не більш ніж у 5-10 разів, то умовно вважають область однорідною (осереднюється коефіцієнт фільтрації). Якщо різниця більша то такі прошарки уже вважають неоднорідними.

9.1.1 Розрахунок одиничної витрати і кривої депресії ґрунтового потоку в неоднорідних породах. Випадок вертикальної неоднорідності.

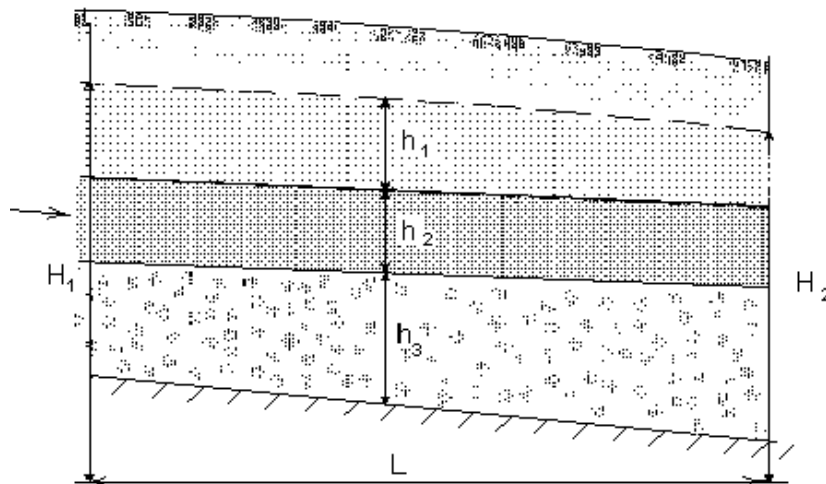


Рис. 9.1 - Рух підземних вод по напластуванню

Неоднорідність визначається шляхом розрахунку K в різних напрямках:

1. Рух підземних вод по напластуванню (паралельно напластуванням) на прикладі *безнапірного потоку*.

Одиничну витрату всього потоку в шаруватому шарі можна записати

$$Q = q_1 + q_2 + q_3 + \dots + q_n \quad (9.1)$$

Знаючи коефіцієнт фільтрації окремих шарів (K_1, K_2, \dots, K_n) і їхню потужність (h_1, h_2, \dots, h_n), за законом Дарсі ($q = kh$) одержуємо кілька рівнянь:

$$\left. \begin{array}{l} q_1 = k_1 h_1 I \\ q_2 = k_2 h_2 I \\ q_3 = k_3 h_3 I \\ \dots \dots \dots \end{array} \right\} \begin{array}{l} \text{Підсумовуючи праві і ліві частини} \\ \text{рівнянь, одержуємо:} \end{array} \quad (9.2)$$

$$q_n = k_n h_n I \quad q = (k_1 h_1 + k_2 h_2 + \dots + k_n h_n) I, \quad (9.3)$$

$$\text{але:} \quad q = k_{cep} h I \quad (9.4)$$

де k_{cep} - середній коефіцієнт всього водоносного шару,
 h - сумарна потужність всіх шарів = $(h_1 + h_2 + \dots + h_n) \dots$

При рівномірному русі депресійна крива являє собою пряму лінію.
 Дорівнюючи, знайдемо

$$(k_1 h_1 + k_2 h_2 + \dots + k_n h_n) I = k_{cep} h I, \quad (9.5)$$

одержуємо формулу визначення *середнього значення коефіцієнта фільтрації для шаруватої товщі*:

$$k_{cep} = \frac{k_1 \cdot h_1 + k_2 \cdot h_2 + \dots + k_n \cdot h_n}{h_1 + h_2 + \dots + h_n} \quad (9.6)$$

Його називають *середньозваженим* по потужності, *середнім, приведеним* або *еквівалентним*. Він є показником водопровідності всього комплексу неоднорідної товщі.

З урахуванням середнього коефіцієнта фільтрації, одинична витрата буде дорівнювати

$$q = \frac{k_1 \cdot h_1 + k_2 \cdot h_2 + \dots + k_n \cdot h_n}{h_1 + h_2 + \dots + h_n} \cdot (h_1 + h_2 + \dots + h_n) \cdot \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}}, \quad (9.7)$$

$$q = (k_1 \cdot h_1 + k_2 \cdot h_2 + \dots + k_n \cdot h_n) \cdot \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}} \quad (9.8)$$

Формула застосовна як до безнапірного, так і до напірного потоків. Для напірного замість h_1, h_2, \dots, h_n пишеться m_1, m_2, \dots, m_n .

9.1.2 Рух підземних вод у неоднорідних водоносних товщах з вертикальною шаруватістю перпендикулярно до напластування (на прикладі **безнапірного потоку**).

При фільтрації підземних вод перпендикулярно до напластування, коли окремі пласти мають різні коефіцієнти фільтрації і коли падіння напору буде однаковим для кожного окремого шару,

для кожного пласта за законом Дарсі

$$\text{для 1-го} \quad v_1 = k_1 \cdot I_1 = k_1 \cdot \frac{\Delta H}{h_1}, \quad (9.9)$$

$$\text{для 2-го} \quad v_2 = k_2 \cdot I_2 = k_2 \cdot \frac{\Delta H}{h_2}, \quad (9.10)$$

$$\text{для } n \text{-го} \quad v_n = k_n \cdot I_n = k_n \cdot \frac{\Delta H}{h_n} \quad (9.11)$$

де k - коефіцієнт фільтрації кожного пласта;

I - напірні градієнти; ΔH - падіння напору в кожному пласті.

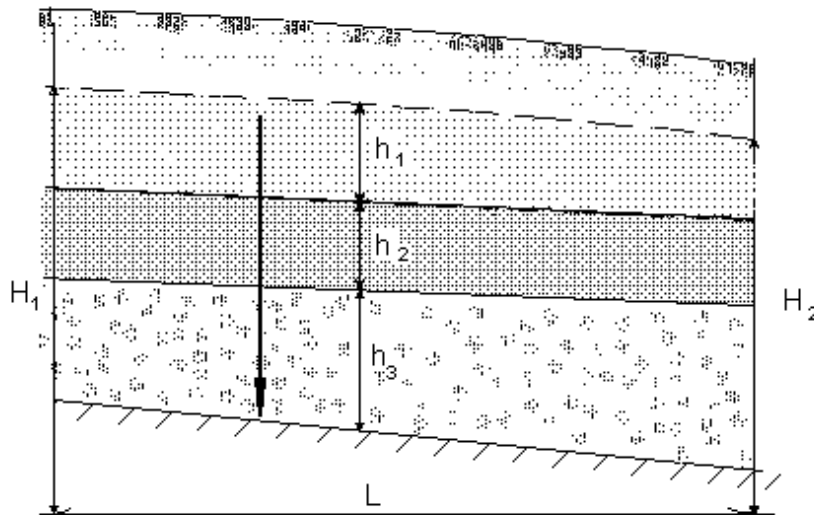


Рис. 9.2 - Рух підземних вод перпендикулярно до напластування.

З кожної формули знайдемо падіння напору, знаючи, що при рівномірному русі $v = const$, і $v_1 = v_2 = v_n$:

$$\text{для 1-го пласта } \Delta H_1 = \frac{v \cdot h_1}{k_1}, \quad (9.12)$$

$$\text{для 2-го пласта } \Delta H_2 = \frac{v \cdot h_2}{k_2}, \quad (9.13)$$

$$\text{для n-го пласта } \Delta H_n = \frac{v \cdot h_n}{k_n} \quad (9.14)$$

$$\text{Загальне падіння напору буде } \Delta H = \sum_1^n \Delta H_i, \quad (9.15)$$

але за законом Дарсі для шаруватої частини:

$$\Delta H = \sum_1^n \Delta H_i = v \cdot \left(\frac{h_1}{k_1} + \frac{h_2}{k_2} + \dots + \frac{h_n}{k_n} \right), \quad (9.16)$$

$$\text{тоді } \Delta H = k_{cp} \frac{\Delta H}{h_1 + h_2 + \dots + h_n} \cdot \left(\frac{h_1}{k_1} + \frac{h_2}{k_2} + \dots + \frac{h_n}{k_n} \right), \quad (9.17)$$

$$\text{звідси } k_{cp} = \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_n}{\frac{h_1}{k_1} + \frac{h_2}{k_2} + \dots + \frac{h_n}{k_n}}, \quad (9.18)$$

тоді:

$$\begin{aligned} Q &= w \cdot k_{cp} \cdot I = w \cdot k_{cp} \cdot \frac{\Delta H}{h} = w \cdot \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_n}{\frac{h_1}{k_1} + \frac{h_2}{k_2} + \dots + \frac{h_n}{k_n}} \cdot \frac{\Delta H}{h_1 + h_2 + \dots + h_n} = \\ &= \frac{w \cdot \Delta H}{\frac{h_1}{k_1} + \frac{h_2}{k_2} + \dots + \frac{h_n}{k_n}}; \quad Q = \frac{w \cdot \Delta H}{\frac{h_1}{k_1} + \frac{h_2}{k_2} + \dots + \frac{h_n}{k_n}}. \end{aligned} \quad (9.19)$$

Порівнюючи $k_{сер}$ для горизонтального і вертикального руху, можна переконатися, що перше значення буде максимальним ($k_{сер. гор} - max$), а друге мінімальним ($k_{сер. верт.} - min$).

При фільтрації під кутом до площини напластування відбувається переломлення фільтраційних потоків, що підкоряються правилу тангенсів:

$$\frac{tg\alpha}{tg\beta} = \frac{k_1}{k_2}, \quad (9.20)$$

де α - кут переломлення потоків з коефіцієнтом фільтрації k_1 ,
 β - кут переломлення потоків з коефіцієнтом фільтрації k_2 .

9.1.3 Випадок руху води в товщах складної будови, рух підземних вод у двошаровому пласті.

Розглянемо випадок, коли водоносна товща складається з двох горизонтальних пластів, які мають різну водопровідність.

Витрату всього потоку в будь-якому перетині можна розглядати як суму витрат верхнього і нижнього пластів. Передбачається, що у верхньому шарі знаходиться потік з вільною поверхнею, а в нижньому - напірний потік, обое мають єдину п'єзометричну поверхню.

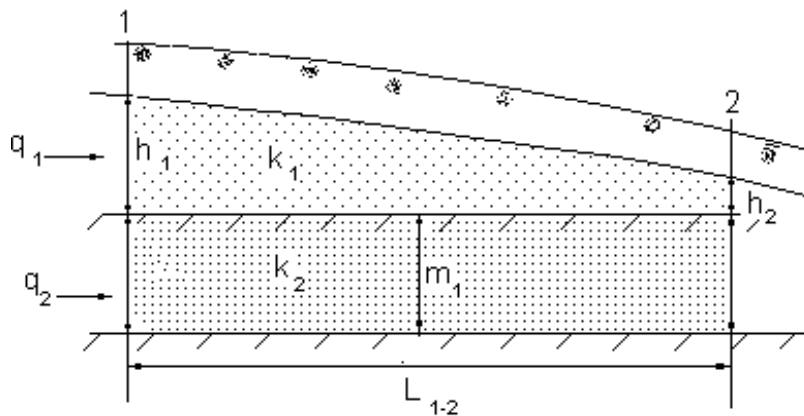


Рис. 9.3 - Рух підземних вод у двошаровому пласті.

$$q = q_1 + q_2 = \left(-k_1 \cdot h \cdot \frac{dh}{dx}\right) + \left(-k_2 \cdot m_1 \cdot \frac{dh}{dx}\right), \quad (9.21)$$

де q_1 - ґрунтовий потік; q_2 - напірний потік.

Розділивши змінні і взявши інтеграл, одержимо:

$$\int_{x_1}^{x_2} q dx = \int_{h_1}^{h_2} -k_1 h dh + \int_{h_1}^{h_2} -k_2 m_1 dh, \quad \text{і далі} \quad (9.22)$$

$$q \cdot (x_2 - x_1) = k_1 \cdot \frac{h_1^2 - h_2^2}{2} + k_2 \cdot m_1 \cdot (h_1 - h_2), \quad (9.23)$$

але тому що $x_2 - x_1 = L_{1-2}$, одержимо:

$$q = k_1 \cdot \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L_{1-2}} + k_2 \cdot m_1 \cdot (h_1 - h_2) \cdot \frac{1}{L_{1-2}} \quad (9.24)$$

Це рівняння застосовують і для товщ, що складені з трьох і більше пластів. У цьому випадку h_1 , і h_2 - товщини верхнього шару, а m_1 - сумарна товщина всіх інших пластів розташованих нижче. Замість k_1 варто засто-

совувати середньозважений коефіцієнт верхніх шарів.

Застосовується ця формула при співвідношенні $\frac{k_1}{k_2} \leq 10$.

9.1.4 Рух підземних вод у неоднорідному шарі з різкою зміною водопроникності в горизонтальному напрямку.

На схилах річкових долин за декількох десятиліть, у результаті кількарічного підвищення й зниження рівнів у багатоводні і меженні періоди, утвориться горизонтальна шаруватість гірських порід.

Такі зміни часто мають місце в річкових долинах, де розвинуті тераси, або на схилах річкових долин.

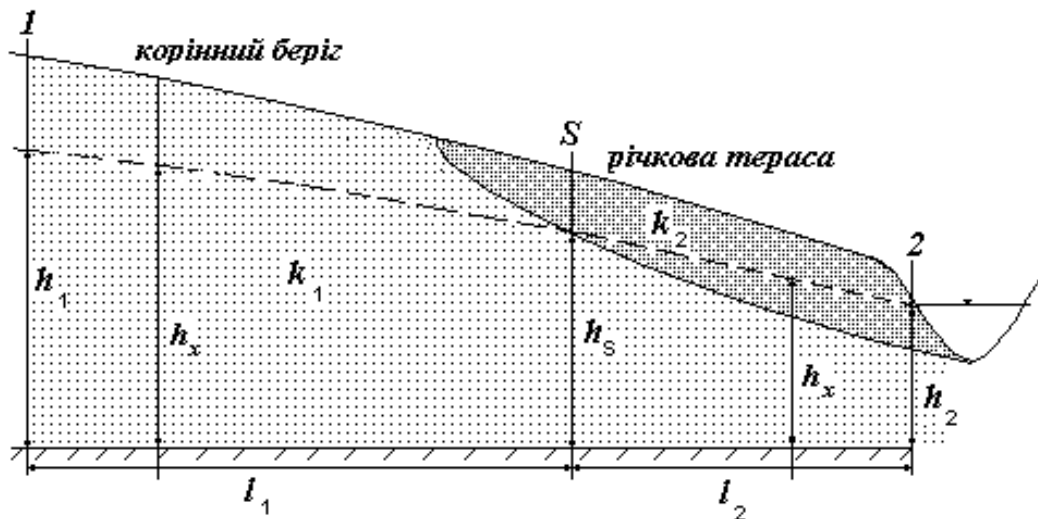


Рис. 9.4 - Випадок горизонтальної неоднорідності.

Напишемо рівняння одиничної витрати потоку окремо для ділянки корінного берега і річкової тераси,

для ділянки I-S:

$$q = k_1 \frac{h_1^2 - h_s^2}{2 \cdot l_1}, \quad (9.25)$$

відкіля
$$h_1^2 - h_s^2 = \frac{2 \cdot q \cdot l_1}{k_1}, \quad (9.26)$$

для річкової тераси S-2:

$$q = k_2 \cdot \frac{h_s^2 - h_2^2}{2l_2}, \quad (9.27)$$

відкіля
$$h_s^2 - h_2^2 = \frac{2ql_2}{k_2} \quad (9.28)$$

При підсумовуванні цих двох рівнянь, і виключивши h_s , одержимо:

$$h_1^2 - h_2^2 = 2q \cdot \left(\frac{l_1}{k_1} + \frac{l_2}{k_2} \right) \quad (9.29)$$

Розв'язавши рівняння відносно q , одержимо для одиничної витрати (формула Каменського Г.М.)

$$q = \frac{h_1^2 - h_2^2}{2 \cdot \left(\frac{l_1}{k_1} + \frac{l_2}{k_2} \right)} \quad (9.30)$$

Порівнявши праві частини рівняння для ділянки *I-S* і *S-2*, одержимо

$$h_s = \sqrt{\frac{k_1 h_1^2 l_2 + k_2 h_2^2 l_1}{k_1 l_2 + k_2 l_1}} \quad (9.31)$$

Ордината депресійної кривої h_x визначається окремо для ділянки корінного берега і річкової тераси з формули

$$h_x = \sqrt{h_1^2 - \frac{h_1^2 - h_2^2}{l_{1-2}} \cdot x} \quad (9.32)$$

Якщо ґрунтовий потік проходить по корінному берегу річкової долини і декількох терасах з різною водопровідністю, то формула виводиться аналогічно і виглядає так:

$$q = \frac{h_1^2 - h_n^2}{2 \cdot \left(\frac{l_1}{k_1} + \frac{l_2}{k_2} + \dots + \frac{l_n}{k_n} \right)}, \quad (9.33)$$

тут, l_1 і K_1 - довжина і коефіцієнт фільтрації корінного берега.

Для *напірного* потоку з різкою зміною водопровідності в горизонтальному напрямку можна одержати розрахункові формули, користуючись відомою підстановкою:

$$\frac{h^2}{2} = mH; \quad (9.34)$$

$$\left[q = -kh \frac{dh}{dx} = -k \frac{d}{dx} \left(\frac{h^2}{2} \right); \quad q = -km \frac{dH}{dx} = -k \frac{d}{dx} (mH) \right] \quad (9.35)$$

грунтовий потік

напірний потік

Даний спосіб дає можливість переходити від більш простих рішень напірного потоку до більш складних - для ґрунтового.

Для означення витрати потоку:

$$q = m \cdot \frac{H_1 - H_2}{\frac{l_1}{k_1} + \frac{l_2}{k_2}}, \quad (9.36)$$

для означення величини напору в проміжному перерізу:

$$H_s = \frac{k_1 H_1 l_2 + k_2 H_2 l_1}{k_1 l_2 + k_2 l_1} \quad (9.37)$$

Для визначення H_x у будь-якому перерізу використовується формула:

$$H_x = H_1 - \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}} \cdot x \quad (9.38)$$

Гідрометрична крива будується окремо для кожної ділянки (корінний берег і тераса).

У випадку чергового підйому рівня води в річці, або в будь-якому іншому водоймищі, особливий інтерес мають **прогнозні ординати кривої депресії**, які можна обчислити використовуючи вже розглянуті формули для випадку горизонтальної неоднорідності.

Підйом рівня в поверхневому водоймищі, який дронується підземним потоком, приведе до підпору ґрунтових вод.

У випадку, якщо при підпорі одинична витрата зберігається незмінною ($q = const$), порядок розрахунку підпору буде наступним:

а) у перерізі 2 визначається потужність потоку h_2'

$$h_2' = h_2 + \Delta H \quad (9.39)$$

б) визначається потужність ґрунтового потоку на стику порід з різним коефіцієнтом фільтрації h_s'

$$h_s' = \sqrt{h_2'^2 + \frac{2ql_{s-2}}{k_2}} \quad (9.40)$$

в) у перерізі 1 визначається потужність потоку h_1'

$$h_1' = \sqrt{h_s'^2 + \frac{2ql_{1-s}}{k_1}} \quad (9.41)$$

г) за формулами (9.32) і (9.38) визначаються ординати кривої депресії при підпорі, потужності h_{x1}' і h_{x2}' , підставляючи в них змінені параметри h_1' і h_2' .

Питання для самоперевірки

1. Характеристика руху підземних вод у неоднорідних водоносних товщах.
2. Розрахунок одиничної витрати ґрунтового потоку в неоднорідних породах. Випадок вертикальної неоднорідності. Рух підземних вод паралельно напластуванню.
3. Розрахунок ординати кривої депресії ґрунтового потоку в неоднорідних породах. Випадок вертикальної неоднорідності. Рух підземних вод паралельно напластуванню.
4. Розрахунок одиничної витрати ґрунтового потоку в неоднорідних породах. Випадок вертикальної неоднорідності. Рух нормально до напластування.
5. Розрахунок ординати кривої депресії ґрунтового потоку в неоднорідних породах. Випадок вертикальної неоднорідності. Рух перпендикулярно до напластування.
6. Розрахунок середніх коефіцієнтів фільтрації неоднорідних порід.
7. Розрахунок одиничної витрати ґрунтового потоку та ординати кривої депресії у двошаровому пласті.
8. Розрахунок одиничної витрати ґрунтового потоку у неоднорідному прошарку з різкою зміною водопроникності в горизонтальному напрямку.
9. Розрахунок ординати кривої депресії у неоднорідному шарі з різкою зміною водопроникності в горизонтальному напрямку.
10. Розрахунок одиничної витрати ґрунтового потоку і ординати кривої депресії у неоднорідному пласті зі зміною водопроникністю в горизонтальному напрямку при підйомі рівня в поверхневому водоймищі.

10 Рух підземних вод у межирічному масиві однорідної та неоднорідної будови, при наявності інфільтраційного живлення.

10.1 Рух підземних вод у межирічному масиві однорідної будови, при наявності інфільтраційного живлення.

У природі зустрічаються розглянуті раніше випадки, коли відсутнє надходження води за рахунок інфільтрації або фільтрації в товщі гірських порід, пролягаючих нижче.

Але частіше, особливо поблизу водоймищ, спостерігається постійний взаємозв'язок поверхневих і підземних вод. Водоспоживання, або надходження води в поверхневі водойми, приводить до зміни гідродинамічних параметрів підземного стоку.

Тому виникає необхідність розрахунку одиничної витрати, і особливо ординат кривої депресії, саме в таких умовах.

Для одержання розрахункових формул установимо обмеження, які в природних умовах зустрічаються частіше: сталість надходження води в часі, однорідність товщі водоносних пластів і горизонтальність водоупора.

Ці умови будуть граничними:

$$W = \text{const}, K = \text{const}, i = 0.$$

Відповідно до Каменського Г.М., одинична витрата ґрунтового потоку в межирічному масиві при наявності інфільтраційного живлення:

$$q_x = q_1 + Wx, \quad (10.1)$$

де q_x - одинична витрата на відстані x від урізу лівої річки;

q_1 - початкова витрата в перерізі 1;

W - інтенсивність фільтрації (в одиницю часу на одиницю площі)

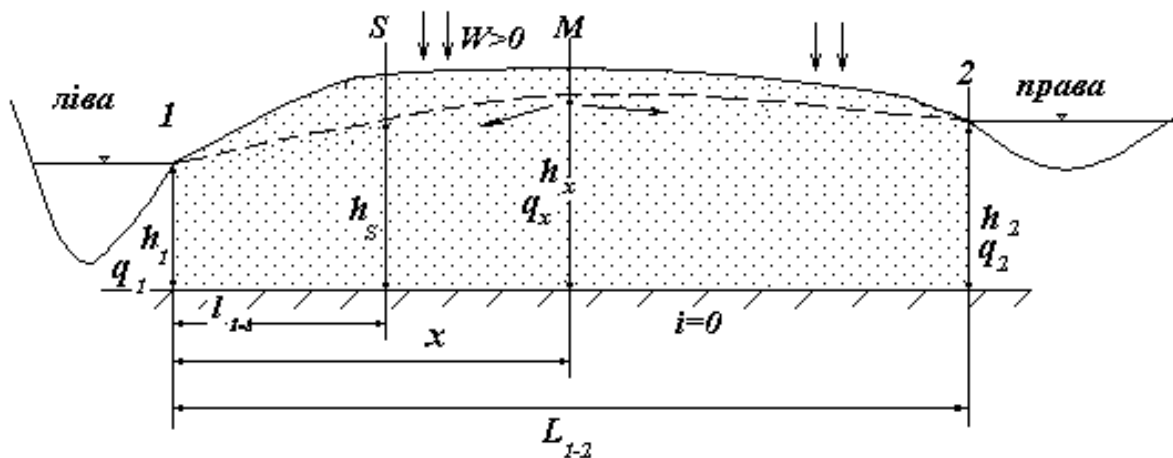


Рис. 10.1 - Рух підземних вод у межирічному масиві.

Відповідно до рівняння Дюпюї

$$q_x = -kh \frac{dh}{dx}, \text{ тоді } q_1 + W \cdot x = -kh \frac{dh}{dx} \quad (10.2)$$

Відокремимо змінні і проінтегруємо від перерізу I до перерізу M :

$$\frac{-h_x^2 - h_1^2}{2} = \frac{q_1}{k} x + \frac{W}{k} \cdot \frac{x^2}{2} \quad (10.3)$$

одержимо для одиничної витрати:

$$q_1 = \frac{k \cdot (h_1^2 - h_x^2)}{2x} - \frac{Wx}{2} \quad (10.4)$$

а на всьому протязі від перерізу I до перерізу 2 :

$$q_1 = \frac{k \cdot (h_1^2 - h_2^2)}{2L_{1-2}} - \frac{WL_{1-2}}{2}, \text{ тоді} \quad (10.5)$$

$$q_x = \frac{k \cdot (h_1^2 - h_2^2)}{2L_{1-2}} - \frac{WL_{1-2}}{2} + Wx \quad (10.6)$$

Для кінцевого перерізу (на урізі правої річки), де $x = L_{1-2}$:

$$q_2 = \frac{k \cdot (h_1^2 - h_2^2)}{2L_{1-2}} + \frac{WL_{1-2}}{2} \quad (10.7)$$

Означення відстані до вододілу.

Наявність інфільтрації приводить до виникнення на поверхні ґрунтових вод підземного вододілу. При цьому рух підземних вод від вододілу убік річок відрізняється.

Витрата через перетин на вододілі дорівнює нулю ($q_x = 0$).

Позначивши відстань до вододілу через a , і з огляду на те що на вододілі $q_x = 0$, знайдемо a з рівняння (10.5):

$$a = \frac{L_{1-2}}{2} - \frac{\frac{k}{W} \cdot (h_1^2 - h_2^2)}{2L_{1-2}} = \frac{L_{1-2}}{2} - \frac{k \cdot (h_1^2 - h_2^2)}{W 2L_{1-2}} \quad (10.8)$$

Якщо $h_1 = h_2$, то $a = \frac{L_{1-2}}{2}$, тобто вододіл посередині,

якщо $h_1 > h_2$, то $a < \frac{L_{1-2}}{2}$, тобто вододіл зміщений ліворуч,

якщо $h_1 < h_2$, то $a > \frac{L_{1-2}}{2}$, тобто вододіл зміщений праворуч.

Значення a може бути негативним ($a < 0$) чи більше L_{1-2} , коли вододіл перебуває за межами межирічного масиву.

Побудова кривої депресії .

У рівнянні

$$q_1 = \frac{k \cdot (h_1^2 - h_2^2)}{2L_{1-2}} - \frac{WL_{1-2}}{2} \quad (10.9)$$

для використання q_1 , необхідно вирішити інше рівняння відносно h_x ,

$$\frac{-h_x^2 - h_1^2}{2} = \frac{q_1}{k} x + \frac{Wx^2}{2k}, \quad (10.10)$$

звідси, з урахуванням q_1 :

$$h_1^2 - h_x^2 = \frac{h_1^2 - h_2^2}{L_{1-2}} x - \frac{WL_{1-2}}{k} x + \frac{W}{k} x^2, \quad (10.11)$$

$$\text{відкіля: } h_x = \sqrt{h_1^2 - \frac{(h_1^2 - h_2^2)x}{L_{1-2}} + \frac{W(L_{1-2} - x)x}{k}} \quad (10.12)$$

Це рівняння еліпса.

Отже, у межирічному масиві крива депресії ґрунтових вод при наявності інфільтраційного живлення описується рівнянням еліпса, при відсутності інфільтраційного живлення - рівнянням параболі.

Максимальна величина ординати кривої депресії знаходиться на вододілі і тому, прийнявши $x = a$, в попередньому рівнянні можна одержати h_{max} :

$$h_{max} = \sqrt{h_1^2 - \frac{(h_1^2 - h_2^2)a}{L_{1-2}} + \frac{W(L_{1-2} - a)a}{k}} \quad (10.13)$$

Розрахунок витрат і ординат кривої депресії межирічних потоків ґрунтових вод з похилим заляганням водоупору складний і ще недостатньо розроблений, тому на практиці звичайно водонепроникну підставу умовно вважають горизонтальною.

10.2 Рух підземних вод у межирічному масиві неоднорідної будови при наявності інфільтраційного живлення.

В природних умовах розглянутий вище випадок зустрічається майже завжди, за винятком того, що змінюється ще і однорідність товщі гірських порід.

Тобто, у реальних природних умовах, найчастіше коефіцієнт фільтрації змінюється, тому важливо розглянути і більш загальний випадок:

потоки підземних вод у межирічному масиві неоднорідної будови.

У нашому випадку граничними умовами будуть:

сталість надходження води в часі - $W = \text{const}$ і горизонтальне залягання водоупору - $i = 0$.

Нехай у межах межиріччя є 2-і ділянки:

$$L_1, \text{ де } k_1 \text{ і } L_2, \text{ де } k_2$$

Складемо рівняння для одиничної витрати на межі 2-х фрагментів, використовуючи формулу:

$$q_x = \frac{k \cdot (h_1^2 - h_2^2)}{2L_{1-2}} - \frac{WL_{1-2}}{2} + Wx, \quad (10.14)$$

для фрагмента 1-S

$$q_s = \frac{k_1 \cdot (h_1^2 - h_s^2)}{2L_1} + \frac{WL_1}{2}, \quad (10.15)$$

для фрагмента S-2

$$q_2 = \frac{k_2 \cdot (h_s^2 - h_2^2)}{2L_2} - \frac{WL_2}{2}. \quad (10.16)$$

У силу нерозривності потоку приплив підземних вод до правої межі лівого фрагмента дорівнює їх відтоку від лівої межі правого фрагмента, тому праві частини цих формул можна порівняти:

$$\frac{k_1 \cdot (h_1^2 - h_s^2)}{2L_1} + \frac{WL_1}{2} = \frac{k_2 \cdot (h_s^2 - h_2^2)}{2L_2} - \frac{WL_2}{2} \quad (10.17)$$

$$\text{відкіля} \quad h_s^2 = \frac{k_1 h_1^2 L_2 + k_2 h_2^2 L_1 + WL_1 L_2 (L_1 + L_2)}{k_1 L_2 + k_2 L_1} \quad (10.18)$$

Питання для самоперевірки:

1. Визначення одиничної витрати при русі підземних вод у межирічному масиві однорідної будови при наявності інфільтраційного живлення.
2. Визначення одиничної витрати при русі підземних вод у межирічному масиві неоднорідної будови при наявності інфільтраційного живлення.
3. Означення відстані до вододілу у межирічному масиві однорідної будови при наявності інфільтраційного живлення.
4. Визначення ординати кривої депресії при русі підземних вод у межирічному масиві однорідної будови при наявності інфільтраційного живлення.

11 Прогноз руху ґрунтових вод (застосування рівняння в кінцевих різницях).

11.1 Рівняння водного балансу для ділянки підземного потоку.

При розгляді несталого руху ґрунтових вод, використання раніше запропонованих рівнянь для розрахунку одиничної витрати ґрунтових вод і ординат кривої депресії, не можливо, оскільки вони запропоновані для **сталого руху** і враховані інші граничні умови.

У реальних природних умовах найчастіше спостерігається **несталий тип руху** ґрунтових вод, особливо в умовах інтенсивної фільтрації (і інфільтрації) і в умовах водозабору. Тому в цих умовах використовуються рівняння в кінцевих різницях.

Рівняння в кінцевих різницях несталого руху підземних вод з вільною поверхнею були виведені Каменським Г.М. і засновані на розгляді балансу води в елементі потоку.

Виведені рівняння для **одновимірного і двовимірного потоків вод при несталому русі**.

11.1.1 Виведення формули розрахунку рівнів підземного потоку на кінцевий момент часу.

Одновимірний потік

У одновимірному (плоскому) потоці виділяють 3 перерізи (1, 2, 3) Рис. 11.1.

Переріз 2 проходить через точку перегину водоупору на межі шарів з різною водопроникністю (K_{1-2} , K_{2-3}).

Посередині між цими перерізами проводяться проміжні перерізи M і N , які обмежують елемент фільтраційного потоку по довжині.

Розглянемо баланс води у виділеному елементі потоку.

У вказаний елемент через переріз M в початковий момент часу S поступає вода з одиничною витратою q_1 , який за наближеною формулою Каменського Г. М. визначається як

$$q_1 = K_{1-2} \frac{h_{1,S} + h_{2,S}}{2} \frac{H_{1,S} - H_{2,S}}{l_{1-2}}, \quad (11.1)$$

де $h_{1,S}$, $h_{2,S}$ и $H_{1,S}$, $H_{2,S}$ - потужності потоку і напору в початковий момент часу s .

S - початковий момент часу, Δt - проміжок часу,

$S+I$ - кінцевий момент часу.

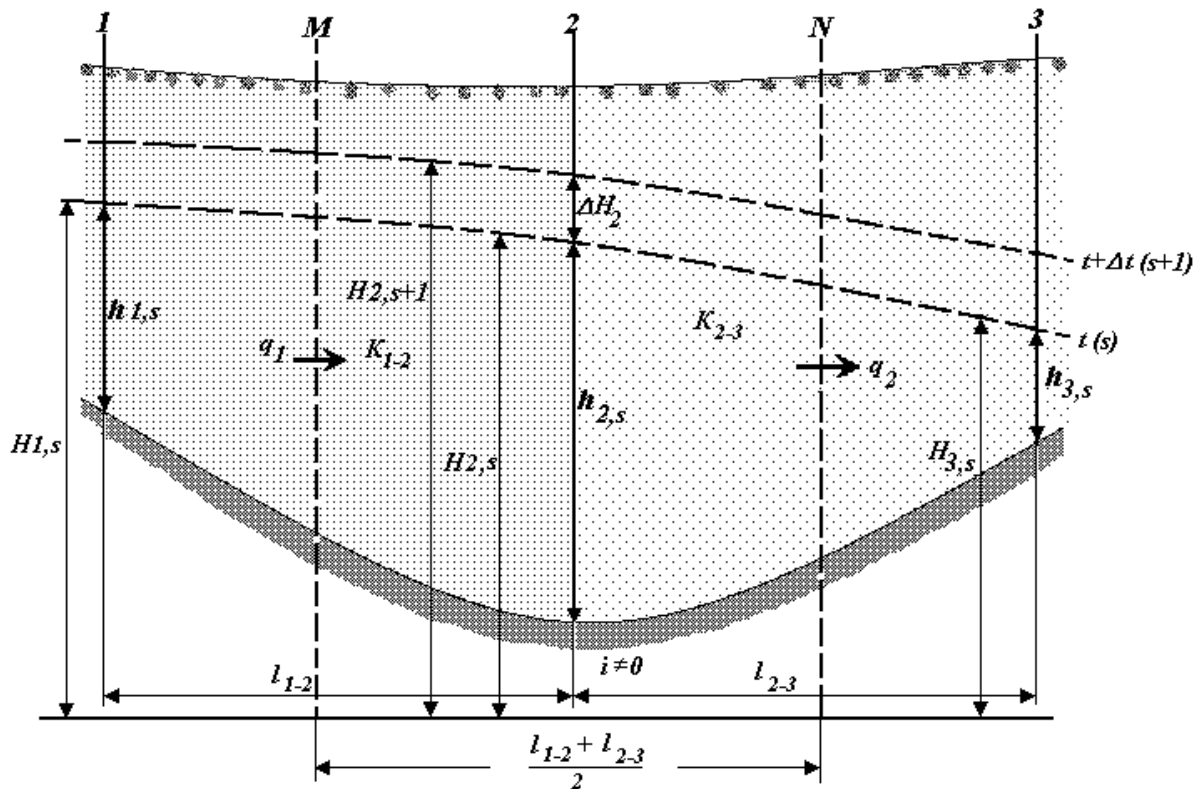


Рис. 11.1- Схема до рівняння несталої фільтрації ґрунтових вод в кінцевих різницях для плоского потоку.

Крім того, у виділений елемент потоку надходить вода за рахунок інфільтрації q_{inf}

$$q_{inf} = W \frac{l_{1-2} + l_{2-3}}{2} I, \quad (11.2)$$

де $\frac{l_{1-2} + l_{2-3}}{2}$ - площа перерізу елементу потоку, через яку здійснюється інфільтрація.

Від'ємним елементом балансу є одинична витрата потоку q_2 , через переріз N :

$$q_2 = K_{2-3} \frac{h_{2,s} + h_{3,s}}{2} \frac{H_{2,s} - H_{3,s}}{l_{2-3}} \quad (11.3)$$

Баланс води за час Δt у виділеному елементі потоку дорівнює алгебраїчній сумі одиничних витрат води, що надходить і витікає, помноженій на Δt .

11.2 Рішення задачі розрахунку положення кривої депресії із застосуванням рівняння в кінцевих різницях.

$$\Delta V = (q_1 + q_{\text{шф}} - q_2) \Delta t = \left(k_{1-2} \frac{h_{1,S} + h_{2,S}}{2} \frac{H_{1,S} - H_{2,S}}{l_{1-2}} + W \frac{l_{1-2} + l_{2-3}}{2} - k_{2-3} \frac{h_{2,S} + h_{3,S}}{2} \frac{H_{2,S} - H_{3,S}}{l_{2-3}} \right) \Delta t, \quad (11.4)$$

де ΔV – об'єм води, який накопичується (або витрачається) за час Δt .

Зміна об'єму ΔV викличе зміну напору в другому перерізі на величину ΔH_2

$$\Delta H_2 = H_{2,S+1} - H_{2,S} \quad (11.5)$$

Якщо через μ позначити недостачу насичення при підйомі рівня (або водовіддачу при зниженні рівня), то

$$\Delta V = \Delta H \cdot l \cdot \mu$$

у нашому випадку

$$\Delta V = (H_{2,S+1} - H_{2,S}) \frac{l_{1-2} + l_{2-3}}{2} \cdot l \cdot \mu \quad (11.6)$$

Прирівняємо ці рівняння і розв'яжемо відносно $H_{2,S+1} - H_{2,S}$:

$$H_{2,S+1} - H_{2,S} = \frac{\Delta t}{\mu \frac{l_{1-2} + l_{2-3}}{2}} \left(k_{1-2} \frac{h_{1,S} + h_{2,S}}{2} \frac{H_{1,S} - H_{2,S}}{l_{1-2}} - k_{2-3} \frac{h_{2,S} + h_{3,S}}{2} \frac{H_{2,S} - H_{3,S}}{l_{2-3}} \right) + \frac{W}{\mu} \Delta t \quad (11.7)$$

Одержане рівняння є рівнянням в кінцевих різницях при несталому русі ґрунтових вод для одновимірного потоку з похилим заляганням водоупору.

Якщо водотривке ложе залягає горизонтально, то його можна взяти за площину порівняння.

Тоді:

$$h_{2,S+1} - h_{2,S} = \frac{\Delta t}{\mu \frac{l_{1-2} + l_{2-3}}{2}} \left(k_{1-2} \frac{h_{1,S}^2 - h_{2,S}^2}{2} - k_{2-3} \frac{h_{2,S}^2 - h_{3,S}^2}{2} \right) + \frac{W}{\mu} \Delta t \quad (11.8)$$

Для гідрогеологічних розрахунків ці два рівняння дуже громіздкі, тому для зручності вони спрощуються.

При цьому:

- а) водоносний шар вважається однорідним $k_{1-2} = k_{2-3} = k$
- б) відстані між перерізами беруться однаковими $l_{1-2} = l_{2-3} = \Delta X$
- в) якщо потужність потоку значна, то можна взяти

$$\frac{h_{1,S} + h_{2,S}}{2} \approx \frac{h_{2,S} + h_{3,S}}{2} \approx h_{cep} \quad (11.9)$$

Після цих спрощень

- а) для потоку з похилим заляганням водоупору

$$\Delta H_2 = H_{2,S+1} - H_{2,S} = \frac{2kh_{cep}\Delta t}{\mu\Delta x^2} \left(\frac{H_{1,S} + H_{3,S}}{2} - H_{2,S} \right) + \frac{W}{\mu} \Delta t \quad (11.10)$$

- б) для потоку з горизонтальним заляганням водоупору

$$\Delta h_2 = h_{2,S+1} - h_{2,S} = \frac{2kh_{cep}\Delta t}{\mu\Delta x^2} \left(\frac{h_{1,S} + h_{3,S}}{2} - h_{2,S} \right) + \frac{W}{\mu} \Delta t \quad (11.11)$$

Каменський Г. М. запропонував підбирати значення Δt і Δx таким чином, щоб модуль, що стоїть в правій частині, дорівнював 1.

$$\frac{2kh_{cep}\Delta t}{\mu\Delta x^2} = 1 \quad (11.12)$$

Тут невідомі Δt і Δx

Задаючись однією із змінних величин (звичайно Δt) можна знайти іншу:

$$\Delta x = \sqrt{\frac{2kh_{cep}\Delta t}{\mu}} \quad (11.13)$$

Прирівнюючи безрозмірний модуль до одиниці, одержимо розрахункові формули в спрощеному вигляді:

а) для потоку з похилим заляганням водоупору

$$H_{2,S+1} = \left(\frac{H_{1,S} + H_{3,S}}{2} + \frac{W}{\mu} \Delta t \right), \quad (11.14)$$

б) для потоку з горизонтальним заляганням водоупору:

$$h_{2,S+1} = \frac{h_{1,S} + h_{3,S}}{2} + \frac{W}{\mu} \Delta t \quad (11.15)$$

При неоднорідних водоносних пластах і різних відстанях між розрахунковими перерізами, розрахунок виконується за формулами в загальному вигляді.

Двовимірний потік.

Виведення рівняння для двовимірного потоку аналогічне. Також розглядається водний баланс елемента потоку. Враховуючи надходження і витрачання ґрунтових вод не через два перерізи, а через 4-и бічні грані елемента потоку.

Виразивши потужність потоку через $h_{сер}$ і взявши відстані однаковими,

$\Delta X = \Delta Y = \Delta l$ одержимо

$$H_{2,S+1} - H_{2,S} = \frac{4kh_{сер}\Delta t}{\mu\Delta l^2} \left(\frac{H_{1,S} + H_{3,S} + H_{4,S} + H_{5,S}}{4} - H_{2,S} \right) + \frac{W}{\mu} \Delta t \quad (11.16)$$

Взявши безрозмірним модуль $\frac{4kh_{сер}\Delta t}{\mu\Delta l^2} = 1$, одержимо розрахункову формулу в кінцевих різницях для двовимірного потоку.

а) для потоку з похилим заляганням водоупору:

$$H_{2,S+1} = \frac{H_{1,S} + H_{3,S} + H_{4,S} + H_{5,S}}{4} + \frac{W}{\mu} \Delta t, \quad (11.17)$$

б) для потоку з горизонтальним заляганням водоупору:

$$h_{2,S+1} = \frac{h_{1,S} + h_{3,S} + h_{4,S} + h_{5,S}}{4} + \frac{W}{\mu} \Delta t \quad (11.18)$$

Рівняння в кінцевих різницях можна використати:

- а) при прогнозі режиму підземних вод з вільною поверхнею при проходженні в річці паводка;
- б) при наповненні водою водосховища або при його спустошенні;
- в) при фільтрації води з каналів;
- г) при зрошуванні посушливих територій;
- д) при осушенні заболочених територій;
- е) для розрахунку інфільтрації;
- ж) при складанні річного балансу підземних вод з вільною поверхнею.

11.3 Розрахунок величини інфільтрації W з використанням рівняння в кінцевих різницях.

Перетворюючи рівняння в кінцевих різницях (у загальному вигляді), одержуємо:

а) для потоку з похилим заляганням водоупору

$$W = \mu \frac{H_{2,S+1} - H_{2,S}}{\Delta t} - \frac{l}{l_{1-2} - l_{2-3}} [k_{1-2} (h_{1,S} + h_{2,S}) \frac{H_{1,S} - H_{2,S}}{l_{1-2}} - k_{2-3} (h_{2,S} + h_{3,S}) \frac{H_{2,S} - H_{3,S}}{l_{2-3}}] \quad (11.20)$$

б) для потоку з горизонтальним заляганням водоупору:

$$W = \mu \frac{h_{2,S+1} - h_{2,S}}{\Delta t} - \frac{l}{l_{1-2} - l_{2-3}} (k_{1-2} \frac{h_{1,S}^2 - h_{2,S}^2}{l_{1-2}} - k_{2-3} \frac{h_{2,S}^2 - h_{3,S}^2}{l_{2-3}}) \quad (11.21)$$

Величина інфільтрації змінна в часі і для її визначення необхідно мати річний цикл спостережень по створу з 3-х свердловин, розташованих по потоку. Змінною в часі є і потужність, і її необхідно визначати кілька разів на рік.

Питання для самоперевірки:

1. У яких умовах підземного стоку застосовується рівняння в кінцевих різницях?
2. Виведення формули розрахунку рівнів підземного потоку на кінцевий момент часу для одновимірного потоку (з горизонтальним і похилим заляганням водоупору).
3. Рішення задачі розрахунку положення кривої депресії із застосуванням рівняння в кінцевих різницях (з горизонтальним і похилим заляганням водоупору).
4. Застосування спрощеного рівняння в кінцевих різницях для гідрогеологічних розрахунків.
5. Рівняння в кінцевих різницях для двовимірного потоку підземних вод.
6. Для яких розрахунків можуть бути використані рівняння в кінцевих різницях?
7. Розрахунок величини інфільтрації з використанням рівняння в кінцевих різницях.

Література.

1. Богомолов Г.В. Гидрогеология с основами инженерной геологии.- М.: Высш. школа, 1975.
2. Волейшо В.О. Закономерности формирования гидродинамического режима подземной гидросферы под воздействием региональных внешних факторов - М.: ИГЕ РАН, 2006.
3. Ломтадзе В.Д. Методы лабораторных исследований физико-механических свойств песчаных и глинистых грунтоов. - М.: Госгеоиздат, 1952.
4. Михайлов Л.Е. Гидрогеология. - Л.: Гидрометеиздат, 1985.
5. Тихомиров В.В. Практикум по инженерной гидрогеологии. - Л.: ЛГМИ, 1990.
6. Чугай М.И., Чебанов А.В. Инженерная геология и гидрогеология в примерах и заданиях. - Киев: УМК ВО, 1990.