

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ

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

**ХАРКІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
імені В. Н. КАРАЗІНА**

В. Ю. Єгупов, К. А. Немець, Г. Г. Стріжельчик

ІНЖЕНЕРНА ГІДРОГЕОЛОГІЯ

НАВЧАЛЬНИЙ ПОСІБНИК

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

Автори:

Єгунов В'ячеслав Юрійович, кандидат технічних наук, доцент, професор кафедри геотехніки, підземних споруд та гідротехнічного будівництва Харківського національного університету міського господарства імені О. М. Бекетова;

Немець Костянтин Аркадійович, доктор геологічних наук, професор, професор кафедри гідрології геолого-географічного факультету Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна;

Стріжельчик Геннадій Георгійович, кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент, професор кафедри геотехніки, підземних споруд та гідротехнічного будівництва Харківського національного університету міського господарства імені О. М. Бекетова

Рецензенти:

Кожушко Віталій Петрович, доктор технічних наук, професор, завідувач кафедри мостів, конструкцій та будівельної механіки Харківського національного автомобільно-дорожнього університету;

Удалов Ігор Валерійович, доктор геологічних наук, професор, завідувач кафедри гідрології геолого-географічного факультету Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна;

Яковлев Євген Олександрович, доктор технічних наук, професор, головний науковий співробітник «Інституту телекомунікацій і глобального інформаційного простору НАН України», лауреат Державних премій в галузі науки та техніки СРСР (1991 р.) та України (2004 р.)

*Рекомендовано до друку Вченою радою ХНУ ім. В. Н. Каразіна,
протокол № 4 від 25 березня 2019 р.*

*Рекомендовано до друку Вченою радою ХНУМГ ім. О. М. Бекетова,
протокол № 5 від 1 грудня 2023 р.*

Єгунов В. Ю.

Є31 Інженерна гідрологія : навч. посіб. / В. Ю. Єгунов, К. А. Немець, Г. Г. Стріжельчик ; Харків. нац. ун-т міськ. госп-ва ім. О. М. Бекетова, Харків. нац. ун-т ім. В. Н. Каразіна. – Харків : ХНУМГ ім. О. М. Бекетова, 2024. – 287 с.
ISBN 978-966-695-593-604-3

У навчальному посібнику докладно розглянуто основні розділи інженерної гідрології. Наведено приклади природних і антропогенних гідрологічних процесів, їхній вплив на будівельні об'єкти та довкілля, а також способи захисту від негативних впливів з використанням сучасної бази нормативних документів. Викладено авторські методики визначення інфільтраційного живлення, прогнозування й оцінки ризику в умовах антропогенних геологічних процесів і явищ, сучасної методології дослідження гідрологічних систем. Для студентів, аспірантів, а також для проєктувальників, будівельників, працівників міського господарства та служб захисту від небезпечних процесів.

УДК 556.3:624.01/07/](075.8)

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА.....	7
ВСТУП.....	9
ЧАСТИНА I ВОДА НА ЗЕМЛІ ТА В ЗЕМНІЙ КОРІ.....	12
РОЗДІЛ 1 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ВОДУ.....	12
1.1 Будова і властивості води.....	12
1.2 Кількість води на Земній кулі	17
1.3 Походження води на Землі.....	21
1.4 Єдність вод на Землі. Глобальний гідрологічний цикл.....	26
Контрольні запитання до розділу 1.....	31
РОЗДІЛ 2 ВОДА В ГІРСЬКИХ ПОРОДАХ.....	32
2.1 Зв'язана вода.....	33
2.2 Вода перехідного типу (від зв'язаної до вільної води)	37
2.3 Вільна вода.....	42
2.4 Вода в пароподібному і твердому стані.....	43
Контрольні запитання до розділу 2.....	45
РОЗДІЛ 3 ХІМІЧНИЙ СКЛАД І ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ	
ПІДЗЕМНИХ ВОД.....	46
3.1 Іонно-сольовий склад.....	47
3.1.1 Загальна мінералізація.....	48
3.1.2 Жорсткість води.....	50
3.1.3 Водневий показник (рН).....	54
3.2 Гази в підземних водах.....	56
3.3 Органічні речовини.....	62
3.4 Колоїди.....	66
3.5 Основні показники фізичних властивостей.....	69
3.6 Агресивність природних вод.....	74
Контрольні запитання до розділу 3.....	83
РОЗДІЛ 4 УМОВИ ЗАЛЯГАННЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД.....	84
4.1 Вертикальна зональність залягання підземних вод.....	84
4.2 Ґрунтова вода.....	89
4.3 Верховодка.....	92
4.4 Капілярні води.....	94
4.5 Ґрунтові води.....	99
4.6 Міжпластові безнапірні води.....	104
4.7 Артезіанські води.....	105
4.8 Тріщинні води.....	112
4.9 Карстові води.....	115
4.10 Підземні води кріолітозони.....	124
Контрольні запитання до розділу 4.....	133

ЧАСТИНА II РУХ, РЕЖИМ І БАЛАНС ПІДЗЕМНИХ ВОД.....	134
РОЗДІЛ 5 УМОВИ РУХУ ПІДЗЕМНИХ ВОД.....	134
5.1 Інфільтрація через зону аерації.....	135
5.2 Фільтрація в зоні насичення. Потоки підземних вод.....	136
5.3 Основний закон фільтрації – закон Дарсі.....	139
5.4 Межі застосування закону Дарсі.....	142
5.5 Фільтраційні характеристики ґрунтів і водоносних горизонтів...	146
Контрольні запитання до розділу 5.....	151
РОЗДІЛ 6 РЕЖИМ І БАЛАНС ПІДЗЕМНИХ ВОД.....	152
6.1 Режимоутворювальні чинники й умови. Типи режимів підземних вод.....	152
6.2 Баланс підземних вод у природних і порушених умовах.....	157
Контрольні запитання до розділу 6.....	159
РОЗДІЛ 7 ІНФІЛЬТРАЦІЙНЕ ЖИВЛЕННЯ ҐРУНТОВИХ ВОД У ПРИРОДНИХ УМОВАХ І НА ЗАБУДОВАНИХ ТЕРИТОРІЯХ.....	160
7.1 Природні складові інфільтраційного живлення.....	161
7.1.1 Інфільтрація атмосферних опадів.....	162
7.1.2 Випаровування ґрунтових вод.....	165
7.2 Техногенні складові інфільтраційного живлення.....	166
7.2.1 Витоки з систем водопостачання.....	168
7.2.2 Витоки з систем водовідведення.....	171
7.2.3 Витоки з систем теплопостачання.....	174
7.3 Рекомендації щодо оцінки інфільтраційного живлення для інженерних розрахунків.....	174
Контрольні запитання до розділу 7.....	178
ЧАСТИНА III ІНЖЕНЕРНО-ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ НА УРБАНІЗОВАНИХ ТЕРИТОРІЯХ.....	179
РОЗДІЛ 8 ЗАТОПЛЕННЯ ТЕРИТОРІЙ ПОВЕРХНЕВИМИ ВОДАМИ. ПОВЕНІ.....	179
Контрольні запитання до розділу 8.....	192
РОЗДІЛ 9 ПІДТОПЛЕННЯ ҐРУНТОВИМИ ВОДАМИ.....	193
Контрольні запитання до розділу 9.....	205
РОЗДІЛ 10 ПРОЦЕСИ, ПОВ'ЯЗАНІ З ВОДОВІДЛИВОМ І ВОДОЗНИЖЕННЯМ.....	206
Контрольні запитання до розділу 10.....	209
ЧАСТИНА IV ІНЖЕНЕРНО-ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ ВИШУКУВАННЯ І МОНІТОРИНГ ГІДРОГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА.....	211
РОЗДІЛ 11 ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ ВИШУКУВАННЯ.....	211
Контрольні запитання до розділу 11.....	212

РОЗДІЛ 12 СТАЦІОНАРНІ СПОСТЕРЕЖЕННЯ Й ІНЖЕНЕРНО-ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ ВИШУКУВАННЯ В ОСОБЛИВИХ І СКЛАДНИХ УМОВАХ.....	219
Контрольні запитання до розділу 12.....	226
РОЗДІЛ 13 СУЧАСНІ ПРОБЛЕМИ ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНИХ І ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ ВИШУКУВАНЬ ДЛЯ БУДІВНИЦТВА В УКРАЇНІ.....	227
Контрольні запитання до розділу 13.....	237
ЧАСТИНА V КОНЦЕПТУАЛЬНІ АСПЕКТИ ВЗАЄМОДІЇ ЛЮДИНИ З ГЕОЛОГІЧНИМ СЕРЕДОВИЩЕМ.....	238
РОЗДІЛ 14 ВПЛИВ НА ПІДЗЕМНУ ГІДРОСФЕРУ НА УРБАНІЗОВАНИХ ТЕРИТОРІЯХ.....	238
14.1 Системний підхід до взаємодії людини з геологічним середовищем.....	238
14.2 Оптимізація містобудівних рішень з урахуванням стійкості територій до зовнішніх впливів.....	241
14.3 Методологічні особливості оцінки природного і природно-техногенного ризику для будівництва.....	242
Контрольні запитання до розділу 14.....	245
ЧАСТИНА VI РОЗВИТОК І МЕТОДОЛОГІЯ ДОСЛІДЖЕННЯ ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ СИСТЕМ.....	246
РОЗДІЛ 15 ОРГАНІЗАЦІЯ ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ СИСТЕМ.....	246
15.1 Роль підземних вод у житті суспільства.....	246
15.2 Структурно-функціональна організація гідрогеологічних систем.....	252
Контрольні запитання до розділу 15.....	258
РОЗДІЛ 16 ОСНОВИ СУЧАСНОЇ МЕТОДОЛОГІЇ ДОСЛІДЖЕННЯ ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ СИСТЕМ.....	259
16.1 Синергетика розвитку гідрогеологічних систем.....	259
16.2 Інформаційний підхід у гідрогеології.....	267
16.3 Прогнозування розвитку гідрогеологічних систем.....	271
Контрольні запитання до розділу 16.....	282
ПІСЛЯМОВА.....	283
СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ.....	285

Загальна мета цієї роботи – не навчити студента інженерній гідрогеології, адже навчитися чомусь людина може тільки сама, а зацікавити, захопити, і водночас ознайомити як із базовими поняттями, так і з сучасними досягненнями та перспективами цієї науки, з загальною метою освоєння будівельної чи природознавчої професії та раціональної діяльності людини у гармонії з дарованою нам
ПРИРОДОЮ

ПЕРЕДМОВА

Інженерна гідрогеологія є однією з основних базових дисциплін і входить до складу навчальних і робочих програм підготовки студентів у галузях знань* «Природничі науки» та «Архітектура та будівництво». До складу природничих наук входять спеціальності: «Екологія» (код 101), «Науки про Землю» (код 103), зокрема геологія, гідрогеологія та інженерна геологія тощо, а до архітектурно-будівельної галузі – спеціальності «Будівництво та цивільна інженерія» (код 192) та «Гідротехнічне будівництво, водна інженерія та водні технології» (код 194). Цей навчальний посібник призначений для студентів, які навчаються за вказаними напрямками. Посібник містить необхідні матеріали та відповідає вимогам програм підготовки бакалаврів. Крім того, цей посібник може бути корисний магістрам, аспірантам, а також спеціалістам – будівельникам, гідрогеологам, екологам, інженерам-геологам, гідротехнікам, спеціалістам міського господарства.

Для вивчення інженерної геології та гідрогеології під час підготовки студентів за спеціальностями «Гідрогеологія», «Промислове та цивільне будівництво», «Гідротехнічне будівництво», «Водопостачання та водовідведення», «Теплопостачання та вентиляція», «Технології будівельних конструкцій, виробів і матеріалів», «Екологія» виділяється різна кількість навчального часу і співвідношення аудиторної та самостійної роботи. У цьому навчальному посібнику з використанням сучасних наукових даних наведені основні теоретичні положення гідрогеології, частково інженерної геології, інженерних вишукувань для будівництва, які необхідні для повного засвоєння курсу навчання.

Освоєння інженерної гідрогеології забезпечує отримання загальнотеоретичних та інженерних знань, що дозволяють надалі вивчати такі наукові та прикладні напрями, наприклад, як механіка ґрунтів і геотехніка. Знання та вміння студентів, отримані під час вивчення «Інженерної гідрогеології» будуть слугувати основою для забезпечення таких дисциплін, як «Механіка ґрунтів», «Будівництво в складних інженерно-геологічних умовах», «Геоєкологія», а також під час дипломного проектування.

* Назви галузей, спеціальностей та коди наведено згідно з Постановою Кабінету Міністрів України від 29 квітня 2015 р. № 266 «Про затвердження переліку галузей знань і спеціальностей, за якими здійснюється підготовка здобувачів вищої освіти» (із змінами, внесеними згідно з Постановами КМ № 674 від 27.09.2016 та № 53 від 01.02.2017).

Зрештою, вивчення матеріалу, викладеного в цьому навчальному посібнику, дозволить майбутнім фахівцям – інженерам-будівельникам, екологам, гідрогеологам правильно оцінювати інженерно-гідрогеологічні умови будівельних майданчиків та міських територій, раціонально проектувати та професійно виконувати свою роботу.

Надійність будівель і споруд, підготовка основ і фундаментів, здешевлення робіт із їхнього влаштування завжди була і залишається дуже актуальним завданням. Раціональні рішення значною мірою залежать від уміння правильно оцінити інженерно-геологічні та гідрогеологічні умови майданчиків будівництва, від раціонального вибору типів і розмірів будівель, від достатньо обґрунтованої оцінки природних і техногенних ризиків.

Навчальний посібник підготовлено творчим колективом співробітників Харківського національного університету міського господарства імені О. М. Бекетова (ХНУМГ) та Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна (ХНУ). Професором кафедри геотехніки, підземних споруд та гідротехнічного будівництва (ГПСГБ) Харківського національного університету міського господарства імені О. М. Бекетова, кандидатом технічних наук, доцентом В. Ю. Єгуповим написані: передмова, вступ, розділи 1–12; професором кафедри ГПСГБ ХНУБА, кандидатом геолого-мінералогічних наук, доцентом Г. Г. Стріжельчиком написані розділи 13, 14; професором кафедри гідрогеології ХНУ імені В. Н. Каразіна, доктором географічних наук, професором К. А. Немцем написані розділи 15, 16.

Автори висловлюють глибоку вдячність рецензентам: завідувачу кафедри мостів, конструкцій та будівельної механіки Харківського національного автомобільно-дорожнього університету, доктору технічних наук, професору В. П. Кожушко; завідувачу кафедри гідрогеології Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, доктору геологічних наук, професору І. В. Удалову; головному науковому співробітнику «Інституту телекомунікацій і глобального інформаційного простору НАН України», лауреату Державних премій в галузі науки та техніки СРСР (1991 р.) та України (2004 р.), доктору технічних наук, професору Є. О. Яковлеву.

ВСТУП

Інженерна гідрогеологія є складовою гідрогеології – науки про підземні води. В інженерній гідрогеології підземні води розглядаються у зв'язку з інженерно-господарською діяльністю людини, з будівництвом і експлуатацією різних будівель та інженерних споруд. Вода має величезний вплив на будівельні фізико-механічні властивості ґрунтів, (а також на родючість ґрунтів). Вона є основним чинником багатьох несприятливих і небезпечних інженерно-геологічних процесів; має винятково важливе екологічне значення. Одним із головних завдань інженерної гідрогеології є вивчення сучасного стану гідрогеологічних умов і прогнозування змін, які можуть відбутися під впливом будівництва і експлуатації споруд та господарської діяльності людини.

Підземні води нерідко є негативним фактором, що ускладнюють і здорожують будівництво. До негативних явищ, які обумовлені наявністю і негативним впливом підземних вод, належать: підтоплення і заболочування цінних земель на берегових ділянках водосховищ та каналів; високий рівень ґрунтових вод на об'єктах промислового і цивільного будівництва; підвищені притоки підземних вод і обводнення котлованів, шахт, кар'єрів тощо. Водночас підземні води є цінним природним ресурсом і широко використовуються для водопостачання, зрошення та обводнення посушливих земель.

Інженерна гідрогеологія покликана вирішувати такі основні проблеми:

– у промисловому і цивільному будівництві – прогноз підйому рівня підземних вод і вивчення можливості підтоплення територій, визначення припливу підземних вод у будівельні котловани, розрахунки дренажних споруд та характеристика умов їхнього будівництва, розрахунки огорожувальних водознижувальних пристроїв (свердловин, голкофільтрів);

– у гідротехнічному будівництві – оцінка умов фільтрації в нижній б'єф через основу та в обхід гребель, дамб; оцінка стійкості днищ і берегів водойм у зв'язку з фільтрацією; прогноз підпору підземних вод і фільтрації в берегах водоймищ і каналів; розрахунок захисних дренажів;

– у гірських роботах (шахтна і відкрита кар'єрна розробка корисних копалин) – оцінка можливого припливу підземних вод і розрахунок водознижувальних пристроїв (свердловин, шахт, штолень тощо); характеристика умов стійкості гірських порід у зв'язку з впливом підземних вод;

– у водопостачанні – оцінка експлуатаційних запасів (ресурсів) підземних вод, вибір типу і схеми водозабірних споруд, розрахунок їхньої продуктивності та зниження рівня на проєктний період експлуатації;

– в іригації – оцінка можливості використання підземних вод як джерела зрошення, прогноз фільтраційних втрат із водосховищ і каналів, визначення водного та водно-сольового балансу зрошуваних територій, характеристика умов боротьби із засоленням ґрунтів під час зрошення, вибір систем дренажів і їхній розрахунок.

Варто зазначити, що в цей час спостерігається недооцінення значення впливу підземних вод на будівельні об'єкти, пов'язані зі зміною властивостей ґрунтів в основах після зміни водного режиму, можливість розвитку небезпечних геологічних процесів: суфозії, карсту, зсувів тощо під час підтоплення та затоплення територій. Зі зміною гідрогеологічних умов активізуються як природні процеси, що відбуваються в природних непорушених умовах, так і виникають нові процеси техногенного характеру (наприклад, техногенні зсуви, гравітаційно-дегідратаційні осідання ґрунтів, баражні ефекти тощо).

Недостатня увага до вивчення проблем інженерної гідрогеології під час підготовки інженерів-будівельників, екологів, інженерів міського господарства призводить в подальшому до помилок у проєктуванні й будівництві об'єктів на територіях з високим рівнем ґрунтових вод (як у природному стані, так і в умовах підтоплення техногенного характеру). Призводить до цілої низки негативних екологічних наслідків.

Цей навчальний посібник спрямований передусім на ознайомлення студентів з базовими поняттями вчення про підземні води. Однією з головних цілей авторів під час підготовки посібника було не тільки висвітлення основних понять гідрогеології, а й розгляд низки практичних питань і проблем, що виникають під час будівництва та експлуатації будівель і споруд, і вирішуються за допомогою інженерної гідрогеології.

У виданні зроблена спроба відбити актуальні аспекти сучасного етапу розвитку інженерної геології та гідрогеології, що використовують досягнення кібернетики, теорії інформації і синергетики. Наразі головним завданням інженерної гідрогеології як науки можна вважати створення передумов для участі в управлінні розвитком геологічного середовища і гармонізації відносин в системі «людина – геологічне середовище».

З цією метою в посібник включені не тільки результати фундаментальних розробок відомих вчених, що відображають традиційні погляди та положення, а й сучасні розробки в галузі взаємодії людини з геологічним середовищем,

прогнозування розвитку гідрогеологічних процесів, оцінки ризику, прийняття керуючих рішень в умовах невизначеності тощо.

У посібнику розглянуто загальні проблеми прогнозів інженерної гідрогеології і наведено методику оцінки ризику при інженерних вишукуваннях для будівництва, а також оцінка ризику в умовах антропогенних геологічних процесів і явищ, відповідно до вимог ДБН А.2.1-1-2008. Розглядаються сучасні аспекти теоретичних і методологічних основ інженерної гідрогеології, а також висловлено сподівання, що новий етап розвитку цієї науки буде потрібною мірою відповідати новому етапу розвитку «ноосфери».

ЧАСТИНА I ВОДА НА ЗЕМЛІ ТА В ЗЕМНІЙ КОРИ

РОЗДІЛ 1 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ВОДУ

Вода (H_2O) – третя з найбільш поширених молекул у відомому нам Всесвіті після водню H_2 і окису вуглецю CO . Вона є достатньо поширеною речовиною і на Землі та єдиною природною неорганічною рідиною (крім самородної ртуті Hg), яка існує в умовах земної поверхні. В океанах планети знаходиться 1,33 мільярди кубічних кілометрів води, а 35–50 тонн води проходить через тіло людини протягом життя.

Вода – це єдина речовина, яка зустрічається на Землі в усіх трьох формах фізичного стану: твердому, рідкому і газоподібному. Глобальні зміни стану води (замерзання, відтавання, випаровування) на планеті супроводжуються величезними обсягами обміну тепловою енергією. Майже третя частина енергії, яку планета отримує від Сонця, витрачається на випаровування води.

Рідка вода настільки поширена в нашому повсякденному житті, що її часто вважають «типовою рідиною». Насправді вода є рідиною доволі нетиповою, аномальною, яка поводить себе як абсолютно інша речовина за низьких температур до температури, коли вона стає гарячою (температура близько $50\text{ }^\circ\text{C}$).

З усіх поширених на Землі рідин вода – це найбільш універсальний розчинник. Крім того, це рідина з найвищою (після аміаку) температурою плавлення, температурою пароутворення, максимальними величинами поверхневого натягу, діелектричної постійної. На думку багатьох біохіміків, існування життя на Землі зобов'язане аномальним властивостям води.

Аномальні макроскопічні властивості води є наслідком її унікальної мікроскопічної структури.

1.1 Будова та властивості води

Молекула води H_2O є стабільним агрегатом атомних ядер кисню, водню і електронів, що їх оточують. Відомі лише кілька прикладів молекул речовин, які більш стабільні і розпадаються важче, ніж молекула води. У воді кожне водневе ядро пов'язане з центральним атомом кисню парою електронів. У хімії ця загальна пара електронів називається ковалентним хімічним зв'язком. Для неї використовуються тільки два з шести електронів зовнішньої оболонки кисню, а чотири інші електрони утворюють дві пари, не пов'язані одна з одною.

Чотири пари електронів, що оточують ядро атома кисню, прагнуть розташуватися якомога далі одне від одного, щоб мінімізувати сили відштовхування між цими хмарами негативного заряду. Через те що дві пари електронів залишаються ближче до атома кисню, вони чинять сильніший вплив відштовхування щодо двох пар ковалентних зв'язків і забезпечують розміщення двох атомів водню ближче один до одного. У результаті виникає тетраедричне розташування, у якому кут Н-О-Н становить $104,5^\circ$ (рис. 1.1).

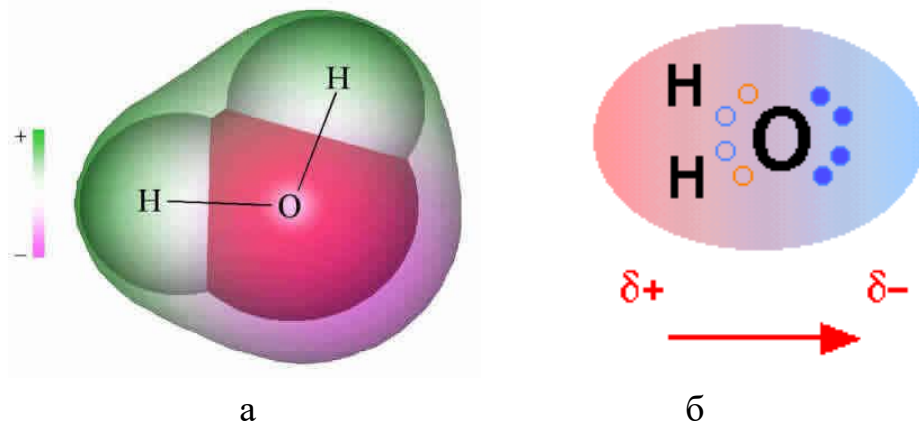


Рисунок 1.1 – Схеми будови молекули води (а, б)

(<http://sciencedocbox.com/Geology/67257372-Rock-weathering-west-ch-8.html>)

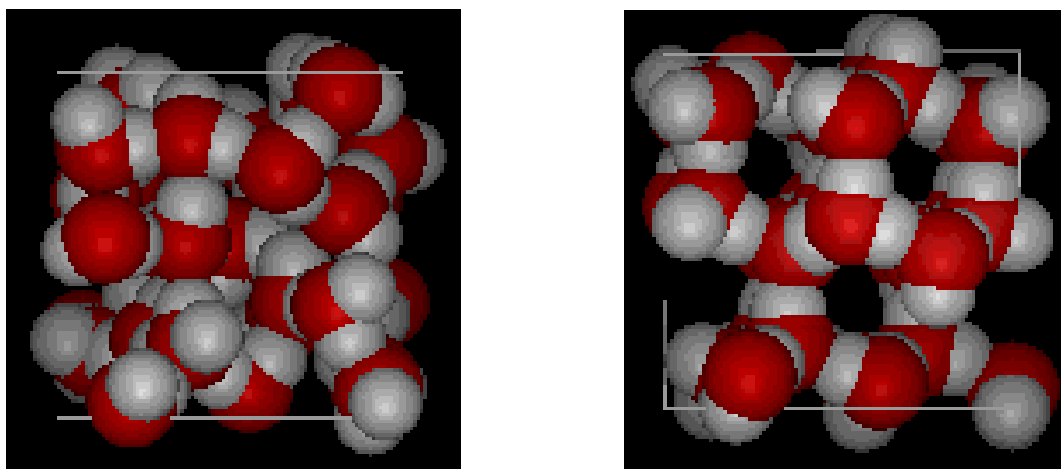
Хоча молекула води загалом не має електричного заряду, його вісім електронів розподілені нерівномірно: виникає деякий негативний заряд з боку атома кисню (зображений на рисунку фіолетовим), і компенсуючий позитивний заряд (зелений) з боку розташування атомів водню. Полярність молекули, що виникає, значною мірою відповідає за унікальні властивості води. Зовнішня оболонка зображує ефективну «поверхню» молекули, яка визначається областю електричного заряду, створюваного електронами.

Вода має багато фізичних властивостей, які відрізняють її від інших речовин з малою масою молекул. У хімії їх називають «аномальними властивостями води». Наприклад, вода є одним із небагатьох відомих речовин, тверда фаза яких має меншу щільність, ніж рідина. Збільшення обсягу структури речовини в інтервалі температур між мінус 4°C і 0°C обумовлено утворенням великих агрегатів, пов'язаних водневими зв'язками (рис. 1.2).

Лід – це вода, яка знаходиться в твердому стані. На сьогодні відомі 10 модифікацій кристалічного льоду і аморфний лід. Єдина модифікація льоду, виявлена в природі і, відповідно, найбільш вивчена – це лід першої модифікації.

Лід є одним із найпоширеніших твердих тіл на земній поверхні і займає площу близько 30 млн км². Він зустрічається в природних умовах у вигляді

власне льоду (материкового – у льодовиках, плаваючого – на поверхні океану, підземного), а також у вигляді снігу, інею тощо.



а

б

Рисунок 1.2 –Тривимірні моделі локальної структури води (а) і льоду (б)
(<http://docplayer.org/67145672-Thermodynamik-i-sommersemester-2012-kapitel-2-zustandsgroessen-prof-dr-ing-heinz-pitsch.html>)

Велика відкритість структури льоду обумовлена необхідністю забезпечення максимального ступеня водневих зв'язків в однорідній розширеній кристалічній решітці. Великий приріст обсягу під час замерзання води (близько 9 %) пояснює, чому крига плаває на поверхні води і чому труби і радіатори опалення лопаються після замерзання в них води. Виникнення льоду з води в макро- та мікротріщинах гірських порід є одним з найголовніших механізмів фізичного вивітрювання, що викликає морозобійне руйнування не тільки природних об'єктів – скель, поверхневих ґрунтів і ґрунтів, дерев, але і будівельних – будинків, споруд, автодоріг (рис. 1.3, 1.4).

Значне поширення льодів на поверхні Землі, динаміка їхніх змін і перетворень істотно впливають на планетарні колообіги води, формування клімату, гідрогеологічні процеси тощо. Крига і сніг перешкоджають глибокому промерзанню ґрунтів, гірських порід і водойм. Лід є найдешевшим будівельним матеріалом і в умовах холодного клімату він може бути основою для споруд, аеродромів і навіть для створення крижаних бурових платформ. Тимчасовий крижаний покрив нерідко використовується для організації переправ через річки та озера.

З іншого боку, у низці випадків лід є причиною великої матеріальної шкоди. Потужні плаваючі криги в полярних широтах перешкоджають судноплавству, руйнують бурові платформи, портові споруди, електростанції, мости, морські та річкові судна. Обледеніння літаків і кораблів нерідко

призводило до їхньої загибелі; снігові й крижані лавини і селі загрожують населеним пунктам, промисловим і транспортним спорудам.



а



б

Рисунок 1.3 – Руйнування природних об'єктів: а – морозобійне утворення тріщин у скелі (<https://geosciencebigpicture.com/frost-wedging-example3-credit-trach-albion-edu/>); б – схема руйнування за рахунок замерзання води в тріщинах (https://www.researchgate.net/publication/364952652_Frost_Crack_Propagation_and_Interaction_in_Fissured_Rocks_Subjected_to_Freeze-thaw_Cycles_Experimental_and_Numerical_Studies/figures?lo=1)

Ще одною аномальною властивістю води, яку широко цитують у науковій літературі, є її висока температура кипіння + 100 °С. Речовина, що складається з таких же легких, як H_2O , молекул, «мала б» кипіти за

температури близько мінус 90 °С (рис. 1.5). Якби це було в реальності (за відсутності Н-зв'язків у молекулі), то вода існувала б на Землі як газ, а не як рідина.



а

б

Рисунок 1.4 – Руйнування в об'єктах будівництва:

а – морозобійні тріщини в бетоні

(https://dbn.co.ua/publ/raschet_zhelezobetonnykh_plit_s_uchetom_obrazovaniya_tres_hhin/20-1-0-470.html); б – стан асфальтового покриття після зимового періоду (https://www.zhitomir.info/news_117936.html)

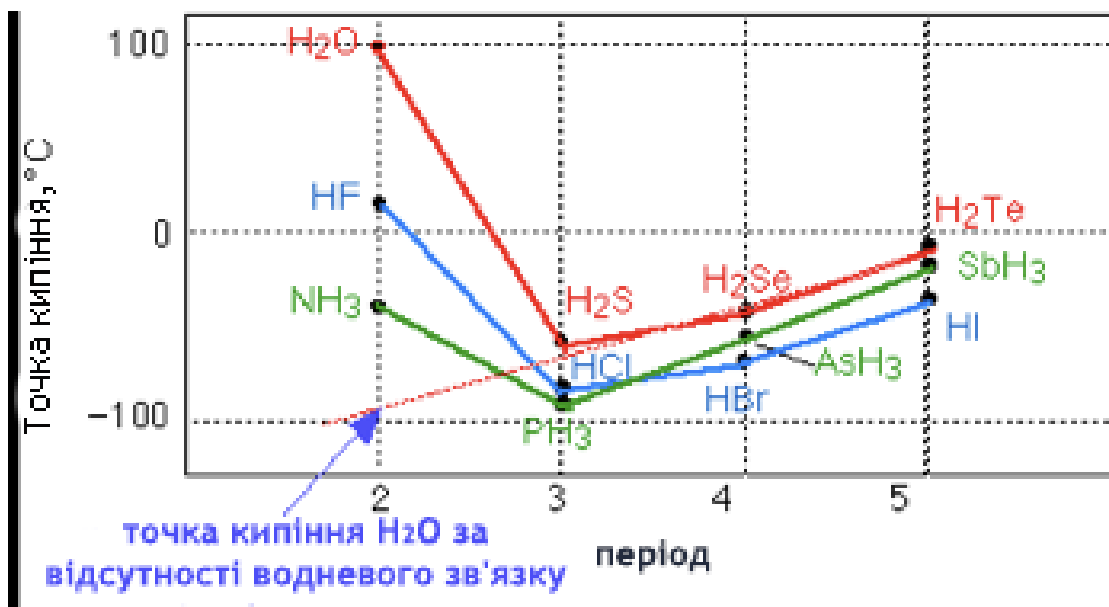


Рисунок 1.5 – Температури кипіння (°С) речовин, що містять водень (<https://infogram.com/water-the-wonder-molecule-1gzxop4nle6d2wy>)

Вода знаходиться в рідкому стані в нормальних умовах, тоді як аналогічні водневі сполуки інших елементів у тих саме умовах є газами (H₂S, CH₄, HF). Вода, навіть дистильована в лабораторних умовах, містить деяку кількість

розчинених атмосферних газів, а іноді і кремнезем (SiO_2). Коли для особливих типів лабораторних досліджень потрібна вода з найвищим доступним ступенем очищення, її зазвичай фільтрують, піддають деіонізації та потрібному вакуумуванню. Але навіть ця «хімічно чиста» вода є сумішшю ізотопних видів. Існують два стабільних ізотопи водню (^1H і ^2H , останній часто позначається D) і кисню (^{16}O і ^{18}O), які призводять до різних сполучень у складі молекули води, таких як: $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$, $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ тощо. Окрім того, два атоми водню в воді містять протони, магнітні моменти яких можуть бути паралельними або антипаралельними, що призводить до існування орто- і параводи відповідно. Ці дві форми зазвичай присутні в природі в співвідношенні 3 : 1.

Таким чином, вода є речовиною, яка характеризується багатьма унікальними властивостями.

1.2 Кількість води на Земній кулі

Наявність рідкої води на поверхні принципово відрізняє нашу планету від всіх інших відомих на сьогоднішній день космічних об'єктів. З космосу Земля виглядає як планета синьо-блакитного кольору (рис. 1.6). Водна оболонка Землі називається гідросферою. Водами Світового океану покрито 361 млн км² (~ 71 %) земної поверхні. Відсоткове співвідношення площі водної поверхні до площі поверхні суші значно переважає в південній півкулі планети – 81 : 19, а в північній півкулі воно становить 61 : 39.

Загальна площа водних об'єктів, розташованих на суші (льодовики, озера, болота, водосховища, річки), становить ~ 20 млн км² або 15 % її площі. Водночас 96 % площі суші, зайнятої водними об'єктами, припадає на льодовики. З цієї кількості площа льодовиків Антарктиди становить 89,8 %, Гренландії – 9,7 %, Арктичних островів – 0,3 %, а всі високогірні льодовики займають лише 0,2 % площі суші.

Середня глибина океанів, у яких зосереджено 94 % води, становить 3,68 км. Загальний обсяг гідросфери дорівнює всього лише 0,13 % об'єму земної кулі, тобто, по суті, вода – це тонка плівка на поверхні Землі. Кількість води в різних частинах земної кулі наведено в таблиці 1.1.

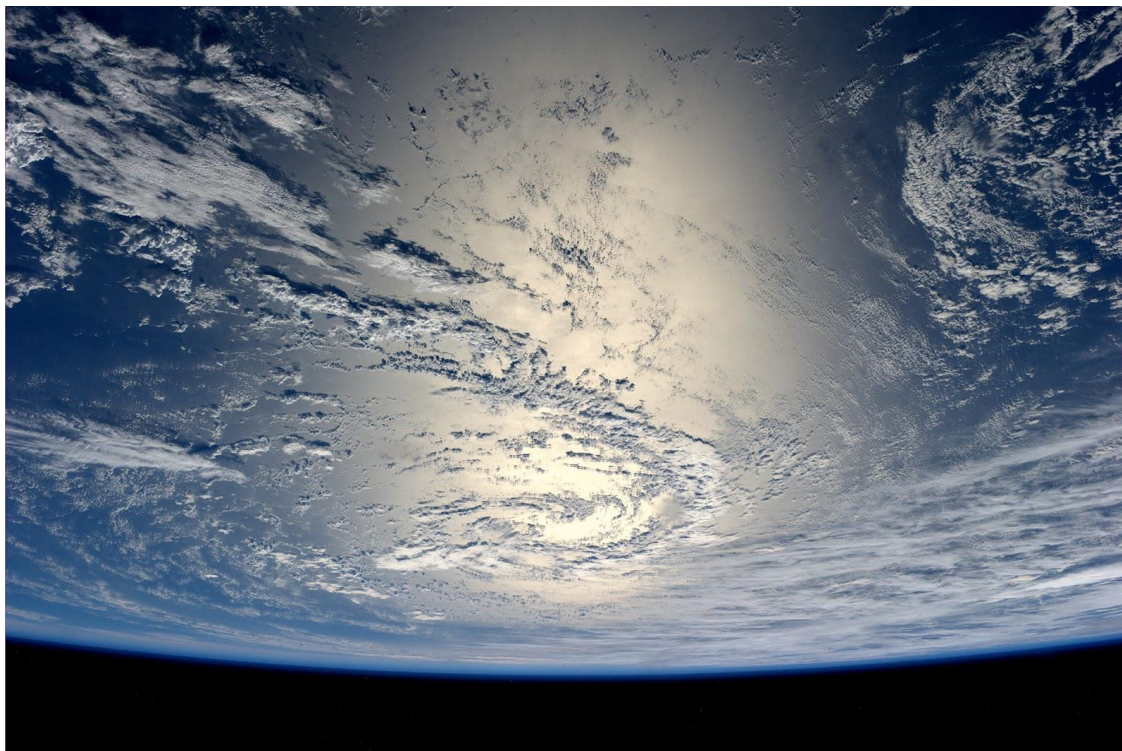


Рисунок 1.6 – Фотографія Землі з космосу (автор – астронавт Alexander Gerst)
(<https://super.abril.com.br/sociedade/enquanto-isso-2/>)

Таблиця 1.1 – Запаси води на Землі (за матеріалами І. К. Гавич, 2006)

Місцезнаходження природних вод	Об'єм солоних вод, тис. км ³	Об'єм прісних вод, тис. км ³	Середній період відновлення запасів
Вода на поверхні Землі (гідросфера)			
Світовий океан	1 338 000		2 650 років
Льодовики	–	25 800	9 700 років
Озера	85	91	17 років
Болота		11	5 років
Водосховища	–	6	52 дні
Ріки	–	2	19 днів
Вода в літосфері			
Підземні води	223 470	10 530	1 400 років
Підземні льоди	–	300	10 000 років
Вода в атмосфері та біосфері			
Пари атмосфери	–	13	8 днів
Вода в живих організмах	1,12		Кілька годин
Загальні запаси води			
Загальні запаси води	1 561 609	36 700	

Як видно з наведеної таблиці, велика частина водних ресурсів планети – солоні води. Середня солоність океанських вод становить 35 ‰ (35 г солі на 1 кг води). Річки і водосховища – одне з найголовніших на сьогоднішній день джерел водопостачання, складають дуже незначну частину світових запасів прісних вод. Це наочно ілюструється діаграмою (рис. 1.7).

Вода, що складає гідросферу, є потужним геологічним фактором, що впливає на зовнішній вигляд планети. Вона сприяє як формуванню гірських порід, так і їхньому руйнуванню. Завдяки воді можливе існування земного життя.

Оцінка вмісту води в земній корі (літосфері) має великі складнощі. Підземні води, які беруть участь у кругообігу води в природі, що залягають на глибинах до 2 км від поверхні, можуть бути віднесені до гідросфери. Їхня кількість за оцінками гідрогеологів – 23,4 млн км³, що становить 1,68 % загального обсягу вод на Землі. Деякі дослідники наводять істотно більші величини: 60 млн км³ (М. І. Львович), 86,4 млн км³ (А. Ф. Макаренко). У літосфері також залягають підземні льоди зони багаторічної («вічної») мерзлоти об'ємом ~ 300 тис. км³ (0,022 % обсягу всіх вод).

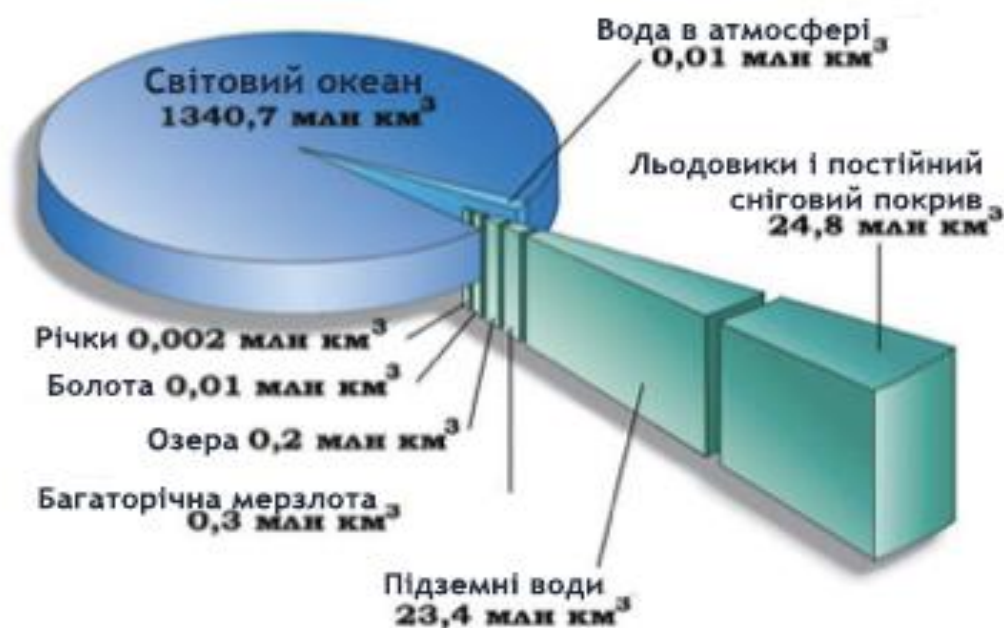


Рисунок 1.7 – Обсяги води в гідросфері Землі
(<https://en.ppt-online.org/351963>)

Особливо важливе значення має кількість на Землі прісної води – найбільш цінного для людства природного ресурсу.

Всього на планеті є 36,7 млн км³ прісних вод, що становить всього лише 2,65 % загального обсягу земної води. Із загальної кількості прісних вод на Землі на лід (твердий фазовий стан води) припадає 71 %, на рідку воду – 29 %. Головні сховища прісної води – це льодовики (рис. 1.8), що містять 70,3 % її запасів і водоносні горизонти прісних підземних вод (28,7 %). У підземних льодах у зоні багаторічної мерзлоти міститься 0,82 %, у прісних озерах – 0,25 %, у водосховищах – 0,016 %, в річках – 0,005 % запасів.



Рисунок 1.8 – Льодовик на острові Шпіцберген
(<https://econet.ua/articles/3659-svalbard-ledniki-norvegii>)

В атмосфері постійно знаходиться в середньому близько 13 тис. км³ води у вигляді водяної пари, дощових крапель, кристалів льоду і снігу. Разом із тим 99 % води знаходиться в найнижчому шарі атмосфери – тропосфері. Її товщина неоднакова і залежить від типу клімату і сезонних чинників: зокрема, у тропічних і екваторіальних регіонах вона доходить до 16–18 км, у помірному поясі – до 10–12 км, а в полярних областях становить близько 8–10 км. У тропосфері утворюються хмари, рухаються циклони й антициклони. Обсяг атмосферної вологи дорівнює шару води на поверхні Землі товщиною всього лише 25 мм.

Обсяг води, який знаходиться в живих організмах біосфери (макро- і мікроорганізми), становить в середньому 80 % від їхньої маси (більшу частину земних організмів складає океанічний планктон). Якщо маса живої речовини на Землі (за В. І. Вернадським) $\sim 1,4 \times 10^{12}$ т, то маса води в організмах – $1,12 \times 10^{12}$ т, об'ємом $\sim 1,12$ тис. км³.

1.3 Походження води на Землі

Питання походження гідросфери та атмосфери залишається дискусійним до теперішнього часу. Запропоновано кілька теорій або гіпотез походження цих оболонок Землі.

Питання походження гідросфери та атмосфери залишається дискусійним до сьогодні. Запропоновано кілька теорій або гіпотез походження цих оболонок Землі.

Відповідно до загальноприйнятої теорії виникнення планети з протопланетної газопилової хмари, на кінцевих стадіях формування Землі її температура була занадто висока, щоб в ній могла залишатися вода, тому припустили її появу від зовнішніх джерел. Однією з гіпотез походження океанів є «кометна гіпотеза»: крижані ядра численних комет, що падали на Землю протягом часу її існування понад чотири мільярди років, могли б бути джерелом води на планеті. Однак ізотопний склад земної води не відповідає складу кометного льоду: частка важкого ізотопу водню (дейтерію) в земній воді в два рази нижче, ніж в ядрах тих небагатьох комет, де були можливі вимірювання (комети Галлея, Хейла – Боппа, Хіякутаке). Отже, кометна вода змішувалася з рівною кількістю давньої земної води з низьким вмістом дейтерію. Таким чином, не більше кількох відсотків води на Землі може мати кометне походження. Цей висновок правильний тільки в тому випадку, якщо певний ізотопний склад льоду характерний для всіх комет, можливо, що існують класи комет з іншим вмістом дейтерію.

Найімовірніше, що значна частина земної води утворилася з льоду, який існував у протопланетній газопиловій хмарі з самого початку його зародження. Науковці з Університету Невади вперше на Землі знайшла суперщільну форму льоду (лід-VII). Дослідники натрапили на нього випадково, всередині алмазу, який має походження із мантиї Землі з глибини близько 650 км. Подібний лід формується в космосі, а на Землі його можна було створити лише в лабораторних умовах (рис. 1.9).

За результатами нещодавніх досліджень, опублікованих у журналі «Science» (2015), вчені з США пояснили походження значної частини води на

Землі. Вони дійшли висновку, що вода на планеті виникла з протопланетного диска, що містить частинки пилу з налиплими на них молекулами води.



Рисунок 1.9 – Частки «космічного пилу» часто є кристалами льоду
(<http://www.bbc.com/earth/story/20150526-alien-origin-of-earths-oceans>)

На думку вчених, ця матерія утворилася близько 4,4 мільярда років тому (рис. 1.10). Такий висновок дослідники зробили, проаналізувавши вміст дейтерію із зразків стародавніх базальтів, виявлених на острові

Бафінова Земля на півночі Канади. Ці гірські породи утворилися з протопланетних частинок, що не зазнали зовнішнього впливу в ході

еволюції Землі. Аналогічно до давніх астероїдів, відношення вмісту дейтерію до протію (ізотопу водню без одного нейтрона) в зразках стародавніх базальтів було приблизно однаковим.



Рисунок 1.10 – Планетарні туманності містять складові майбутніх океанів (знімок телескопа Hubble) (<http://www.bbc.com/earth/story/20150526-alien-origin-of-earths-oceans>)

Це означає, що вода на планету потрапила не з комет, як вважалося деякими вченими, а опинилася на планеті ще на етапі її формування.

Вчені вважають, що як мінімум 20 % води Світового океану виявилось на планеті під час її виникнення. Ця частка, як вважають фахівці, може бути ще вище, і це, можливо, покажуть майбутні дослідження.

Значно більше води виділялося в результаті хімічних реакцій, що відбувалися в надрах нашої планети протягом земного геологічного часу. Походження величезної маси вод гідросфери переважно пов'язано з процесами гравітаційної диференціації і конвекції речовини Землі, з підняттям до поверхні сполук, що містять водень і кисень із глибоких надр земної кори і мантії (рис. 1.11).

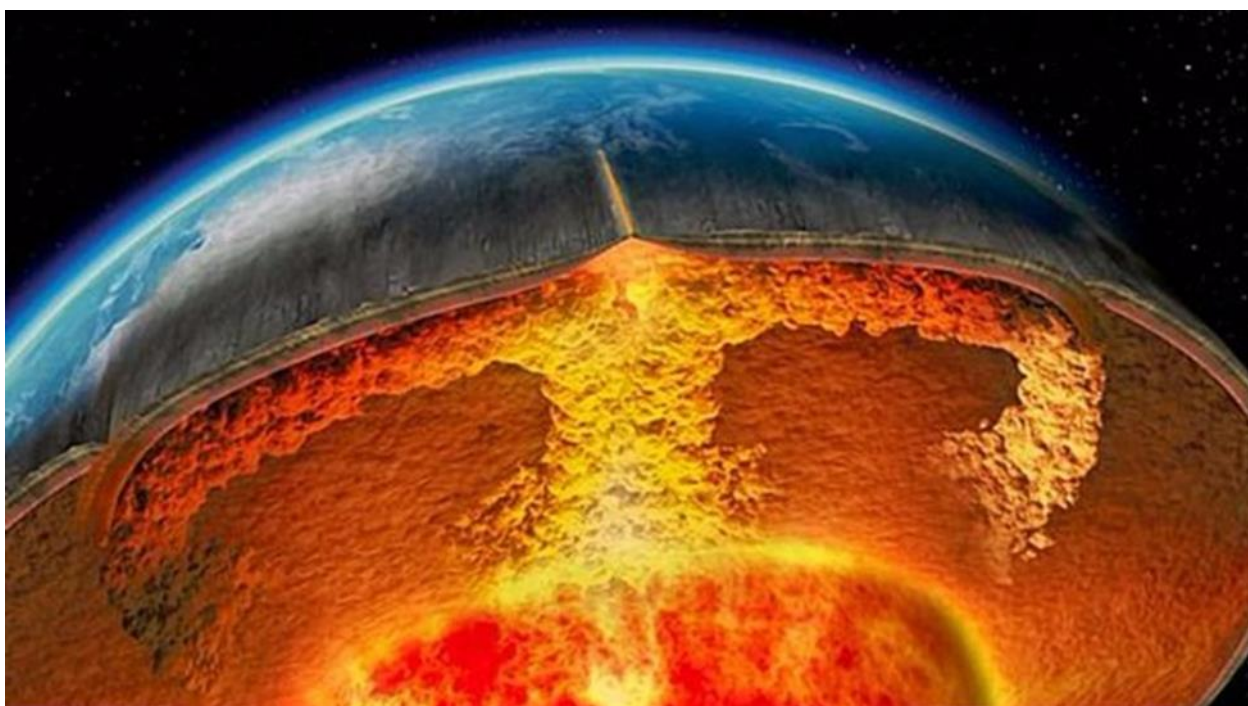


Рисунок 1.11 – Схема конвективних рухів мантійної речовини
(<http://dnpr.com.ua/content/glavnye-nauchnye-dostizheniya-2015-goda>)

Водночас виникнення гідросфери та атмосфери, мабуть, протікало одночасно. Енергетична основа диференціації речовини в надрах – це тепло, що виділяється в процесі безперервного гравітаційного ущільнення Землі, тепло розпаду радіоактивних елементів і тепло хімічних реакцій, що протікають у надрах Землі.

Маса води, що утворює океани і міститься у верхніх шарах літосфери, порівнянна з масою земної кори. Це вказує на те, що земна кора не могла бути єдиним джерелом всієї води, що виділилася.

У процесі формування гідросфери неминуче була участь води, що містилася в мантії. Основна маса води піднялася з мантії шляхом дифузії, частково виділилася в процесі вулканічних вивержень. Процес нарощування маси гідросфери завдяки надходженню її, здебільшого, з мантії триває і в наш час, проте він не може бути нескінченним, бо маса водню і кисню в межах Землі є обмеженою.

Води, які утворюються безпосередньо з магми, були названі Е. Зюссом (1902) ювенільними (з лат. ювеніліс – юний). Такі води утворюються під час охолодження магматичних тіл, розташованих на глибині, у яких спочатку може міститися до 7–10 % води, а також під час виверження вулканів. У процесі повільної кристалізації магми і виникнення магматичних інтрузивних порід відбувається виділення водяної пари, яка поступово остигає і перетворюється на воду. Вода піднімається вгору по розломах і тектонічних тріщинах, проникає в земну кору і місцями виходить на поверхню у вигляді гарячих джерел. Гарячі джерела широко поширені, наприклад, в Ісландії, де вони повністю забезпечують потреби цієї країни в тепловій енергії (рис. 1.12).



а



б

Рисунок 1.12 – Термальні води Ісландії: а – термальне озеро
(<https://www.pinterest.com.au/pin/376895062553844226/>);

б – об'єкти теплоенергетики
(https://corupast.ua/2011/09/19/samy_e_krasivye_gejzery_planety_17_foto.html)

Також великі обсяги води виділяються в атмосферу під час вулканічних вивержень (рис. 1.13).



Рисунок 1.13 – Великі обсяги води виділяються у вигляді пари під час вивержень вулкана Кілауеа, Гаваї (<https://охо.media/wallpaper/view?id=12883>)

Протягом більшої частини історії Землі в результаті дегазації мантії виділялося в середньому $0,5\text{--}1 \text{ км}^3$ води в рік. Ймовірно, приблизно така ж кількість води надра Землі виділяють і зараз.

З плином часу відбувається періодичний перерозподіл води в самій гідросфері, причому головними перемінними елементами системи є Світовий океан і льодовики. Протягом так званих льодовикових періодів, під час глобального стійкого зниження температури на земній поверхні вода замерзає і акумулюється в льодовиках, зменшуючи обсяг Світового океану. У міжльодовикові (інтергляціальні) періоди відбувається зворотний процес – льодовики тануть і, як наслідок, збільшують обсяг води в Світовому океані. Багато дослідників вважають, що в льодовикові епохи рівень Світового океану знижувався на 110–120 м нижче сучасного, а в міжльодовикові періоди – підвищувався на 10–15 м вище сучасного. Теплі міжльодовикові періоди – це у геохронології більш тривалі проміжки стану в історії Землі – вони тривали приблизно 80–90 % часу. Прикладом тривалого часу з теплим кліматом вважається палеоген, який тривав ~ 43 мільйони років. Льодовикові періоди в цілому є винятком. Але в ці часи потужні дво- або чотирикілометрові материкові льоди іноді покривали всю поверхню Землі (наприклад, під час неопротерозойського заледеніння ~ 770 млн років тому).

Якби розтанули всі покривні льодовики Землі, то рівень Світового океану, за приблизними оцінками, піднявся б на 64 м щодо сучасного. Це призвело б до затоплення величезних прибережних територій площею ~ 12 млн км² або 8–9 % поверхні суші.

Протягом останніх 5–6 тис. років рівень Світового океану й об'єми водних об'єктів суші в цілому були стабільні. Невеликий перерозподіл води між водними об'єктами різних типів все ж відбувається: за 82 роки (1894–1975) обсяг води на суші (переважно завдяки льодовикам) зменшився на 25,91 тис. км³, а Світового океану, відповідно, збільшився на цю ж величину. Це супроводжувалося підвищенням рівня Світового океану з інтенсивністю близько 1 мм/рік. За даними 2000 року, обсяг вод у Світовому океані збільшується на 610 км³ у рік, що призводить до прискорення підвищення рівня океану з інтенсивністю 1,7 мм/рік.

1.4 Єдність вод на Землі. Глобальний гідрологічний цикл

За В. І. Вернадським, будь-які прояви природної води – глетчерний лід, безмірний океан, річка, ґрунтовий розчин, гейзер, мінеральне джерело – складають єдине ціле, прямо або побічно, але глибоко пов'язані між собою, і з земною атмосферою і з живою речовиною.

Найважливішою особливістю природних умов Землі є існування кількох гідрологічних циклів (або колообігів води). У глобальному гідрологічному циклі на земній кулі проявляється єдність природних вод Землі і їхній взаємозв'язок з атмосферою, літосферою, біосферою (рис. 1.14). Він, у складі загальних планетарних процесів, є основою єдності природи, здійснює обмін речовиною і енергією, забезпечує відновлення природних ресурсів і відіграє вирішальну екологічну роль. Відновлення водних ресурсів завдяки колообігу води на нашій планеті забезпечило можливість існування життя на Землі.

Вода, що випарувалася з поверхні океану, конденсується в хмарах, частково випадає знову на його поверхню у вигляді атмосферних опадів. Водночас менша частина вологи переноситься у вигляді хмар на сушу, де випадає у вигляді рідких або твердих опадів, стікає по поверхні землі, просочується в ґрунт і глибокі горизонти земної кори і, нарешті, потрапляє знову в океан у вигляді поверхневих і підземних вод.

Постійний рух води на планеті супроводжується перенесенням величезної кількості розчинених і зважених речовин, теплової енергії; призводить до розвитку процесів фізичного і хімічного вивітрювання, денудаційних, ерозійних та акумулятивних процесів.

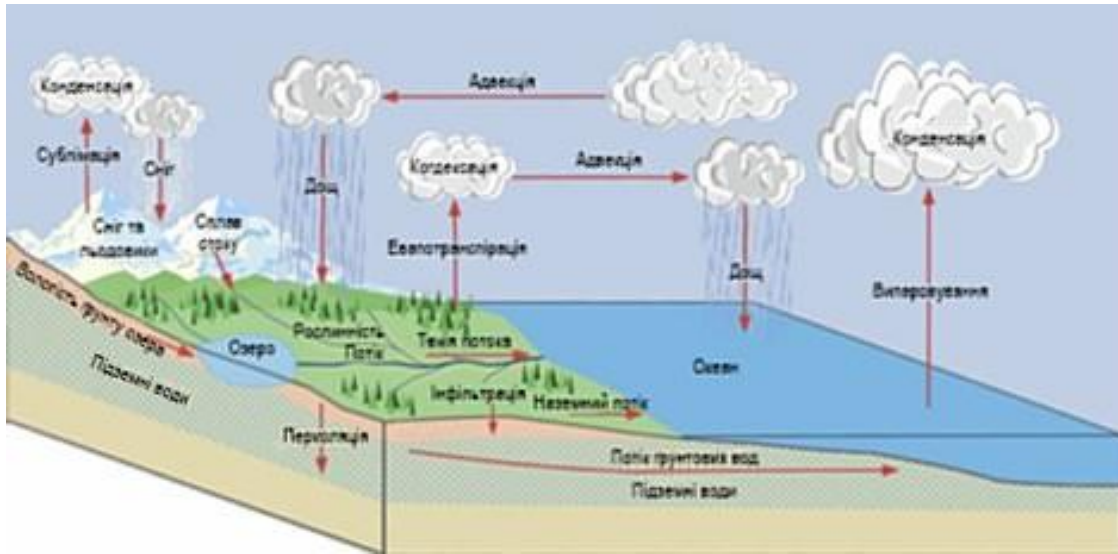


Рисунок 1.14 – Глобальний гідрологічний цикл (колообіг води) на Землі (http://travelsdocbox.com/Eastern_Europe/67580335-Seminar-analiza-vodne-balance-z-modelom-simpel.html)

У системі глобального гідрологічного циклу можна виділити дві підсистеми:

- океанічна підсистема (іноді називається малим колообігом), є багаторазовим циклом: випаровування з поверхні океану – перенесення водяної пари – випадання атмосферних опадів на поверхню океану – переміщення води океанічними течіями – випаровування; у цій підсистемі вода не залишає площу океану (рис. 1.15). З поверхні океану випаровується 505 тис. км³/рік води; повертається в океан у вигляді атмосферних опадів 458 тис. км³/рік; а 47 тис. км³/рік складають води, які переносяться на сушу у вигляді водяної пари;

- материкова підсистема (також називається внутрішнім колообігом), є багаторазовим циклом: випаровування з поверхні суші – перенесення водяної пари – випадання атмосферних опадів на поверхню суші – перенесення води поверхневим і підземним стоком – випаровування і транспірація рослинністю; вода не залишає територію суші. Вода, що випарувалася з поверхні суші (72 тис. км³/рік), і волога, принесена з акваторії океану (47 тис. км³/рік) складають річну суму атмосферних опадів на суші – 119 тис. км³. Необхідно зазначити, що 30 тис. км³ води (42 %), яке випаровується щорічно з поверхні суші, припадає на транспірацію рослинністю, тобто просте фізичне випаровування складає трохи більше половини води, що потрапляє в атмосферу.

Обидві підсистеми пов'язані між собою перенесенням водяної пари атмосфери з акваторії океану на сушу (меншою мірою назад), а також поверхневим і підземним стоком з території суші в океан.



Рисунок 1.15 – Більша частина води, що випарувалася з поверхні океану, не покидає його акваторію, а потрапляє назад у вигляді опадів (<http://www.bbc.com/earth/story/20150526-alien-origin-of-earths-oceans>)

Варто зазначити, що вода, що випарувалася з океанічної поверхні, ніколи не надходить в тому ж обсязі назад в океан, бо деяка її частина зв'язується рослинами, включається до складу їхньої біомаси, згодом нерідко переходить до складу органічних гірських порід і мінералів, а також розкладається безповоротно в процесі фотосинтезу.

Материковий стік із суші в океан обсягом 47 тис. км³/рік складається з поверхневого, переважного річкового стоку (44,7 тис. км³/рік) і значно меншого за обсягом підземного, який не дренують річки (2,3 тис. км³/рік) (рис. 1.16). Поверхневий стік, зі свого боку, включає водний стік річок, що впадають в океан, об'ємом 41,7 тис. км³/рік і, меншою мірою, «льодовиковий стік» – 3,0 тис. км³/рік. Останній є надходження льоду материкових льодовиків у вигляді відколу від них айсбергів і надходження безпосередньо в океан талої води з покривних льодовиків (див. рис. 1.8). Найбільшу частину «льодовикового стоку» на Землі забезпечує Антарктида – 2,3 тис. м³/рік (рис. 1.17).



Рисунок 1.16 – Гирло Амазонки, найбагатоводнішої річки на планеті, яка виносить в Атлантичний океан величезну кількість зважених речовин (<http://forgsm.info/usa/amazon-river-mouth.usa>)



а



б

Рисунок 1.17 – Айсберги: а – утворення, б – поступове танення в океані (<https://keptelenseg.hu/nagyvilag/csodaszep-kerpek-a-vilagbol-123546>)

Під час гідрологічних досліджень суші її поділяють на дві частини – *території (області) зовнішнього стоку*, з яких атмосферні опади, що випали на них, рано чи пізно надходять у Світовий океан, і *території внутрішнього стоку (безстічні області)*, стік з яких у Світовий океан відсутній. Площа

областей зовнішнього стоку становить ~ 80 % суші, на безстічні області припадає до 20 %.

Найбільші території в складі областей зовнішнього стоку належать до басейну Атлантичного океану – 34%. До басейну Тихого океану відноситься 17%, Північного Льодовитого океану – 15%, Індійського – 14% всієї площі суші (рис. 1.18).

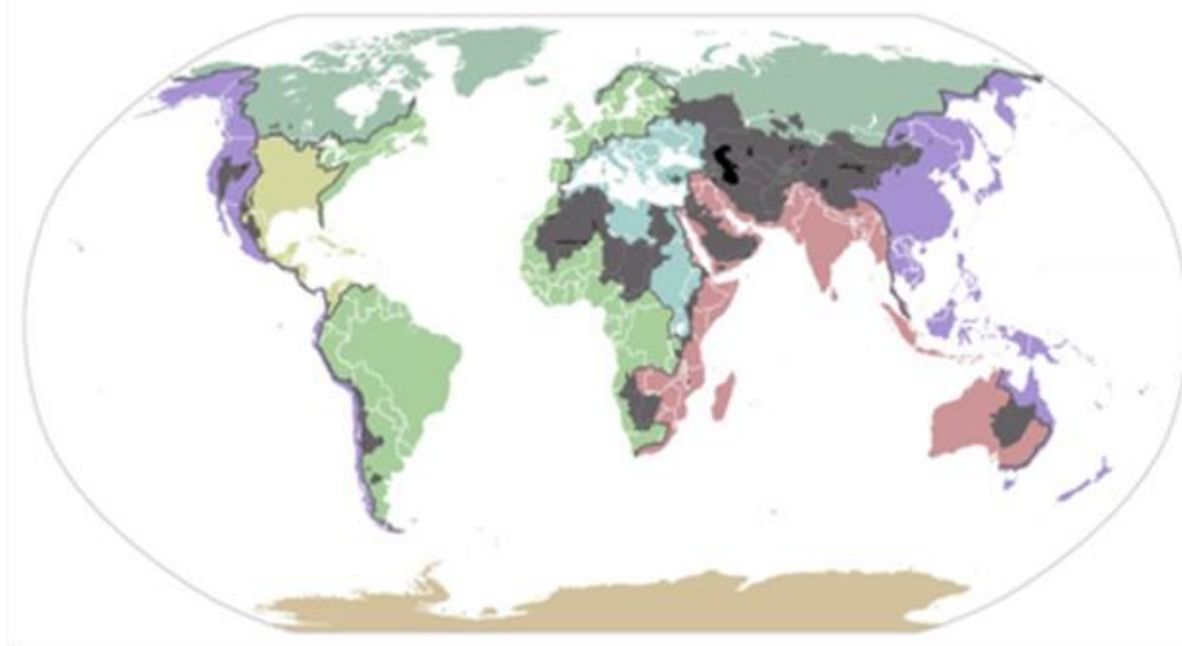


Рисунок 1.18 – Области зовнішнього стоку (кольорові) та області внутрішнього стоку (сірі); чорним кольором позначено Каспійське море – найбільша безстічна водойма на Землі
([https://www.biologie-seite.de/Biologie/Einzugsgebiet_\(Hydrologie\)](https://www.biologie-seite.de/Biologie/Einzugsgebiet_(Hydrologie)))

Річковий басейн, розташований на території внутрішнього стоку, називається безстічним або замкнутим басейном. Стік у такому басейні зазвичай відбувається в безстічне озеро (море), що не має поверхневого або підземного відводу води в сусідні водозбірні басейни.

Найбільша область внутрішнього стоку розташована в Євразії. Вона включає водозбірний басейн Каспійського моря з річкою Волгою, велику Туранську низовину з водозбірними басейнами Аральського моря і озера Балхаш, пустелі Гобі, Алашань, Такла-Макан. В Африці до безстічних територій належать пустелі Сахара, Лівійська, Нубійська, Калахарі; в Північній Америці – пустелі в районі Великого Солоного озера; у Південній Америці – водозбори напівпустельних плато Патагонії тощо; в Австралії – центральна частини материка.

На території зовнішнього стоку щорічно випадає 110 тис. км³ атмосферних опадів, випаровується 63 тис. км³, а різниця – 47 тис. км³ надходить у вигляді річкового і підземного стоку в океан. В областях внутрішнього стоку опадів випадає на порядок менше – 9 тис. км³ опадів на рік, і весь цей обсяг води доволі швидко випаровується в атмосферу.

Найбільші річки світу (Амазонка, Конго, Міссісіпі й інші) зазвичай розташовані в областях зовнішнього стоку, проте і в безстічних областях є дуже великі річки з сумарним стоком до 1 тис. км³/рік. Наприклад, Волга, Амудар'я, Сирдар'я, Ілі. Стік річки Волги становить близько чверті стоку всіх річок безстічних областей.

У глобальному гідрологічному циклі (колообігу води) на земній кулі виявляються закономірності збереження водного балансу. Варто зазначити, що під час складання рівнянь повного балансу Землі загалом, океану та суші зокрема, зазвичай не враховуються невеликі обсяги втрат води з нашої планети в космічний простір, надходження льоду з метеоритами і космічним пилом, а також втрати води в процесі фотосинтезу і надходження води внаслідок дегазації мантії. Ці величини свідомо у багато разів менше від можливих помилок підрахунку інших складових світового водного балансу.

Контрольні запитання до розділу 1

1. Яка будова молекули води?
2. Назвіть аномальні якості води.
3. Чому лід займає більший об'єм, ніж вода, і які це має наслідки?
4. Охарактеризуйте запаси води на Землі.
5. Назвіть якісні показники води гідросфери.
6. Які існують теорії походження води на Землі?
7. Чим обумовлений і як здійснюється колообіг води в природі?
8. Які ви знаєте види колообігу води у природі?
9. Охарактеризуйте основні елементи колообігу води.

РОЗДІЛ 2 ВОДА В ГІРСЬКИХ ПОРОДАХ

Присутність води в гірських породах земної кори має величезне значення. Вода має особливості, які кардинально впливають на такі глобальні процеси, як, наприклад, формування рельєфу Землі і клімату планети. Вода є не тільки найпотужнішим чинником вивітрювання і руйнації гірських порід, значною мірою визначає їхні фізико-механічні властивості, але і є найважливішою умовою біохімічних процесів перетворення поверхневих шарів гірських порід у ґрунти, необхідною умовою харчування і розвитку органічного життя. Вода – це не тільки творець всього живого, але і один з головних «будівельних матеріалів», без якого була б неможлива творча діяльність як Природи, так і людини.

Вода в різних видах знаходиться в гірських породах земної кори практично повсюдно. Вона або її складові можуть входити до складу кристалічних решіток мінералів, обволікати мінерали, а також розміщатися в мікро- і макропорах, тріщинах, кавернах, печерах та інших підземних порожнинах в газоподібному, рідкому або твердому станах.

Відома низка різних класифікацій води в гірських породах або ґрунтах* (гірських породах, які використовують під час будівництва як основу або будівельний матеріал). Одна з ранніх (і використовуваних дотепер) систематизацій видів води в гірських породах була розроблена А. Ф. Лебедевим і представлена в 1936 році. Вона включає такі різновиди: водяна пара, лід, гігроскопічна, плівкова, гравітаційна, кристалізаційна і хімічно зв'язана вода. Також була згадана капілярна вода. Однак, за висловом Б. М. Гуменського, погляди Лебедева на види води в ґрунтах вимагають серйозних коректив на основі нових даних. Міцнозв'язана, пухкозв'язана і вільна вода часто згадуються в навчальній літературі другої половини ХХ століття. Однак, за проф. Е. І. Мулюковим (2012), неясні терміни, що починаються з «міцно-», «пухко-», «слабо-», не відображають природу взаємодії частинок ґрунту з водою». Однак до сих пір в підручниках і в наукових статтях використовуються ці терміни, а також навіть такі, як «твердозв'язана» вода».

* Термін «ґрунт» (англ. ground) починається з м'якої літери «г» і має більш широке значення, ніж термін «грунт» (англ. soil), який починається з твердої літери «г» має родючість, що дуже важливо для сільського господарства, і є лише одним із різновидів ґрунтів. Таким чином, наприклад, «ґрунтознавство» (англ. ground science) – це наука про ґрунти, їх використання в будівництві та господарських цілях, а «грунтознавство» (англ. soil science) – це наука про властивості поверхневого родючого шару. Отже у цьому посібнику ми розглядаємо саме «ґрунти».

Дослідження води як рідкої фази в складі гірських порід і її впливу на властивості дисперсних ґрунтів проводилися Б. В. Дерягиним, Ф. Лоу, П. А. Ребиндером, А. В. Думанським, Н. А. Цитовічем та ін.

Найбільш обґрунтована, на наш погляд, сучасна класифікація, розроблена Р. І. Злочевською (1988) і наведена в таблиці 2.1.

Таблиця 2.1 – Класифікація видів води в ґрунтах (за Р. І. Злочевською, 1988)

Категорія (тип) води	Види та різновиди води
Зв'язана вода	<ol style="list-style-type: none"> 1. Вода в кристалічних решітках мінералів (конституційна, кристалізаційно зв'язана). 2. Адсорбційна вода (острівної, мономолекулярної та полімолекулярної адсорбції)
Вода перехідного типу (від зв'язаної до вільної води)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Осмотично поглинена вода. 2. Капілярна вода (капілярної конденсації і капілярного вбирання)
Вільна вода	<ol style="list-style-type: none"> 1. Вода, замкнута в великих порах (імобілізована). 2. Текуча

Крім перелічених в таблиці 2.1 видів, вода присутня в ґрунтах в пароподібному стані (водяна пара) і вода в твердому стані (лід).

Розглянемо основні особливості цих типів і видів води.

2.1 Зв'язана вода

Зв'язана вода утримується в породі завдяки хімічним і фізичним силам, що діють з боку молекул мінералів. Енергія такого зв'язку становить від 0,1 до 800 кДж/моль. Вплив фізичних полів настільки сильний, що призводить до зміни структури і властивостей води. За особливостями структури виділяють два види зв'язаної води: вода, яка присутня в кристалічних решітках мінералів (різновиди: конституційна і кристалізаційна), і адсорбційна (або колоїдна) вода.

Конституційна вода (немолекулярна форма води) представлена іонами OH^- , рідше H^+ , H_3O^+ , які розташовуються у вузлах кристалічної решітки мінералів.

Мінеральні структури можуть руйнуватися під час нагрівання та розплавлення в температурному інтервалі від від 300 °С до 1 300 °С. За руйнування кристалічної решітки мінералів іони H^+ і OH^- реагують між собою, утворюючи молекули води. До мінералів, що містять конституційну воду, належать: тальк $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$, брусит $Mg(OH)_2$, серпентин $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$, портландіт $Ca(OH)_2$ тощо (рис. 2.1).



а



б

Рисунок 2.1 – Мінерали, що містять в своєму складі конституційну воду:

а – брусит $Mg(OH)_2$ (http://geo.web.ua/druza/m-novmirK_66.html);

б – серпентин $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$ (<http://ergaki2007.narod/report.html>)

Кристалізаційна (або кристалогідратна) вода, бере участь у будові кристалічної решітки деяких мінералів у вигляді молекул H_2O і входить в їхню структуру. Така вода починає виділятися з мінералів під час їхнього нагрівання до 400–500 °С. Прикладом мінералу з кристалізаційною водою може бути гіпс $Ca(SO_4) \cdot 2H_2O$, під час нагрівання якого відбувається поетапне виділення води. На першій стадії нагрівання утворюється маловодний гіпс (алебастр) $Ca(SO_4) \cdot 0,5H_2O$, містить значно менше води; далі в процесі нагрівання він переходить у безводний ангідрит $Ca SO_4$.

Іншим прикладом кристалізаційної води може бути вода в мінералі опал $SiO_2 \cdot nH_2O$ (рис. 2.2).

Різновид кристалізаційної води – цеолітна вода, що входить до складу кристалічних решіток водних алюмосилікатів – цеолітів. Вона може виділятися з цих мінералів і знову поглинатися без руйнування їхньої кристалічної решітки.

Адсорбційна (або колоїдна) вода – це молекулярна форма зв'язаної води, що утримується на поверхні дисперсних частинок під впливом їхнього силового поля. Для цього типу характерний змінний вміст води. На відміну від

конституційного і колоїдного видів води, цей різновид видаляється за меншої температури нагрівання – значна її частина випаровується за 110 °С.

Крім того, розрізняють міжшарову воду, адсорбовану на поверхні окремих шарів в деяких мінералах з шаруватою структурою (наприклад, у глинистих мінералах типу монтморилоніту, а також слюдах), воду твердих колоїдів (затверділих гелів) і гігроскопічну воду, що механічно потрапила до мінеральних агрегатів, яка під час нагрівання повністю видаляється за температури 105–110 °С.



а



б

Рисунок 2.2 – Мінерали, що містять в своєму складі кристалізаційну воду:

а – опал SiO_2 (<https://jewellery.ua/gems/semi-precious/opal/>); б – гіпс $\text{Ca}(\text{SO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (фото автора)

Молекули міжшарової води розташовуються іноді в кілька шарів між шарами нейтральної кристалічної решітки мінералу. За своїм типом міжшарова вода наближається до кристалізаційної і водночас поводить себе подібно до цеолітної води, на відміну від якої після видалення води обсяг мінералу зменшується, а його питома вага збільшується.

Вода в глинистих гірських породах значною мірою визначає їхні фізико-механічні властивості, що залежать, насамперед, від відносного вмісту в них води. Це пояснюється взаємодією молекул води, за допомогою електричних молекулярних сил з поверхнями колоїдних і глинистих частинок. Тверді частинки породи, що складаються з тих чи інших мінералів, мають на поверхні найчастіше негативний заряд статичної електрики. Молекули ж води, будучи диполями, й іони розчинених у підземній воді солей протилежного заряду, потрапляючи в поле заряду частинки ґрунту, орієнтуються певним чином і притягуються до поверхні цієї частки. У результаті поверхня твердої

мінеральної частинки покривається молекулярним шаром, що складається здебільшого з молекул води.

Молекули адсорбційної води пов'язані силами електромолекулярного тяжіння з поверхнею мінеральних частинок і утворюють навколо них гідратні оболонки (рис. 2.3).

Вода острівної або мономолекулярної (одношарової) адсорбції, молекули якої розташовані безпосередньо поблизу частинок, має найбільшу енергією тяжіння до їхньої поверхні $\sim 40\text{--}120$ кДж/моль. Вода полімолекулярної або багатшарової адсорбції має меншу енергію зв'язку – менше 40 кДж/моль. Ця вода створює адсорбційні плівки, що складаються з одного або кількох молекулярних шарів, і міститься в мікропорах або тріщинах ґрунтів розміром менше 0,001 мкм.

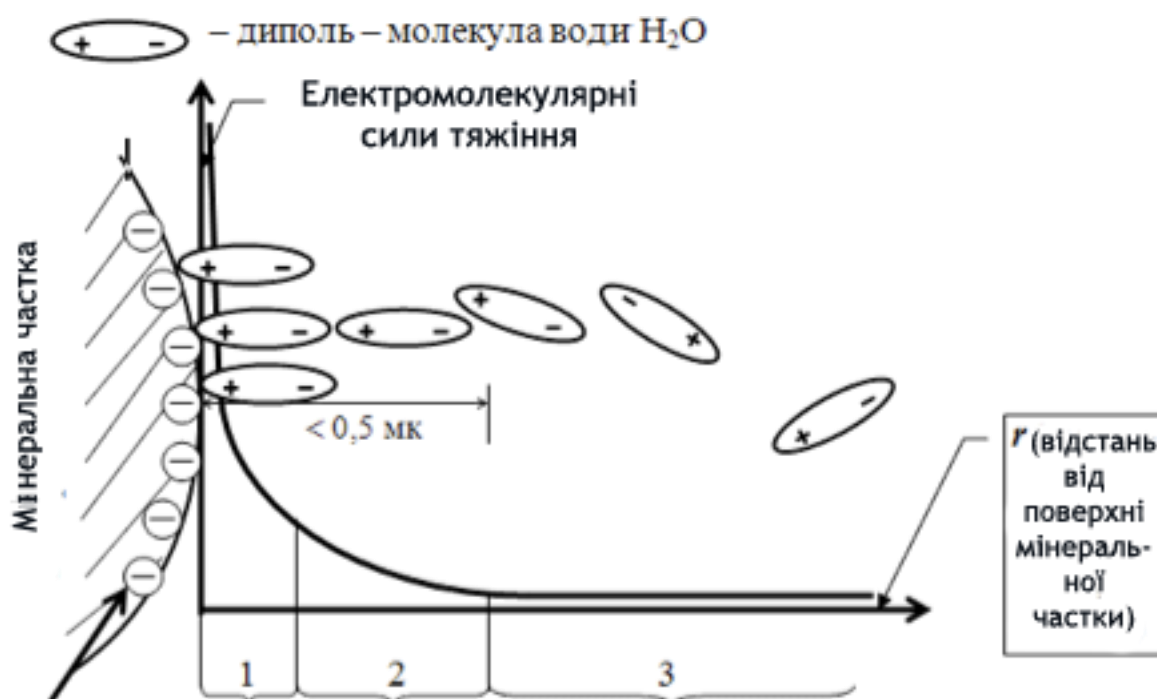


Рисунок 2.3 – Схема розташування молекул адсорбційної води: 1 – вода мономолекулярної і острівної адсорбції; 2 – вода полімолекулярної або багатшарової адсорбції; 3 – вода перехідного типу від зв'язаної до вільної гравітаційної води (<http://lektsii.com/1-91359.html>)

В адсорбційній воді фізико-хімічні властивості сильно відрізняються від властивостей води у вільному стані. Наприклад, адсорбційна вода не розчиняє солі, замерзає за температури мінус 70–80 °С, не передає гідростатичного тиску і, відповідно, не переміщається за наявності градієнта гідравлічного напору.

Наявність зв'язаної води дуже сильно впливає на міцність і здатність до деформації багатьох гірських порід. Практично всі фізико-механічні властивості порід змінюються залежно від наявності в них зв'язаної води певного виду. З практичного погляду найважливішим є її вплив на характеристики міцності порід у зв'язку з їхнім використанням у будівельних цілях. Вплив зв'язаної води на стан порід найсильніше проявляється у дисперсних ґрунтах, що складаються з окремих мінеральних часток, особливо таких, як пилувато-глинисті і, особливо, лесові ґрунти.

Таким чином, зв'язана вода відіграє чималу роль як у формуванні властивостей різних гірських порід, так і в розвитку багатьох інженерно-геологічних процесів.

2.2 Вода перехідного типу (від зв'язаної до вільної води)

Вода перехідного типу – від зв'язаної до вільної форми води утримується поблизу поверхні мінеральних частинок більш слабкими силами, тому завдяки меншому впливу її структура змінена незначно. Саме це визначає не дуже суттєві відмінності її фізичних властивостей порівняно з вільною водою (рис. 2.4).

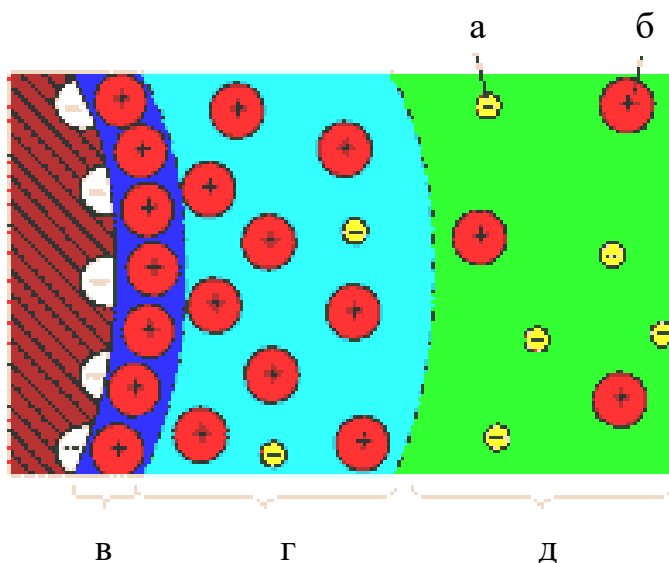


Рисунок 2.4 – Схема розташування осмотично поглиненої води поблизу мінеральної частинки: а – аніони; б – катіони; в – адсорбційний шар; г – дифузійний шар; д – поровий водний розчин

У гірських породах виникає ефект «напівпроникної мембрани» (широко зустрічається в живих організмах); роль мембрани виконує зовнішня межа подвійного електричного шару, яка під дією градієнта концентрації пропускає малі за розміром молекули води, але не пропускає більші катіони.

Осмотично поглинена вода утворюється в гірських породах завдяки процесам виборчої дифузії молекул води в напрямку до поверхні мінеральної частинки, зумовленої наявністю так званого подвійного електричного шару

«іонної атмосфери»), що складається зазвичай з катіонів порового розчину, що компенсують негативний заряд поверхні мінеральних часток.

Подвійний електричний шар складається з двох частин: внутрішньої зони, що називається адсорбційним шаром, і зовнішньої – дифузного шару. Осмотичне поглинання води тісно пов'язане зі здатністю багатьох глинистих порід до набухання – збільшення свого об'єму під час поглинання вологи. Практично всі глинисті породи здатні набухати під час підвищення їхньої вологості і давати усадку у разі її зниження, хоча і в різному ступені. Найбільше набухання і, відповідно, найбільша небезпека для споруд, побудованих на таких ґрунтах, притаманні незцементованим глинам, які містять в своєму складі монтморилоніт – глинистий мінерал з рухомою кристалічною решіткою (рис. 2.5).



Рисунок 2.5 – Монтморилонітова глина, що формується в мілководних басейнах в умовах посушливого клімату та набухає під час осмотичного поглинання води (<https://tradio.wiki/files/thumb/2/2c/Clay-ss-2005.jpg/300px-Clay-ss-2005.jpg>)

Як показує будівельна практика, недооцінка властивостей набухання глинистих порід під час замочування і усадки під час їхнього висихання призводить до пошкоджень підземних і поверхневих конструкцій будівель і споруд внаслідок нерівномірних і тривалих деформацій ґрунтових основ.

Капілярна вода – це ще одна форма води, що займає проміжне положення між зв'язаною і вільною водою.

Вона частково або повністю заповнює пори дисперсних і тріщини скельних гірських порід капілярного розміру (діаметром від 0,001 мкм до 1 мм) завдяки капілярному тиску і утримується в породах капілярними силами – силами поверхневого натягнення водних менісків, що утворюються на кордоні фаз «вода – повітря – тверда поверхня». Чим менше розмір пір або тріщин, або тонких скляних трубочок (рис. 2.6), тим сильніше діють капілярні сили.

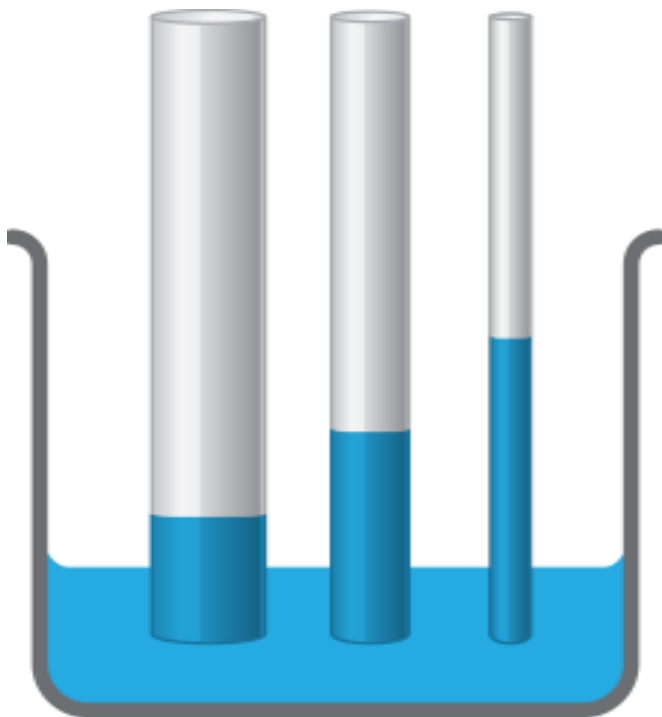


Рисунок 2.6 – Висота капілярного підняття залежить від геометричних розмірів пористого простору (діаметра скляних трубок)

Необхідна умова утворення капілярної води – це наявність міжфазової поверхні «вода – повітря». Тому капілярна вода значно поширена в ґрунтах і ґрунтах зони аерації, тобто вище рівня ґрунтових вод. За повного насичення ґрунту водою капілярні ефекти не спостерігаються.

Висота капілярного підняття в ґрунтах (потужність капілярної кайми) залежить від розміру пустот, структури порового простору, гранулометричного складу і дисперсності гірських порід і змінюється в широких межах (табл. 2.2, 2.3).

Розміри капілярів в ґрунтах залежать здебільшого від гранулометричного складу. Відповідно

до цього в гравійних і піщаних ґрунтах капіляри достатньо великі, і підняття води в них відбувається зазвичай на малу висоту, однак з великою швидкістю – протягом декількох годин. У суглинках і глинах, навпаки, капілярні проміжки дуже тонкі, і, відповідно, капілярне підняття досягає тут зазвичай величин 2,5–3,0 м і більше, але здійснюється повільно, і для його завершення може знадобитися кілька місяців (табл. 2.3).

Таблиця 2.2 – Висота капілярного підняття в однорідних незв'язних ґрунтах (за А. Аттербергом)

Ґрунт	Розмір частинок, що складають ґрунт, мм	Висота капілярного підняття, см
Ґравій дрібний	5–2	2,5
Пісок:		
ґравелистий	2–1	6,5
крупний	1–0,5	13,1
середньої крупності	0,5–0,2	26,1
мілкий	0,2–0,1	42,8
пилуватий	0,1–0,05	105,5

Таблиця 2.3 – Зміна висоти капілярного підняття в суглинках і глинах (за Ф. П. Саваренським)

Ґрунт	Кількість днів	Висота капілярного підняття, см
Суглинок піщанистий	85	160,6
Суглинок легкий	207	196,0
Глина	25	90,7
Глина	50	99,5
Глина	114	125,0
Глина	207	153,5

У глинах максимальна висота капілярного підняття досягає 8 м і навіть більше, у суглинках – 4 м, у супісках – 1,5 м.

Капілярна вода за основними фізичними властивостями майже не відрізняється від вільної води, тому що капілярні сили практично не впливають на її структуру.

Формування капілярної води в гірських породах відбувається двома способами:

– завдяки конденсації пароподібної води з ґрунтового повітря, коли молекули води поступово конденсуються на поверхні плівки адсорбованої вологи, що огортає частинки породи, і, зливаючись в місцях контакту (на стику частинок), утворюють водні меніски;

– завдяки переміщенню води по сполучених порах і тріщинах (капілярах) в ґрунті під дією сил поверхневого натягу на контактні породи з вільною поверхнею підземної води або за поверхневого зрошення ґрунтів. Схема розташування капілярної й інших видів води наведено на рисунку 2.7.

Поверхня землі

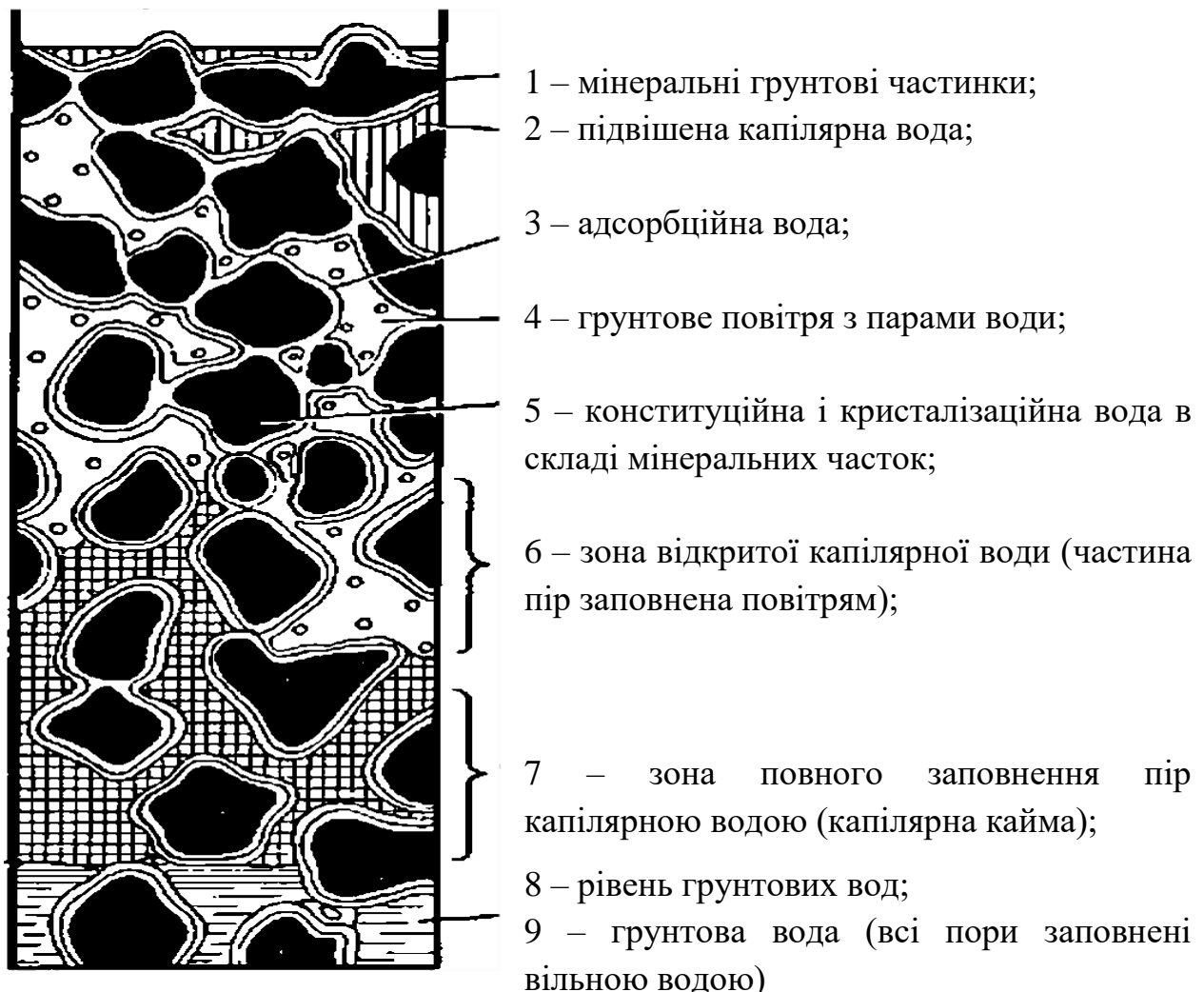


Рисунок 2.7 – Вода в ґрунтах (за Г. Цункером з доповненнями)
(https://collectedpapers.com.ua/soil_its_properties_and_life/vlastivosti-gruntu)

2.3 Вільна вода

Вільна вода – це підземна вода, яка може пересуватися по тріщинах і порах у гірських породах під дією сили тяжіння або напірного градієнта. У зв'язку з цим вільну воду також називають гравітаційною. Вона знаходиться в породах при повному заповненні всіх пір і тріщин водою, що відповідає повній вологоємності, у зоні насичення – нижче рівня ґрунтових вод. До гравітаційної води також відносять воду, яка рухається вниз через зону аерації (вище рівня ґрунтових вод), періодично з'являється під час сніготанення, після випадіння дощів, зрошенні, витоках тощо.

Загальна схема видів води в гірських породах наведена на рисунку 2.8.

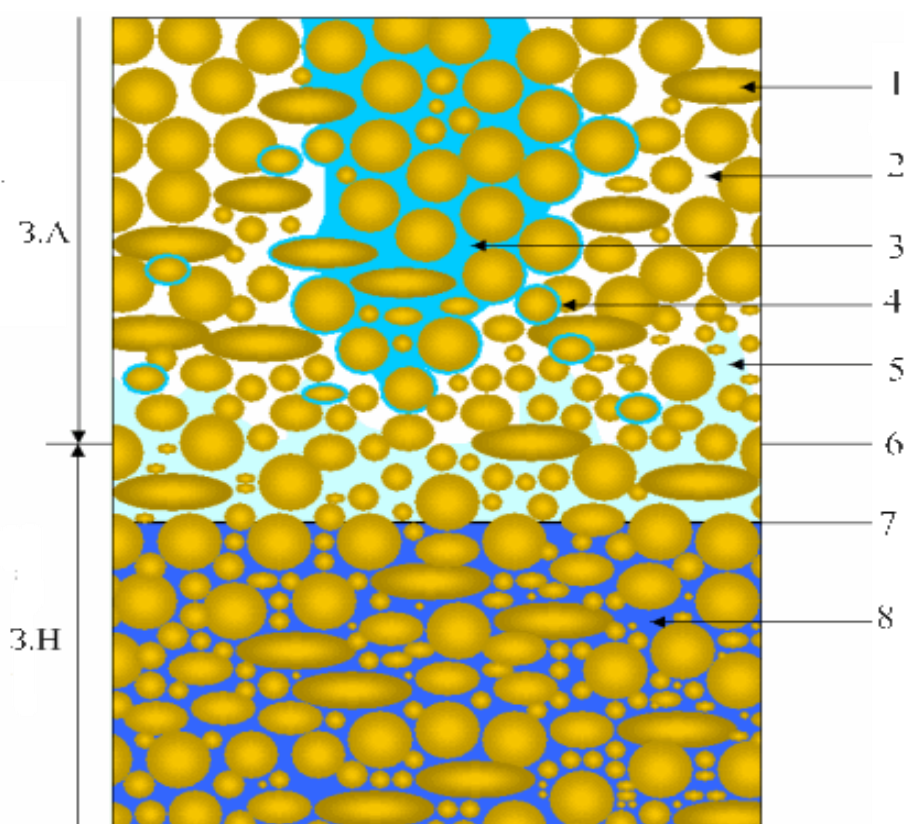


Рисунок 2.8 – Види води в гірських породах:

З. А – зона аерації, де пори заповнені повітрям і частково водою;

З. Н – зона насичення, де все пори заповнені водою; 1 – мінеральні частки;
2 – пори, заповнені повітрям; 3 – вода, що просочується; 4 – адсорбційна вода;
5 – капілярна вода; 6 – умовна межа зон аерації та насичення (по поверхні капілярної кайми); 7 – поверхня поверхня ґрунтової води;

8 – пори, заповнені вільною водою

(https://www.stadtentwicklung.berlin.de/umwelt/umweltatlas/edf212_01.htm)

За своїм розташуванням вільна вода поділяється на два види:

– *вода, замкнена в великих порах породи (імобілізована)*, яка не має зв'язку з основною масою підземної води і тому не бере участь в процесах фільтрації і руху підземних вод;

– *текуча вільна вода* (вода ґрунтового потоку), яка може рухатися під дією сили тяжіння або напору і утворює горизонти підземних вод.

Вільна гравітаційна вода має незмінену структуру і всі фізичні та хімічні властивості, притаманні звичайній воді: здатність розчиняти солі, передавати гідростатичний тиск. Під час руху шляхом фільтрації по великих порах і тріщинах під дією сили тяжіння або напору вона за участю гідродинамічних сил впливає на частинки мінеральних порід. Гідростатичний тиск води, що знаходиться в порах породи, «зменшує вагу» мінеральних часток (скелета) породи відповідно до закону Архімеда, а також створює зважувальний тиск на фундаменти будівель та споруд, які розташовані нижче рівня ґрунтових вод.

2.4 Вода в пароподібному і твердому стані

Крім води в рідкому стані, у гірських породах майже завжди присутня водяна пара, яка заповнює пори піщано-глинистих і великоуламкових порід, а також тріщини і порожнини скельних порід. Повітря, насичене водяною парою, має відносну вологість 100 % або близьку до цього значення. Під впливом коливань температури і тиску пара може конденсуватися і, навпаки, рідка вода може перетворюватися на пару. Водяна пара переміщається з місць з більш високою температурою в місця з більш низькою температурою, де пружність водяної пари нижче. Тому взимку в умовах помірного клімату рух водяної пари направлено до верхніх шарів гірських порід, а влітку навпаки – вглиб землі. Таким чином, вода в пароподібному стані в порах гірських порід знаходиться в постійній динамічній рівновазі з іншими видами води і з парами води в атмосфері.

Вода в твердому стані знаходиться в природі у вигляді льоду. Лід – це низькотемпературна мономінеральна гірська порода, що складається з однойменного мінералу (найбільш легкого на Земній кулі). Лід є одною з найпоширеніших твердих речовин на земній поверхні, що займає на цей час близько 6 % її площі.

Тривалість існування одних видів льоду становить кілька годин, вік інших складає сотні тисяч років. У більшості температурних умов Землі він знаходиться в стані, близькому до фазового переходу його в воду. Лід зустрічається тільки в верхніх шарах літосфери і гідросфери.

Залежно від умов утворення, температури і тиску можуть виникнути 15 видів кристалічного льоду і три види аморфного. Багато з цих видів зустрічаються на Землі в природних умовах. Найпоширенішим у природі є лід з гексагональною упаковкою атомів, що утворюється за температури мінус 0,01 °С. Важливою особливістю молекулярної структури цього виду є наявність так званих базисних площин. Руйнування льоду за цими площинами відбувається з розривом двох молекулярних зв'язків, а вздовж будь-якої іншої площини процес руйнування відбувається з розривом чотирьох зв'язків. Щодо розбіжності базисної площини з напрямком тиску, разом із зсувом відбувається також вигин кристалів. Для зміщення крижаного масиву по базисних площинах потрібна напруга майже в десять разів менше, а за температури, близької до плавлення льоду, зрушення в льоду відбуваються в усіх напрямках однаково легко.

Лід є достатньо однорідна і стабільна речовина, містить мало сторонніх домішок, не вступає з ними в хімічну взаємодію, не утворює зростків з кристалами інших речовин і твердих розчинів. Лід не допускає в свою кристалічну решітку інші речовини, і така властивість у природі є унікальною. Всі домішки розташовуються на межі кристалів льоду або на окремих ділянках (рис. 2.9).



Рисунок 2.9 – Структура, що утворилася під час замерзання глинистої води, де частинки глини відокремлюються між кристалами льоду (<https://newsland.com/community/228/content/tektonika-lda/5024208>)

Контрольні запитання до розділу 2

1. Які існують види і різновиди води в гірських породах?
2. Охарактеризуйте різновиди зв'язаної води.
3. Охарактеризуйте різновиди води перехідного типу.
4. Які умови утворення капілярної води?
5. Яка висота та швидкість капілярного підняття в різних ґрунтах?
6. Охарактеризуйте різновиди вільної води.
7. Охарактеризуйте воду в гірських породах у вигляді пари та льоду.

РОЗДІЛ 3 ХІМІЧНИЙ СКЛАД І ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ПІДЗЕМНИХ ВОД

Вода в хімічно чистому вигляді H_2O (рис. 3.1) у природі не зустрічається.

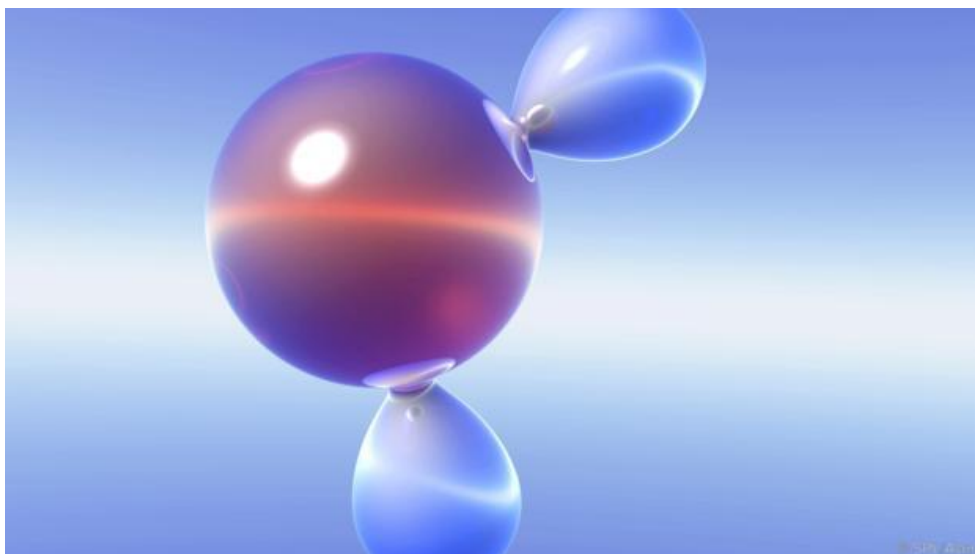


Рисунок 3.1 – Модель молекули H_2O

(<http://www.bbc.com/earth/story/20150526-alien-origin-of-earths-oceans>)

Поверхневі води гідросфери Землі, а також підземні води, що знаходяться у верхній частині літосфери, є гетерогенними системами: водні розчини солей різної концентрації містять розчинені гази, колоїди і органічні речовини.

Корисні або шкідливі властивості води, а також її придатність для використання в господарських цілях можна оцінити виходячи із вмісту хімічних елементів і сполук, що знаходяться у воді. У кількісному вираженні цей вміст визначають під час виконання хімічних аналізів. Визначення хімічного складу підземних вод при гідрогеологічних дослідженнях у процесі інженерних вишукувань має велике значення для проєктів майбутнього будівництва, під час пошуку джерел водопостачання, для зрошення сільгоспугідь, у гірничій справі, під час екологічних досліджень і для інших цілей.

Хімічний склад природних підземних вод відрізняється надзвичайним різноманіттям і складністю. Це обумовлено цілою низкою чинників і, насамперед, аномальними властивостями води і складним ізотопним складом водню і кисню в її будові.

Сильно впливає також різноманіття гірських порід, у яких містяться підземні води й активно взаємодіють з цими породами; складність біохімічних процесів, що протікають у підземних водах; мінливість газового складу; істотні відмінності температур і тисків на різних глибинах й інші фактори. Основними процесами, у результаті яких формується хімічний склад підземних вод, є: розчинення, гідролітичне розкладання, іонний обмін, дифузне вилуговування і біохімічні процеси.

Показники фізичних властивостей підземних вод, наприклад густина, електропровідність, а також органолептичні характеристики (колір, прозорість, запах тощо) значною мірою залежать від хімічного складу.

3.1 Іонно-сольовий склад

Підземні води є природними розчинами. У цей час у природних підземних водах виявлені майже всі стабільні хімічні елементи (понад 80) з елементів системи Менделєєва.

Властивості підземних вод значною мірою визначаються кількістю і співвідношенням присутніх у них у розчиненому вигляді природних мінеральних солей, які містяться у воді у вигляді іонів – позитивно заряджених катіонів і негативно – аніонів. Більше 90 % розчинених солей, що визначають хімічний тип, назву води та її найголовніші властивості, і що мають найбільше практичне значення, складають такі сім іонів: катіони Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ ; аніони Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- . Ці іони називають макрокомпонентами або головними іонами, вони мають високі кларки і характеризуються хорошою розчинністю у воді. Основу комплексу аналізів підземних вод становить визначення вмісту цих іонів, що є обов'язковим під час будь-яких гідрохімічних досліджень. Вміст макрокомпонентів зазвичай доволі значний: у слабомінералізованих і прісних водах вони становлять 90–95 % розчинених речовин (тут зазвичай переважають іони HCO_3^- , CO_3^{2-} , Ca^{2+}), у високомінералізованих водах і розсолах – більш 99 % (тут переважають Cl^- і Na^+). Іони SO_4^{2-} і Mg^{2+} займають проміжне положення. Залежно від переважання розчинених у воді солей розрізняють такі основні види підземних вод: за аніонами – гідрокарбонатні, сульфатні і хлоридні, а за катіонами – кальцієві, магнієві і натрієві.

У значно менших кількостях (від декількох мкг/л до перших мг/л) присутні елементи і сполуки, які називають мезо- і мікрокомпонентами. Вони представлені речовинами, розчинність природних сполук яких мала, а кларки – низькі. У деяких типах підземних вод істотну роль можуть відігравати сполуки азоту NH_4^+ , NH_3 , NO_2 , NO_3^- , а також сполуки Si, Fe, Al, F, I, Br тощо.

За підвищеного вмісту деяких елементів у воді виділяють такі види підземних вод: крем'янисті (Si) – не менше 50 мг/л кремнієвих кислот; залізисті (Fe) – не менше 20 мг/л заліза; бромисті (Br) – не менше 25 мг/л бромиду; йодисті (I) – не менше 5 мг/л йоду (часто зустрічаються йодобромні води); миш'яковисті (As) – не менше 0,7 мг/л миш'яку.

3.1.1 Загальна мінералізація

Характеристикою, за якою судять про загальний вміст в воді солей, є загальна мінералізація. Вона включає всі розчинені у воді речовини, незалежно від того, іонізовані вони чи ні; у загальну мінералізацію не включають механічні суспензії, колоїди і розчинені гази.

Якби вміст всіх розчинених у воді твердих речовин міг бути точно визначеним, то теоретично загальна мінералізація дорівнювала б сумі цих компонентів. На практиці ж про величину загальної мінералізації зазвичай судять по сухому залишку, який утворюється після випарювання деякого об'єму води і висушування його протягом години за температури 105–110 °С (іноді до 180 °С). Склад сухого залишку нерідко кількісно не збігається зі складом речовин, присутніх у в розчині, оскільки: органічні речовини розкладаються, бікарбонати переходять у карбонати, сульфат кальцію часто осідає у вигляді гіпсу ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), що поглинає частину води, гази під час нагрівання води випаровуються, також може зникнути невелика кількість магнію, хлоридів і нітратів. За сухим залишком (і за електропровідністю води) можна дати оцінку точності суми розчинених у воді речовин.

У західноєвропейських і американських джерелах часто використовується термін «загальна кількість розчинених часток» – Total Dissolved Solids (TDS), що, по суті, відповідає загальній мінералізації. За одиницю вимірювання рівня мінералізації прийняті міліграми на літр (мг/л) або грами на літр (г/л). Це означає вагу речовин у міліграмах або грамах, розчинених у 1 літрі води (для прісних і солонуватих вод; г/л або г/кг (‰ – проміле) – для розсолів). Нерідко рівень мінералізації наводиться в частинках на мільйон частинок води, скорочено ppm (parts per million – часток на мільйон). Це означає кількість частинок, розчинених у 1 мільйоні частинок води. Одиниці виміру мг/л і ppm практично рівні – 1 мг/л відповідає 1 ppm.

У цей час відсутня єдина загальноприйнята думка щодо питання про принципи підрозділу природних вод по мінералізації.

Розроблено низку класифікацій підземних вод за величиною мінералізації (О. А. Алекін, В. І. Вернадський, М. С. Гуревич, І. К. Зайцев, Н. І. Толстіхін, А. В. Щербаков та ін.). Загальноприйнятим у цих класифікаціях є тільки значення мінералізації, що характеризує межу прісних вод – 1 г/л, яка присутня у всіх них. Розходяться думки з питання про одну з дуже важливих меж – між розсолами і солоними водами: В. І. Вернадський вважав, що це – 50 ‰, М. Г. Валяшко, І. Е. Зайцев – 35 ‰.

Узагальнена класифікація підземних вод за загальною мінералізацією наведена в таблиці 3.1.

Таблиця 3.1 – Класифікація підземних вод за загальною мінералізацією

Найменування води	Загальна мінералізація, М, г/л
Ультрапрісна	$M < 0,1$
Прісна	$0,1 < M < 1,0$
Солонувата	$1,0 < M < 3,0$
Солонна	$3,0 < M < 10,0$
Сильно солонна	$10,0 < M < 35,0$ (50,0)
Розсіл	$35,0$ (50,0) $< M < 300,0$
Ультрарозсіл	$M > 300,0$

Для використання природних вод у практичних цілях можуть виділятися підрозділи на підставі регіональних або спеціальних досліджень. Прикладом виділення підгруп для прісних і солоних вод може бути класифікація Н. І. Толстіхіна. Відповідно до цієї класифікації:

- надпрісні води – це талий сніг і крига Антарктиди;
- достатньо прісні – атмосферні опади;
- дуже прісні – вода озера Байкал, ґрунтові води тундри і високих гір;
- особливо прісні – ґрунтові води зони лісів і середніх гір;
- помірно прісні – ґрунтові води лісостепу і низьких гір;
- солонуваті – ґрунтові води степу.

Солонуваті і солоні води розбиті на підгрупи за такими ознаками:

- слабо солонуваті – води питні за необхідності, мінеральні питні;
- середньо солонуваті – води придатні для водопою худоби;
- сильно солонуваті – водопійні для худоби за необхідності;
- помірної солоності – вода опріснених морів;
- нормальної солоності – вода Світового океану.

Варто зазначити, що підгрупи в класифікації Н. І. Толстіхіна виділені доволі умовно.

Таким чином, виходячи з конкретних практичних цілей, може бути обрана і може використовуватися найбільш відповідна з класифікацій природних вод за мінералізацією.

Для використання в питних цілях, згідно з чинними нормативними документами в Україні (ГСанПіН 2.2.4-171-10 «Гігієнічні вимоги до води питної, призначеної для споживання людиною»), сухий залишок у водопровідній воді має бути не більше 1 000 мг/дм³ (1 г/л), тобто вода повинна бути прісна. В окремих випадках за погодженням з головним державним санітарним лікарем відповідної адміністративної території – до 1 500 мг/дм³. Ця ж норма стосується води з джерел і криниць. Водночас у США і багатьох європейських країнах встановлено більш суворий стандарт якості питної води – до 500 мг/л, оскільки прісною там вважається вода, мінералізація якої не перевищує цей показник.

3.1.2 Жорсткість води

Жорсткістю води називається сукупність хімічних і фізичних властивостей води, пов'язаних з утриманням в ній розчинених солей лужноземельних металів, здебільшого, кальцію і магнію. Якщо цих солей у воді багато, її називають жорсткою, а коли мало, навпаки, м'якою. Термін «жорстка вода» історично виник через те, що білизна і тканина, випрані в такій воді з використанням мила (на основі жирних кислот), виявлялися більш жорсткими на дотик, ніж випрані в «м'якій воді». Жорсткість води вважається одним з найважливіших критеріїв під час оцінювання її якості для використання в господарсько-питних і технічних цілях.

Жорсткість обумовлена, насамперед, наявністю у воді іонів кальцію (Ca^{2+}) і магнію (Mg^{2+}). Загальний вміст у природних водах цих іонів незрівнянно більше від вмісту всіх інших іонів, що впливають на жорсткість: стронцію (Sr^{2+}), барію (Ba^{2+}), заліза (Fe^{3+}), марганцю (Mn^{2+}).

Розрізняють загальну жорсткість – суму кількості іонів кальцію і магнію, а також карбонатну або тимчасову жорсткість (що усувається кип'ятінням) і некарбонатну (постійну) жорсткість, яка залишається у воді після кип'ятіння. Перша характеризує присутність у воді гідрокарбонатів кальцію і магнію, а друга обумовлена наявністю сульфатів, хлоридів, силікатів, нітратів і фосфатів цих металів. Однак за високих значень жорсткості води (понад 9 мг-екв/л) необхідно враховувати вміст у воді стронцію та інших лужноземельних металів.

Джерелом солей жорсткості – іонів кальцію, магнію та інших лужноземельних елементів є природні поклади гіпсу, вапняків і доломіту. У воді іони кальцію і магнію з'являються в процесі хімічного вивітрювання (розчинення і вилуговування) гірських порід при взаємодії розчиненого діоксиду вуглецю з гірською породою. Додатковим джерелом цих іонів можуть бути різні стічні води, а також мікробіологічні процеси, що протікають у ґрунтах та донних відкладеннях водоєм.

Жорсткість поверхневих вод у річках, озерах (за винятком солоних) найчастіше менша, ніж жорсткість вод підземних. Жорсткість води в водоймах суші схильна до сезонних коливань протягом року: її найменші значення спостерігаються в періоди дощів і повеней, коли відбувається різке розведення річкових і озерних вод м'якою дощовою і талою водою. Найбільші значення жорсткості зазвичай бувають наприкінці зими (у середніх широтах). Вода морів і океанів має дуже високу жорсткість (десятки і навіть сотні мг-екв/л).

Для чисельного вимірювання та вираження жорсткості води використовують вміст у ній катіонів кальцію і магнію. У системі СІ рекомендується одиниця для вимірювання концентрації цих іонів – моль на кубічний метр (моль/м³), проте на практиці для вимірювання жорсткості зазвичай використовують мілімоль на літр (ммоль/л) і нормальна концентрація іонів кальцію і магнію, виражена в міліграм-еквівалентах на літр (мг-екв/л). Один мг-екв/л відповідає вмісту в літрі води 20,04 мг Ca²⁺ або 12,15 мг Mg²⁺.

У світовій практиці використовується кілька одиниць вимірювання жорсткості. В Україні в нормативних документах (ДСТУ 7525:2014 «Вода. Одиниця жорсткості») використовується як моль/м³, так і мг-екв/л, які чисельно збігаються. У деяких країнах (Вірменія, Казахстан тощо) діє міждержавний стандарт у якому жорсткість виражається в градусах жорсткості (°Ж). Один градус жорсткості води відповідає концентрації лужноземельного елемента, чисельно рівний 1/2 його моля, вираженої в мг/дм³ (г/м³). Крім цього, в різних країнах широко використовуються такі одиниці жорсткості: німецький градус (°dH або °dGH), англійський градус (°Clarc), французький градус (°F), американський градус (ppm CaCO₃). Співвідношення цих одиниць наведені в таблиці 3.2.

Жорсткість природних вод коливається в широких межах. Існує багато класифікацій води за ступенем жорсткості. Деякі приклади класифікацій наведені на схемі (рис. 3.2).

Таблиця 3.2 – Співвідношення одиниць вимірювання жорсткості води в різних країнах

Україна	Вірменія	Німеччина	Велика Британія	Франція	США
Моль/м ³ (мг-екв/л),	Градус жорсткості, °Ж	Німецький градус, °dH, dGH	Англійський градус, °Clarc	Французький градус, °F	Американський градус, ppm
1.000	1.000	2.804	3, 510	5.005	50.050

Примітка. °Ж = 20,04 мг Ca²⁺ або 12,15 мг Mg²⁺ в 1 дм³ води; °dH = 10 мг СаО або 17.86 мг СаСО₃ в 1 дм³ води; °Clarc = 10 мг СаСО₃ в 0,7 дм³ води; °F = 10 мг СаСО₃ в 1 дм³ води; ppm = 1 мг СаСО₃ в 1 дм³ води.

Жорсткість води в мг-екв / л	Довідник по гідрохімії /10/	Водопідготовка /9/	Німеччина DIN 19643	USEPA		
0 - 1.5	М'яка (0 - 4 мг-екв/л)	Дуже м'яка (0 - 1.5 мг-екв/л)	М'яка (0 - 1.6 мг-екв/л)	М'яка (0 - 1.5 мг-екв/л)		
1.5 - 1.6		М'яка (1.5 - 3.0 мг-екв/л)			Середньої жорсткості (1.6 - 2.4 мг-екв/л)	Помірно жорстка (1.5 - 3 мг-екв/л)
1.6 - 2.4			Достатньо жорстка (2.4 - 3.6 мг-екв/л)	Жорстка (3 - 6 мг-екв/л)		
2.4 - 3.0						
3.0 - 3.6			Середньої жорсткості (4 - 8 мг-екв/л)	Жорстка (6 - 9 мг-екв/л)		
3.6 - 4.0		Жорстка (8 - 12 мг-екв/л)			Дуже жорстка (> 12 мг-екв/л)	Дуже жорстка (> 6 мг-екв/л)
4.0 - 6.0	Дуже жорстка (> 12 мг-екв/л)		Дуже жорстка (> 12 мг-екв/л)	Дуже жорстка (> 6 мг-екв/л)		
6.0 - 8.0		Дуже жорстка (> 12 мг-екв/л)			Дуже жорстка (> 12 мг-екв/л)	Дуже жорстка (> 6 мг-екв/л)
8.0 - 9.0	Дуже жорстка (> 12 мг-екв/л)		Дуже жорстка (> 12 мг-екв/л)	Дуже жорстка (> 6 мг-екв/л)		
9.0 - 12.0		Дуже жорстка (> 12 мг-екв/л)			Дуже жорстка (> 12 мг-екв/л)	Дуже жорстка (> 6 мг-екв/л)
Більш ніж 12.0	Дуже жорстка (> 12 мг-екв/л)		Дуже жорстка (> 12 мг-екв/л)	Дуже жорстка (> 6 мг-екв/л)		

Рисунок 3.2 – Класифікації води за ступенем жорсткості:

- 1 – «Гідрохімічні показники стану навколишнього середовища», (2000);
- 2 – «Довідник гідролога», (1979);
- 3 – «Норми жорсткості» Інституту стандартизації, Німеччина, (DIN 19643);
- 4 – класифікація Агентства з охорони навколишнього середовища (USEPA), США [2] (<https://yvk.com.ua/proiskhozhdeniye-zhestkosti>)

Як випливає з наведеної схеми, оцінка ступеня жорсткості води в різних країнах істотно відрізняється. Наприклад, вода з жорсткістю від 0 до 3–4 мг-екв/л в Україні вважається м'якою, тоді як в США м'яка вода має норму жорсткості не більше 1,5 мг-екв/л, а вже від 3 до 6 мг-екв/л – вода вважається жорсткою.

Використовувати жорсткі води для технічних і господарсько-питних цілей потрібно з великою обережністю. Якщо жорстку воду нагрівають, то солі жорсткості, що містяться в ній, випадають в осад у вигляді накипу на внутрішній поверхні труб гарячої води, радіаторів опалення і на поверхні водонагрівальних елементів (тенів). У виняткових випадках труби можуть повністю забиватися цим осадом (рис. 3.3).



Рисунок 3.3 – Труби опалювальної системи, забиті відкладеннями солей жорсткості води (<http://interesko.info/podrobnee-pro-zhyostkost-vody/>)

Потрапляння жорсткої води в теплообмінну систему в енергетиці (навіть випадкове і короткочасне) дуже швидко виводить з ладу теплообмінне обладнання і трубопроводи.

Навіть невеликий шар відкладень солей на внутрішній поверхні теплообмінників в парових котлах, системах опалення та охолодження призводить до різкого зниження коефіцієнта теплопередачі і прискореного зносу обладнання. Тому нормами «Котлонагляду» передбачені дуже суворі вимоги до величини жорсткості води, використовуваної в парових котлах (0.05–0.1 мг-екв/л).

У побутових умовах використання жорсткої води призводить до заростання накипом поверхонь, що нагріваються в бойлерах, чайниках, пральних машинах, відкладенню солей в сантехнічній арматурі й виходу її з ладу. Жорсткість води прямо пов'язана з великою витратою всіх без винятку мийних засобів. Під час прання солі жорсткості, що взаємодіють з поверхнево-активними речовинами мила або пральних порошків, пов'язують їх і утворюють нерозчинні пластівці. Як показує практика, перевитрата мийних засобів може скласти 30–50 %. Крім того, жорстка вода залишає наліт на волоссі і шкірі людини, створюючи відчуття їхньої «жорсткості».

Під час використання в харчовій промисловості жорстка вода погіршує якість продуктів, при зберіганні викликає виділення солей. Тому жорсткість води для харчової промисловості обмежена дуже малими значеннями 0,03–0,05 мг-екв/л.

Для питної води, згідно з чинними нормативними документами в Україні (ДСанПіН 2.2.4-171-10), загальна жорсткість водопровідної води має бути не більше 7,0 (в окремих випадках 10,0) ммоль/дм³ = 3,5 (5) мг-екв/л, а вода з колодязів і джерел – не більше 5 мг-екв/л. Варто зазначити, що міжнародні нормативи якості води не нормують жорсткість води – тільки окремо вміст у воді іонів кальцію (Ca²⁺) і магнію (Mg²⁺). За нормами Всесвітньої організації охорони здоров'я, оптимальна жорсткість питної води – 1,0–2,0 мг-екв/л.

3.1.3 Водневий показник (рН)

Показник рН є одним з найважливіших показників якості природних вод і використовується для визначення її стабільності, прогнозування хімічних і біологічних процесів, що протікають у воді, оцінки її корозійних властивостей. Водневий показник рН (від лат. «*pundus hydrogenium*» – вага водню) використовується для кількісної характеристики кислотності (або лужності) водного середовища. У воді завжди присутня невелика кількість катіонів водню Н⁺ і гідроксильних іонів ОН⁻, які утворюються в результаті оборотної реакції дисоціації молекул води: $\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{OH}^-$

У 1 дм³ чистої води за кімнатної температури міститься рівна кількість іонів Н⁺ і ОН⁻ (1 × 10⁻⁷ молей катіонів водню і 1 × 10⁻⁷ молей гідроксил-іонів). Кожне значення рН відповідає певному вмісту катіонів водню в 1 дм³ розчину. У чистій воді і в нейтральних розчинах, де в 1 дм³ міститься 1 × 10⁻⁷ молей катіонів водню, значення рН дорівнює 7. У кислих розчинах вміст катіонів водню збільшується, а вміст гідроксил-іонів зменшується, у лужних розчинах відбувається зворотний процес і, відповідно, змінюється і значення водневого показника.

Показник рН чисельно дорівнює десятковому логарифму концентрацій водневих іонів, взятому з протилежним знаком: $pH = -\lg [H^+]$.

Якщо у воді розчинені будь-які речовини, які є джерелами іонів Н⁺ і ОН⁻, наприклад кислоти НСl, Н₂SO₄, НNO₃ тощо, то переважає концентрація іонів Н⁺, якщо луку NaOH, KOH, Са (ОН)₂ тощо, то переважають іони ОН⁻. Воду залежно від величини рН поділяють на сім груп (табл. 3.3).

Значення рН природних поверхневих вод визначається певною мірою гірськими породами, які беруть участь в геологічній будові водозбірного басейну. У річкових водах середовище найчастіше близьке до нейтрального (рН зазвичай варіює в межах 6,5–8,5), в болотах вода частіше кисла (рН = 5,5–6,0), у морських водах – лужна (рН = 7,9–8,3). рН атмосферних опадів зазвичай становить 4,6–6,1. Концентрація іонів водню схильна до сезонних коливань: взимку величина рН для річкових вод складає 6,8–7,4, влітку – 7,4–8,2.

Таблиця 3.3 – Класифікація природних вод за величиною рН

Характеристика води	Значення рН
Сильно кисла	<3,0
Кисла	3,0–5,0
Слабо кисла	5,0–7,0
Нейтральна	7,0
Слабо лужна	7,0–8,5
Лужна	8,5–9,5
Сильно лужна	> 9,5

Підземні води зони інтенсивного водообміну, що залягають у верхній частині земної кори, частіше мають нейтральну або слабо лужну реакцію. Однак води кам'яновугільних родовищ, а також води в районах сульфідних і особливо колчеданових руд часто бувають кислими і дуже кислими.

М'яка вода, яка має низьку лужність, нерідко, залежно від рівня рН, надає підвищений корозійний вплив на труби водопровідних і теплових мереж. Тому часто доводиться спеціально обробляти воду для того, щоб досягти її мінімальної корозійної активності.

Наочне уявлення про характер водного середовища надає рисунок 3.4.

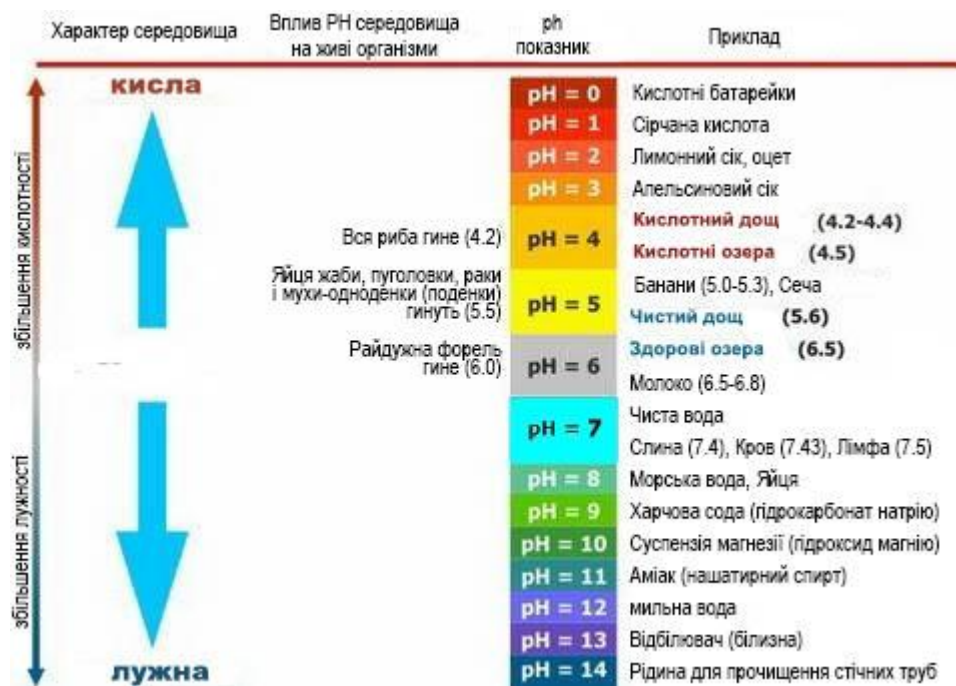


Рисунок 3.4 – Характеристики кислотності / лужності водного середовища з прикладами (http://hi-ip.com/index.php?route=information/news&news_id=1)

Чинними нормами України для питного водопостачання передбачений єдиний інтервал допустимих значень рН як для водопровідної води, так і води з колодязів і джерел – 6,5–8,5, тобто питна вода може бути слабокислою, нейтральною або слаболужною.

3.2 Гази в підземних водах

Підземні води земної кори, поверхневі води і газы атмосфери знаходяться в постійній взаємодії. Всі природні води є гетерогенними системами з розчиненими газами. Кількість газів у природних водах становить від 10^{-4} % до 10^{-6} %. Максимальну кількість газів (до 0,1 %) відзначено в водах мінеральних джерел і вулканічних озер (рис. 3.5). Основним газом у цих вод є вуглекислий газ (CO_2).



Рисунок 3.5 – Вода озера в кратері вулкана, що сильно насичена вуглекислим газом (<https://wikiway.com/indonesia/ostrov-flores/photo/>)

Розчинність більшості газів у воді обернено пропорційна температурі і прямо пропорційна тиску, що пов'язано зі зменшенням кінетичної енергії молекул газу, що сприяє подоланню сил тяжіння молекул води. Гази в підземних водах, які перебувають у розчиненому вигляді, при зменшенні тиску виділяються у вільний стан у вигляді бульбашок. Цей процес спостерігається під час виходу на поверхню води низки висхідних джерел (нарзани та ін.); великі кількості метану, сірководню і вуглекислого газу виділяються з води деяких свердловин.

Найпоширенішими газами в поверхневих водах є кисень O_2 і двоокис вуглецю CO_2 , а в підземних – метан CH_4 , азот N_2 і сірководень H_2S . Особливо багато вуглеводневих та інших розчинених газів міститься в пластових водах нафтогазоносних басейнів. У цих водах можуть бути присутні водень, гомологи метану (етан, пропан, бутан, пентан тощо), а також аргон і гелій. Серед величезної кількості природних газів, які містяться в підземній гідросфері, переважає метан: за деякими оцінками (В. Н. Корценштейн, 1984; Л. М. Зорькін, 1985) його запаси в підземних водах земної кори становлять $10^{16} - 10^{18} \text{ м}^3$.

Виділяють чотири основних джерела походження газів у гідросфері:

– атмосферні (повітряні) газы розчиняються у воді з атмосферного повітря (азот N_2 , кисень O_2 , вуглекислий газ CO_2 , аргон Ar);

– гази хімічного походження утворюються в результаті розчинення, вилугування водою гірських порід (вуглекислий газ CO_2 , сірководень H_2S , чадний газ CO , азот N_2);

– біохімічні гази утворюються при розкладанні різних органічних речовин мікроорганізмами (метан CH_4 , вуглекислий газ CO_2 , сірководень H_2S , водень H_2);

– гази ядерних реакцій утворюються в результаті радіоактивного розпаду урану, торію та інших радіоактивних ізотопів (гелій He , неон Ne , радон Rn та ін.).

Найпоширеніші гази в водах гідросфери і особливості їхніх властивостей наведені в таблиці 3.4.

Таблиця 3.4 – Найпоширеніші гази в природних водах та їхні властивості

Найменування, формула газу	Ознаки та особливості	Позитивні властивості	Негативні властивості
1	2	3	4
Кисень O_2 Вміст в природних водах – від 0 мг/л до 14 мг/л, під час інтенсивного фотосинтезу можлива і більш висока концентрація	Чим нижче температура води, тим вищий вміст розчиненого кисню	Кисень необхідний для дихання більшості організмів. Відіграє важливу санітарно-гігієнічну роль, сприяючи швидкій мінералізації органічних залишків. Алотропна модифікація кисню – озон O_3 використовується для дезінфекції води	За підвищеної концентрації в воді розчиненого кисню процеси корозії металу відбуваються значно швидше

Продовження таблиці 3.4

1	2	3	4
		<p>швидкій мінералізації органічних залишків. Алотропна модифікація кисню – озон O₃ використовується для дезінфекції води</p>	
<p>Вуглекислий газ CO₂ Вміст в природних водах надзвичайно різноманітний – від декількох десятих часток до 3 000–4 000 мг/л. У річках і озерах концентрація CO₂ – до 20–30 мг/л. Найменша концентрація CO₂ спостерігається в морях, солоних озерах, найбільша – в підземних і забруднених стічних водах</p>	<p>Не має кольору і запаху. Вуглекислий газ утворюється під час горіння і гниття органіки. Об'ємні природні викиди вуглекислого газу відбуваються під час лісових пожеж. В озерах поблизу вулканів міститься багато CO₂. Іноді зустрічається монооксид вуглецю – (CO) «чадний газ» – безбарвний надзвичайно токсичний газ без кольору і запаху</p>	<p>Використовується для виробництва газованої води та інших напоїв; широко використовується у вигляді «сухого льоду» для зберігання заморожених продуктів у рефрижераторах; CO₂ не підтримує горіння, тому використовують у вогнегасниках і системах пожежогасіння</p>	<p>Сприяє корозії бетону. Вуглекислий газ є одним із парникових газів. Зростання рівня CO₂ в атмосфері Землі призводить до посилення парникового ефекту і незворотних змін клімату. Він поглинає і утримує інфрачервоне випромінювання з поверхні Землі, що сприяє підвищенню температури на планеті</p>

Продовження таблиці 3.4

1	2	3	4
<p>Азот N₂ Найпоширеніший газ в природних водах. Хімічно і біологічно дуже стійкий. Є дуже інертним газом: в нормальних умовах знаходиться у вільному стані і не вступає в хімічні реакції з іншими речовинами</p>	<p>Колір, смак і запах у азоту відсутні і, відповідно, він не відчутний для людини. У разі його потрапляння в глибинні шари океану або підземні води, він змінюється, переважно лише під впливом фізичних умов (температура і тиск). Розчинений в поверхневих водах азот має переважно повітряне походження. Крім того, у результаті денітрифікації утворюється азот біогенного походження, який теж значно поширився</p>	<p>Нейтральний газ. Рідкий азот використовується як промисловий холодоагент. Азот є сировиною для синтезу важливих азотних сполук. До таких належать азотні добрива, які разом із фосфорними і калійними добривами широко застосовують у рослинництві. Азот є складовою аміаку, який використовується в холодильному обладнанні як промисловий розчинник, в медицині і взагалі є найважливішою хімічною сировиною. Виробництво більшості вибухових речовин базується на хімічних властивостях кисню та азоту.</p>	
<p>Метан (CH₄) Є одним з найпоширеніших газів в підземних водах. У невеликій концентрації метан спостерігається в озерах, де він виділяється з мулу, а також в океанічних донних відкладеннях</p>	<p>Не має кольору і запаху. Основним джерелом його утворення слугують органічні речовини в породах. Метан і важкі вуглеводні, зустрічаються в значних концентраціях в глибинних підземних водах нафтоносних родовищ</p>	<p>Основний газ, який використовується в енергетиці, для опалення, в побутових цілях тощо</p>	<p>Має високу токсичність. Метан, що виділяється в повітря, легко запалюється і може стати причиною пожежі або вибуху</p>

Закінчення таблиці 3.4

1	2	3	4
<p>Сірководень (H₂S)</p> <p>Є одним з продуктів розпаду білків, що містять в своєму складі сірку. Скупчення його часто спостерігається в придонних шарах водойм під час гниття органічних залишків. У нижніх частинах глибоких озер і морів, де водообмін слабкий, часто утворюється сірководнева зона</p>	<p>Має запах тухлих яєць. Присутній в забруднених стоками поверхневих водах, у яких він слугує показником сильного забруднення в анаеробних умовах. У природних поверхневих водах (наприклад, в Чорному морі) вода, розташована глибше 150–200 м, містить велику кількість розчиненого сірководню. Часто присутній в ізольованих підземних водах</p>	<p>Використовується в хімічній промисловості для синтезу сірчаних з'єднань, отримання елементарної сірки, сірчаної кислоти, сульфідів. Сірководень використовують з лікувальною метою, наприклад в сірководневих ваннах, а також у складі деяких мінеральних вод</p>	<p>Дуже токсичний. Є клітинною і каталітичною отрутою.</p> <p>Сприяє сильній корозії бетону. Викликає корозію металевих стінок труб, баків, котлів, арматури тощо.</p> <p>Горюча речовина.</p>
<p>Радон Rn</p>	<p>Не має кольору і запаху</p>	<p>Застосовується в медицині (радонові ванни)</p>	<p>Має радіоактивність. Може підніматися вгору за геологічними розламами і накопичуватися в підвалах будинків, оглядових колодязях, тунелях</p>

У певних умовах за низьких температур і підвищеному тиску газу і вода утворюють специфічні тверді сполуки – газогідрати. Гідрати газів є так званими клатратами, у яких молекули газу укладені в пустотах кристалічної решітки, утвореної молекулами води за допомогою водневих зв'язків. Сама по собі в чистому вигляді така решітка без наповнення певною мінімальною кількістю молекул газу існувати не може, тобто у термодинамічному сенсі вона не стабільна. Цим газогідратна кристалічна решітка принципово відрізняється від кристалічної решітки льоду. За зовнішнім виглядом газові гідрати нагадують сніг або рихлий лід, під час їхнього танення виділяється газ, який може горіти (рис. 3.6).



а



б

Рисунок 3.6 – Зовнішній вигляд газових гідратів:

а – Газогідрати у кристалоподібному вигляді

(<https://dspace.cvut.cz/bitstream/handle/10467/83581/F2-DP-2019-Chistyakov-Sergey-DIPLOMKA%20Chistyakov.pdf?sequence=-1&isAllowed=y>);

б – «Палаючий лід» – горіння метану, що виділяється з газогідрату

(<https://www.yicaiglobal.com/news/china-sets-up-state-key-laboratory-for-combustible-ice-in-search-for-alternative-energy-resources>)

3.3 Органічні речовини

У природних водах завжди присутні органічні речовини. Їхні концентрації можуть бути як дуже малі, наприклад у джерельних і талих водах, так і дуже великі – у воді боліт і озер. Підвищений вміст органік, особливо в умовах жаркого клімату, часто викликає «цвітіння» води, пов'язане з бурхливим зростанням примітивних синьо-зелених водоростей (рис. 3.7).



Рисунок 3.7 – «Цвітіння» води в озері з підвищеним вмістом органічних речовин (<http://world404.com/vodnye-resursy/presnaya-voda-v-kitae/>)

Вміщені в природних водах органічні речовини – це одна з найскладніших груп з'єднань за хімічним складом: вона включає органічні кислоти, гуміни, речовини, що містять азот і фосфор, феноли, вуглеводні тощо. Крім того, у воді містяться живі мікроорганізми, водорості, спори грибів, пилок рослин і т. п.

За походженням органіку природних вод поділяють на дві великі групи:

1) речовини автохтонного походження: продукти біохімічного розпаду залишків організмів, що населяють водойми. На Землі в цілому переважає планктон;

2) алохтонні речовини: органічні речовини, що надходять у водойми ззовні з поверхневим і річковим стоком, атмосферними опадами, а також у складі стічних вод: промислових, господарсько-побутових і сільськогосподарських.

Природними джерелами органічних речовин є продукти життєдіяльності і руйнації залишків організмів рослинного і тваринного походження, які жили в воді або потрапили у водойму з берегів, з листям дерев, з атмосфери.

Крім природних складових, велику роль відіграють також техногенні джерела органічних речовин. Наприклад, стоки хімічних комбінатів містять феноли, синтетичні поверхнево-активні речовини (СПАР) тощо; стоки транспортних і нафтопереробних підприємств – нафтопродукти; целюлозно-паперових і лісопереробних комбінатів – лігніни; м'ясокомбінатів і сільськогосподарських виробництв – білкові сполуки тощо.

Техногенні та природні органічні речовини за їхнього підвищеного вмісту у воді, що використовується для господарсько-питних цілей, можуть несприятливо впливати на організм людини. Водночас, при аналітичному контролі неможливо ідентифікувати всі органічні сполуки, присутні у воді не тільки з огляду на їхню величезну кількість (кілька тисяч речовин), але і внаслідок того, що багато з них дуже нестійкі і відбувається їхня безперервна трансформація в воді.

Інтегральний вміст органічних речовин оцінюється за показниками БСК і ХСК (біохімічне та хімічне споживання кисню). Це прийняті в гідрохімії та екології інтегральні показники, що характеризують вміст у воді нестабільних органічних речовин, схильних до трансформації у воді шляхом гідролізу, окислення та інших процесів. Вміст таких речовин виражається кількістю кисню, необхідною для їхнього окислення в різко кислому середовищі перманганатом (далі – БСК) або біхроматом (далі – ХСК).

БСК – це кількість кисню в (мг), необхідна для окислення органічних речовин, що знаходяться в 1 л води в аеробних умовах, без доступу світла, за температури 20 °С, за певний період у результаті біохімічних процесів, що протікають у воді. Зазвичай визначають БСК за п'ять діб інкубації (далі – БСК₅). Оцінка ступеня забрудненості водойм проводиться відповідно до таблиці 3.5.

Нормативні гранично-допустимі значення БСК₅ не повинні перевищувати: для водойм господарсько-питного водокористування – 2 мг/л, для водойм культурно-побутового водокористування – 4 мг/л.

Окислюваністю або ХСК називається величина, що характеризує вміст у воді органічних і мінеральних речовин, що окислюються за певних умов одним із сильних хімічних окислювачів. Виділяють кілька видів окислюваності води: перманганатна, біхроматна, іодатна, церієва.

ХСК вважається одним із найбільш інформативних показників антропогенного забруднення як поверхневих, так і підземних вод, оскільки є інтегральним (сумарним) показником.

Цей показник у різних варіантах використовується повсюдно для контролю якості природних вод, дослідження стічних вод тощо. Результати визначення окислюваності виражаються в міліграмах кисню на 1 л води ($\text{мг O}_2/\text{л}$), необхідного для окислення органіки.

У водоймах і водотоках, що піддаються сильному антропогенному впливу, зміна окислюваності виступає як характеристика, що відображає режим надходження стічних вод. Для природних слабо забруднених вод визначають перманганатну окислюваність; а в сильно забруднених водах визначають зазвичай біхроматну окислюваність.

Таблиця 3.5 – Величини БСК₅ в підземних водах і водоймах з різним ступенем забрудненості

Ступінь забруднення	БСК ₅ , мг O ₂ /дм ³
Дуже чисті	0,5–1,0
Чисті	1,1–1,9
Помірно забруднені	2,0–2,9
Забруднені	3,0–3,9
Брудні	4,0–10,0
Дуже брудні	10,0

При моніторингу ХСК використовують як запобіжний вміст органічної речовини, яка схильна до окислення сильним хімічним окислювачем. ХСК застосовують для характеристики стану підземних вод, водотоків і водойм, надходження і ступеня очищення побутових і промислових стічних вод (табл. 3.6).

Таблиця 3.6 – Величини ХСК у підземних водах і водоймах з різним ступенем забрудненості

Ступінь забруднення	ХСК, мг O ₂ /дм ³
Дуже чисті	1
Чисті	2
Помірно забруднені	3
Забруднені	4
Брудні	5–15
Дуже брудні	> 15

Відповідно до вимог до складу і властивостей води водойм з питним водокористуванням величина ХСК не повинна перевищувати 15 мг O₂/дм³;

у рекреаційних зонах у водних об'єктах допускається величина ХСК – до 30 мг О₂/дм³.

З метою санітарної оцінки якості питної води проводяться її бактеріологічні дослідження. Кількісну оцінку бактеріального забруднення води роблять за колітитру – обсягу води в кубічних сантиметрах, у якому міститься одна кишкова паличка і за колі-індексом – числу кишкових паличок у 1 літрі води. Гранично допустимі величини для питної води складають: колі-титр не менше 300 см³; колі-індекс не більше 3 бактерій в 1 літрі.



У підземних водах, що залягають поблизу поверхні землі, нерідко присутні мікроорганізми, представлені різними бактеріями і вірусами, деякі з яких шкідливі для організму людини (рис. 3.8).

Рисунок 3.8 – Бактерії, що нерідко містяться в підземних і поверхневих водах, забруднених побутовими стоками
(<https://br.pinterest.com/pin/92042386108507846/>)

3.4 Колоїди

Колоїди, що найчастіше зустрічаються в підземних водах – це гідроксиди заліза Fe(OH)₃, марганцю Mn(OH)₂ і алюмінію Al(OH)₃, кремнезем SiO₂ і органічні сполуки – продукти розпаду рослинних і тваринних організмів. Ці речовини утворюють нестійкі колоїдні розчини (золі), які виділяють колоїдну речовину у вигляді гелів. Колоїдні частки не осідають в воді під дією сили тяжіння, не затримуються звичайними фільтруючими матеріалами (піском, фільтрувальним папером).

Залізо знаходиться в природних водах переважно у вигляді іонів Fe²⁺, які з більшістю іонів не утворюють важкорозчинних солей і порівняно мало піддаються гідролізу. За підвищених концентрацій розчиненого кисню у водах

біля поверхні іони Fe^{2+} окислюються до іонів Fe^{3+} , які легко піддаються гідролізу з утворенням важко розчинного колоїду $\text{Fe}(\text{OH})_3$, тому в поверхневих водах залізо знаходиться в колоїдній формі, а в глибинних – в розчиненому стані, зазвичай у вигляді гідрокарбонату двовалентного заліза $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$. Наявність у воді заліза надає їй іржавий колір і смак.

У поверхневих водах залізо входить до складу органічних сполук. За високих концентрацій осади гідроксидів заліза забивають трубопроводи і водозабірну арматуру.

Марганець Mn^{2+} міститься в природних водах в концентраціях на порядок менших, ніж залізо. Є відмінності і в міграційних здібностях: наприклад, під час розвантаження субмаринних гідротермальних джерел залізо переходить у колоїдний стан поблизу джерела, а марганець $\text{Mn}(\text{OH})_2$ – на помітному видаленні, іноді до декількох кілометрів. Найбільш ефективно Mn^{2+} переходить у зважений стан за участю бактерій.

За концентрацій марганцю більше 0,1 мг/л вода стає каламутною, а за концентрацій 0,5 мг/л у ній з'являється металевий присмак. Можливо, надає мутагенну дію на теплокровних тварин і є токсичним для рослин у концентраціях понад 0,5 мг/л. ГДК цього елемента в питній воді в різних країнах коливається від 0,05 мг/л до 0,1 мг/л.

Наявність у воді заліза і марганцю нерідко призводить до розвитку в трубопроводах залізистих і марганцевих бактерій. Продукти життєдіяльності бактерій накопичуються в таких кількостях, що можуть значно зменшити перетин водопровідних труб, або навіть повністю їх закупорити.

Гідроксид алюмінію $\text{Al}(\text{OH})_3$. Інші формули: H_3AlO , HAlO_2 , $[\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ – сполуки оксиду алюмінію з водою. Це біла драглиста речовина, погано розчинна у воді, що має аморфні властивості.

Утворює стійкі комплекси (зокрема органічні), що знаходяться у воді в розчиненому або колоїдному стані. Іони алюмінію мають токсичну дію щодо багатьох водних живих організмів, а також людини. ГДК становить 0.5 мг/дм³.

Сполуки кремнію. Кремній Si присутній в природних водах у складі мінеральних і органічних сполук. Більше половини обсягу порід земної кори складаються з мінералів на основі кремнію – кварц, силікати, алюмосилікати.

Аморфний кремнезем входить до складу скелета діатомових водоростей, губок і радіолярій. Кремнієві конкреції часто зустрічаються у відкладеннях крейди (рис. 3.9).



Рисунок 3.9 – Кремені, що використовують для поліпшення якості питної води (<https://prom.ua/p2686471-kremen-prirodnyj-kamen.html>)

Природні води збагачуються кремнієвою кислотою і її солями при вилуговуванні силікатних порід. Кремнієва кислота дуже слабка і процес дисоціації на іони відбувається в незначною мірою за схемою:



За $\text{pH} < 7$ у воді знаходиться лише недисоційована кремнієва кислота. Частина кремнію може бути присутня у воді в колоїдному стані у вигляді $\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Найбільша кількість кремнію знаходиться в підземних водах. У поверхневих водоймах його вміст у 1 літрі води коливається від десятих часток до декількох міліграмів. Це пов'язано з тим, що сполуки кремнію є поживними речовинами для багатьох організмів у відкритих водоймах.

Оксид кремнію не токсичний для тварин, мікроорганізмів і рослин. У США для зрошення ґрунтів рекомендується використовувати води з вмістом кремнію в межах 10–50 мг/л.

Наявність сполук кремнію в питній воді не шкідлива для здоров'я людини. А, можливо, і корисна. Шматочки кременю використовуються для поліпшення якості питної води. Кремнієва кислота складу $\text{H}_2\text{SiO}_3 + \text{HSiO}_3^- \geq 50$ мг/л використовується в бальнеологічних цілях як лікувальний компонент.

Кремнекислоти додають у м'які води як засіб захисту металевих трубопроводів від корозії. У разі ж використання такої води для парових котлів високого тиску, вміст навіть незначної кількості кремнієвої кислоти призводить

до утворення щільного силікатного накипу в системі. У зв'язку з утворенням важкорозчинних опадів у парових котлах, бойлерах і турбінах, ГДК кремнію у воді, що використовують для таких цілей, становить 1–40 мг/л (залежно від тиску).

3.5 Основні показники фізичних властивостей

Основними характеристиками фізичних властивостей природних вод, які вивчають під час гідрогеологічних досліджень, є органолептичні та власне фізичні властивості. До органолептичних показників, які визначають органами почуттів, належать: колір, прозорість, смак, запах; до фізичних показників – температура, густина, в'язкість, стисливість, електропровідність і радіоактивність води.

Колір підземних і поверхневих вод залежить від їхнього хіміко-біологічного складу і механічних домішок. Підземні води зазвичай безбарвні. Чиста морська вода в ясну погоду набуває бірюзового забарвлення. Жовтуватий або коричневий колір характерний для вод болотного походження завдяки вмісту гумінових речовин. Смарагдовий відтінок характерний для сірководневих вод. Поблизу вершини вулкана Келімуту (висотою 1 639 м) на острові Флорес в Індонезії знаходиться унікальний природний феномен – три кратерних озера різних кольорів (рис. 3.10). Ці озера з'явилися в результаті останнього виверження вулкана, коли у вивержених породах утворилися невеликі западини, які з часом заповнилися водою. Незвичайні водойми, розташовані поряд один з одним, мають властивість періодично змінювати колір від бірюзового до зеленого, червоного, коричневого або чорного. Такі зміни кольору озер відбуваються в результаті хімічних реакцій, що виникають між різними гірськими породами і газами. Наприклад, червонуватий відтінок дають реакції з залізом, а висока концентрація соляної і сірчаної кислот дає глибокий зелений колір води.



Рисунок 3.10 – Різнобарвні озера вулкана Келімуту в Індонезії (vsviti.com.ua)

Крім хімічного складу, на колір води впливають домішки і забруднення. Наприклад, червоний колір воді надають колоїдні частинки гідроксиду заліза, зелений – мікроскопічні водорості, жовтий – пилюваті лесови частинки. Знаменита китайська річка Хуанхе (Жовта річка) має жовте забарвлення завдяки лесовим відкладенням, що розмиваються нею (рис. 3.11).



Рисунок 3.11 – Річка Хуанхе (Жовта річка), що забарвлена в жовтий колір через розмивання лесових відкладень (moyaosvita.com.ua)

Колір води оцінюється за спеціальною стандартною шкалою в градусах. Нормативні вимоги до кольоровості води для питного водопостачання – не більше 20 градусів.

Прозорість (або каламутність) природних вод залежить від вмісту механічних домішок, кількості розчинених мінеральних речовин, органічних речовин і колоїдів. Для визначення ступеня прозорості природних вод використовують такі характеристики: прозора, слабо опалесцентна, опалесцентна, злегка каламутна, каламутна, сильно каламутна. Найчастіше підземні води бувають прозорими.

Згідно з ДСТУ 7525: 2014 «Вода питна» каламутність води оцінюється за стандартною шкалою в одиницях НОК (нефелометричні одиниці каламутності). Для централізованого водопостачання допустима межа каламутності води – 1,0 (в окремих випадках до 3,5) НОК.

Температура підземних і поверхневих вод змінюється в дуже широких межах і залежить від кліматичних і геотермічних особливостей району. Вона відображає тектонічні, літологічні і гідродинамічні особливості водовмісних товщ і умови на поверхні землі. Температура води впливає на хімічний склад, в'язкість і фільтраційні характеристики. Підземні води, які знаходяться в природних умовах, можуть бути переохолодженими, холодними, термальними (теплыми і гарячими, а також перегрітими). Класифікація природних вод за температурою наведена в таблиці 3.7.

Таблиця 3.7 – Класифікація природних вод за температурою

Характеристика вод	Температура, °С	Області поширення
Переохолоджені	Нижче 0	Підземна вода в районах багаторічномерзлих порід; морська вода в полярних широтах
Холодні	0–20	У верхній зоні земної кори в середніх широтах
Теплі	20–37	Розкриваються свердловинами на різних глибинах
Гарячі	37–100	
Перегріті	100–375	Зустрічаються в районах сучасної вулканічної діяльності

Запах у підземних вод зазвичай відсутній, у поверхневих вод – зустрічається частіше. Наявність запаху найчастіше свідчить про наявність газів біохімічного походження завдяки гниючим органічним речовинам (наприклад, сірководень, який має запах тухлих яєць). Речовини, що містяться в стічних водах промислових виробництв, можуть викликати сильний лікарський або хімічний запах.

Приклади характеристик запаху води: без запаху, сірководневий, хімічний, болотний, гнильний тощо. Його інтенсивність оцінюють за шкалою запахів у балах. Нормативна вимога до запаху питної води – не більше двох балів як за температури 20 °С, так і за нагрівання до 60 °С.

Смак води залежить від складу розчинених в ній речовин. Розрізняють чотири основних види смаку: солоний, кислий, солодкий, гіркий. Всі інші види смакових відчуттів називають присмаками (металевий, лужної, терпкий тощо). Солоний смак виникає в розчинах кам'яної солі NaCl, гіркий викликається сульфатом магнію, іржавий присмак виникає через сполуки заліза. Солодкуватий смак мають води з великим вмістом органічних речовин. За спеціальною нормативною таблицею оцінюють смак води в балах. Для питного водопостачання вода не повинна мати неприємного смаку (у балах – не більше двох).

Густина (щільність) води визначається як відношення її маси до об'єму за певної температури. Стандартної густиною води вважається густина дистильованої води за температури +4 °С, яка дорівнює 1,000 0 г/см³ або 1 000 кг/м³. Густина природних вод залежить від температури, кількості розчинених у ній солей, наявності газів і зважених часток та змінюється від 1 г/см³ до 1,4 г/см³.

Варто зазначити, що під час збільшення температури води (вище 4 °С) густина води зменшується. Наприклад, густина чистої води за температури 20 °С дорівнює 0,998 2 г/см³, а під час її нагрівання до 100 °С, ця величина знижується до значення 0,958 4 г/см³. Вода може існувати як окрема рідина за температури від 0 °С до +374,12 °С. За цієї критичної для води температури зникає межа розділу між рідиною та водяною парою.

Під час зміни агрегатного стану води відбувається істотне зниження її щільності. Зокрема, під час замерзання води густина льоду за 0 °С має значення 0,916–0,920 г/см³. Густина водяної пари за 100 °С становить 598 г/м³ = 0,000 598 г/см³.

Стисливість – це властивість рідини змінювати свій об’єм під дією тиску. Вода має незначну стисливість. Вода характеризується коефіцієнтом стисливості $\beta = (2,7-5) \cdot 10^{-5}$ Па. Цей факт варто враховувати під час проектування водних систем високого тиску. Помітне збільшення обсягу води під час її нагрівання і дуже низька стисливість вимагають встановлення розширювальної судини під час влаштування безнапірних систем.

В’язкість води характеризує внутрішній опір частинок рідини, що виникає під час її руху. Кількісно в’язкість характеризується коефіцієнтами динамічної і кінематичної в’язкості. З підвищенням температури води її в’язкість значно зменшується (табл. 3.8).

Електропровідність природних вод, зокрема підземних, залежить передусім від кількості розчинених у воді солей, тобто мінералізації, оскільки дистильована вода є ізолятором для електричного струму. Електропровідність води оцінюють за питомим електричним опором, який виражається в Ом · м, і коливається в природних водах від 0,02 Ом · м до 1,0 Ом · м. Прісні води мають незначну електропровідність ($3 \times 10^{-5} - 1,3 \times 10^{-3}$ Ом · м).

За величиною електропровідності можна судити про ступінь мінералізації води з певною часткою похибки. Цей принцип вимірювання використовується в поширених приладах оперативного вимірювання загального вмісту солей (так званих TDS-метрах). Електропровідність не нормується, але величина 2 000 мкСм/см приблизно відповідає загальній мінералізації в 1 г/л.

Таблиця 3.8 – В’язкість води за різних температур

Температура, °С	Динамічна в’язкість* 10^3 , Па*с	Кінематична в’язкість* 10^6 , м ² /с
0	1,787	1,787
10	1,307	1,307
20	1,002	1,004
30	0,798	0,801
40	0,653	0,658
50	0,547	0,658
60	0,467	0,475
70	0,404	0,413
80	0,355	0,365
90	0,315	0,326
100	0,282	0,294

Радіоактивність води в природних умовах обумовлена присутністю в ній продуктів розпаду ізотопів урану ^{238}U і торію ^{232}Th , насамперед радіоактивних елементів – радію Ra і радону Rn. Радіонукліди природного походження в підземних водоносних горизонтах нерідко присутні в концентраціях, що перевищують гранично допустимі норми для питної води.

Штучне забруднення підземних вод радіоактивними речовинами може бути обумовлено: радіоактивними атмосферними опадами, що утворюються в результаті проведення ядерних вибухів або аварій на АЕС; виникненням наведеної активності поблизу територій підземних ядерних випробувань. Можливі також випадкові розливи радіоактивних розчинів; фільтрація поверхневих вод із відкритих природних водойм або з штучних басейнів, забруднених радіоактивними стоками; витіки розчинів або стічних вод із підземних комунікацій підприємств, що використовують радіоактивні речовини. Особливо небезпечні могильники твердих або рідких радіоактивних відходів і спуски радіоактивних стоків у поглинальні колодязі, траншеї, свердловини або інші гірничі виробки.

Для очищення води, що містить радіоактивні речовини, використовують вапнякове пом'якшення, сорбцію на спеціальних адсорбентах (наприклад, цеолітах), іонообмінне пом'якшення, а також активний окис алюмінію або активний глинозем.

3.6 Агресивність природних вод

Підземні і поверхневі води справляють руйнівний вплив на матеріали, що застосовуються в будівництві, передусім це бетон, цегла та метали. Такий вплив називають агресивністю води. У процесі будівництва і подальшій експлуатації споруд іноді відбувається руйнування несучих опор будівель, фундаментів, ростверків, несучих стін підвальних приміщень та підземних паркінгів через вплив води.

Особливої актуальності для будівництва й експлуатації будівель і споруд має оцінка агресивності підземних і поверхневих вод щодо бетону і залізобетону завдяки їхньому широкому застосуванню. Нормативи і критерії оцінки агресивності вод в основах споруд містяться в чинному ДСТУ Б В.2.6-145:2010 «Захист бетонних і залізобетонних конструкцій від корозії».

Найважливішим критерієм оцінки агресивності підземних вод є фільтраційні характеристики ґрунтів. Для оцінки такого впливу ґрунти поділяють на сильно- і середньо проникні з коефіцієнтом фільтрації $K_f \geq 0,1$ м/добу і слабо проникні з коефіцієнтом фільтрації $K_f < 0,1$ м/добу. Більш проникні ґрунти за однаковий час пропускають через себе більший об'єм агресивної води, ніж слабо проникні ґрунти і, отже, залізобетонні конструкції, що знаходяться в них, піддаються більш інтенсивному впливу агресивного середовища і руйнуються швидше.

Виділяють три види агресивного впливу води на бетонні конструкції (корозії бетону).

До *першого виду корозії*, який полягає в вилугуванні розчинних компонентів бетону, належать підвищена бікарбонатна лужність води. При *другому виді корозії* в результаті обмінних реакцій між компонентами цементу і агресивним водним середовищем утворюються розчинні сполуки, які вимиваються водою. Другий вид корозії обумовлений: водневим показником рН, вмістом вільної вуглекислоти CO_2 , вмістом магnezіальних солей (у перерахунку на іон Mg^{2+}), вмістом їдких лугів (у перерахунку на іони K^+ і Na^+). *Третій вид корозії* викликає утворення і накопичення в бетоні слаборозчинних солей, які збільшуються в об'ємі при переході в тверду фазу. Третій вид корозії обумовлений вмістом сульфатів (у перерахунку на іони SO_4^{2-}).

Корозія першого виду (вилугування цементу) розвивається, коли вода, що взаємодіє з бетоном, є м'якою, тобто має малу тимчасову жорсткість. За цього речовина, що пов'язує інертні матеріали (щебінь або гравій) бетону, розчиняється, а вода, що протікає, її вимиває (рис. 3.12). Розчинність $\text{Ca}(\text{OH})_2$ невелика (1,3 г CaO в 1 л за 15°C), але з цементного каменю під впливом проточних м'яких вод кількість розчиненого і вимитого з бетону $\text{Ca}(\text{OH})_2$ безперервно збільшується, бетон стає пористим і втрачає міцність.

Загальна лужність води обумовлена вмістом аніонів слабких кислот: HCO_3^- , CO_3^{2-} , H_3SiO_4^- тощо і виражається в мілімолях сильної кислоти, необхідної для її нейтралізації. За бікарбонатної лужності менше 1,4 ммоль/л вода буде агресивною для всіх випадків безнапірних споруд, а за вмісту менше 2,0 ммоль/л – агресивною для всіх випадків напірних споруд. Значення бікарбонатної лужності природних вод нижче 0,7 ммоль/л не зустрічається, тому за ступенем впливу на бетон за першим видом корозії як «сильно агресивна» вона не нормується.



Рисунок 3.12 – Руїнування залізобетонних опор моста через вплив м'яких талих вод (<https://beton-house.com/rabota/zashhita/korroziya-betona-1033://>)

Корозія другого виду (хімічні реакції заміщення) протікає у вигляді реакцій обміну між компонентами бетону і хімічними речовинами, що містяться у воді. Продукти реакцій вимиваються, і це призводить до утворення пір у бетоні. Пори частково заповнюються продуктами реакцій в гелеподібному стані, які не мають в'язучих властивостей. Різновидами корозії другого виду є такі:

– *загальнокислотна агресивність*, що властива кислим водам (за низьких значень рН). Іони H^+ , нейтралізуючи гідроксил-іони, які утворюються при дисоціації $Ca(OH)_2$ цементного каменю, сприяють його подальшому розчиненню. Для різних типів бетону вода вважається агресивною за рН менше 4,0–6,5,

– *магнезіальна агресивність*, яка викликається процесами катіонного обміну Ca^{2+} зі складу бетону і Mg^{2+} з води, які призводять до утворення в тілі бетону пухкого гідроксиду магнію $Mg(OH)_2$. Такі процеси спостерігаються за вмісту магнію у водах більше 750 мг/дм^3 . Ступінь магнезіальної агресивності

визначають експериментально. Вплив її на бетон є аналогічним сульфатної агресії;

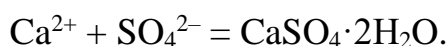
– *вуглекислотна агресивність*, що обумовлена високими концентраціями розчиненої у воді вуглекислоти. Вільна вуглекислота – це вуглекислий газ, розчинений у воді. Ту її частину, яка безпосередньо вступає в реакцію зі сполуками кальцію, умовно називають «агресивною вуглекислотою». Агресивні властивості вуглекислоти залежать як від кількості вільної вуглекислоти, так і від наявності та кількості іонів Ca^{2+} , Cl^- і SO_4^{2-} за певної бікарбонатної лужності, тобто від кількості компонентів, здатних зв'язувати вільну вуглекислоту і зменшувати тим самим частку агресивної вуглекислоти. Таким чином, варто розрізняти вільну, зв'язану й агресивну вуглекислоту. Агресивна вуглекислота визначається експериментально та розрахунковим шляхом. Зазвичай агресивні властивості мають м'які води з кислою реакцією рН і болотні води, що містять органічні кислоти.

Агресивні властивості підземних вод підвищуються за інтенсивної інфільтрації дощових і талих вод. За мінімальних вмістів іонів Cl^- та SO_4^{2-} і за мінімальної бікарбонатної лужності вода є агресивною за утримання вуглекислоти більше 15 ммоль/л для сильно- і середньо фільтруючих ґрунтів і більше 55 ммоль/л для слабо фільтруючих ґрунтів. Води, що мають карбонатну жорсткість менше 1,4 мг-екв/дм³, вважаються агресивними, незалежно від інших показників.

Агресивність за вмістом їдких лугів оцінюється в перерахунку на іони K^+ і Na^+ . Води є агресивними за вмісту іонів калію і натрію в слабофільтруючих ґрунтах – більше 80 г/л, в середньофільтруючих і сильнофільтруючих ґрунтах – більше 50 г/л, для напірних споруд – понад 30 г/л.

Корозія третього виду (сульфатна агресивність) обумовлена взаємодією іонів, що містяться у водному розчині – SO_4^{2-} з карбонатом кальцію бетону. Виділяють такі її різновиди.

Власне сульфатна корозія. За доволі високої концентрації аніонів SO_4^{2-} у в рідкій фазі вони реагують із катіонами кальцію Ca^{2+} бетону з утворенням гіпсу за реакцією:



Гіпс насичується водою, збільшуючись в обсязі під час кристалізації, що призводить до розтріскування цементного каменю. Крім того, він розчиняється і вимивається водою зі збільшенням пористості і проникності бетону.

Сульфоалюмінатна корозія. Ця корозія виникає під час дії на гідроалюмінат в складі цементного каменю води, що містить CaSO_4 , і протікає за схемою:



У результаті такої взаємодії утворюється малорозчинна кристалічна речовина етtringіт (трисульфатний гідросульфоалюмінат кальцію), обсяг якого в $\sim 2,8$ рази більше обсягу вихідних речовин. Тиск росту кристалів, що розвиваються в порах, призводить до розтріскування бетону. Слідом за цим відбувається корозія сталеві арматури, посилення розтріскування бетону і руйнування залізобетонних конструкцій (рис. 3.13).



Рисунок 3.13 – Руйнування залізобетонних конструкцій у результаті корозії (<http://www.myhomemontreal.com/content/2/207/>)

Вода вважається агресивною щодо звичайних видів бетону за вмісту сульфатів більше 250 мг/л (враховується також наявність і деяких інших солей).

Іншими значущими факторами, що впливають на корозійні процеси в бетоні та залізобетоні, крім хімічного складу середовища, впливу якого піддається цементний камінь, є:

- температура, за якої протікають реакції;
- щільність і вид бетону;
- швидкість руху агресивних середовищ;
- товщина і фізичні властивості захисного шару;
- показники напруженого стану конструкції.

Варто також зазначити, що гази атмосфери мають корозійний вплив подібно до рідин. Результат агресивної дії залежить від виду і концентрації газового середовища, її температури, вологості та інших показників.

Загальна схема руйнування залізобетонних конструкцій за корозійного впливу агресивних вод і повітря наведена на рисунку 3.14.

Показники, за яких водне середовище є неагресивним щодо бетону, наведені в таблиці 3.9.

Заходи, за допомогою яких проводять захист бетону від корозії, поділяються на два види: первинні і вторинні.

Первинний захист бетону виконується на стадії його виробництва за допомогою введення домішок різних компонентів: стабілізуювальних, пластифікуювальних, водоутримувальних, та тих, що регулюють застигання. Так само підбирають цемент відповідно до можливого виду корозії під час експлуатації бетонної конструкції. Наприклад, для сульфатних вод застосовують портландцемент, сульфатостійкий і глиноземний шлаковий цемент.

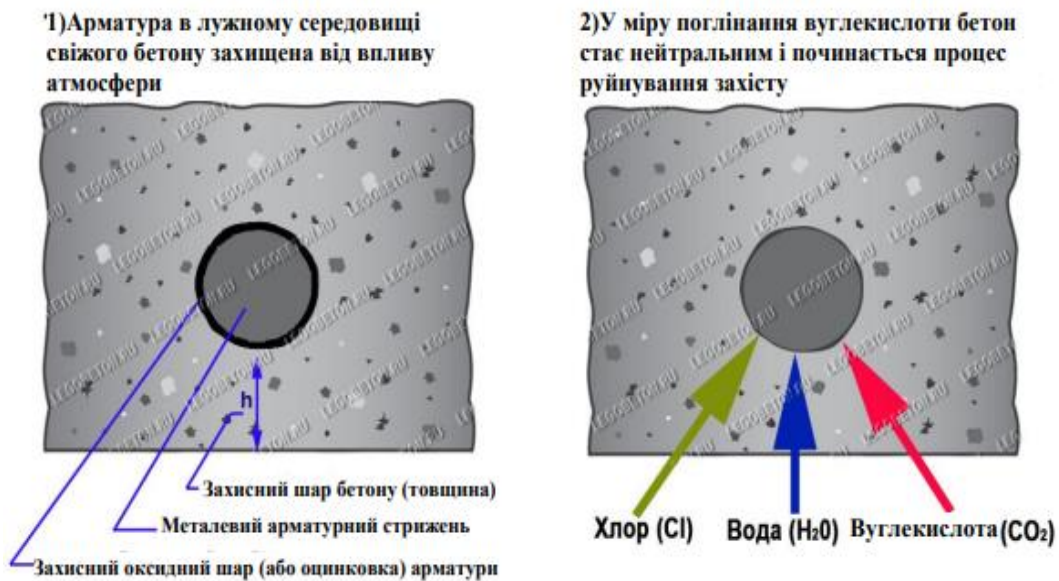
За вторинним захистом, поверхні, що контактують з агресивною водою, обробляють спеціальними речовинами або захисними покриттями. До них належать бактерицидні матеріали; силікатні речовини; цементуючі домішки; смоли; різні синтетичні плівки; лакофарбові мастики; просочення, що ущільнюють.

Агресивність вод є причиною корозії металів, передусім заліза – металу, що найбільш широко застосовується в будівництві, а також алюмінію і свинцю (які використовують в оболонках кабелю), бронзи та інших металів і сплавів. Корозія має хімічну, біохімічну й електрохімічну природу.

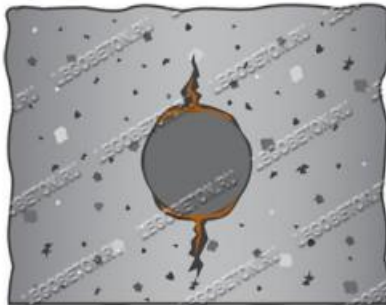
Хімічна корозія пов'язана з киснем, розчиненим у воді. Викликають підвищену корозію також і кислоти води з низьким значенням рН, а також кислоти або луги в складі води.

Біохімічна корозія відбувається за діяльності залізобактерій та інших мікроорганізмів. Вони можуть окисляти неорганічні речовини: сірку, сульфати, сульфіти, аміак. У результаті таких хімічних реакцій нерідко утворюються сірчана й азотна кислоти, що мають агресивність до металу.

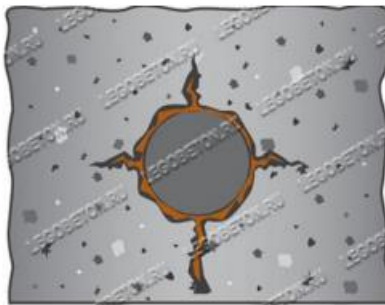
Електрохімічна агресивність виникає за утворення мікрогальванічних струмів між металом і водними електролітами або киснем водяної пари, що викликає окислення металу і його руйнування.



3) Ржа, що утворюється, має в 4 рази більший об'єм, що викликає розтріскування бетону



4) Поява мікротріщин веде до прискорення процесу корозії металеві арматури



5) На останній стадії відбувається вихід тріщин на поверхню і руйнування бетону

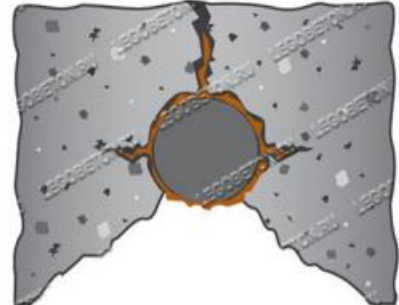


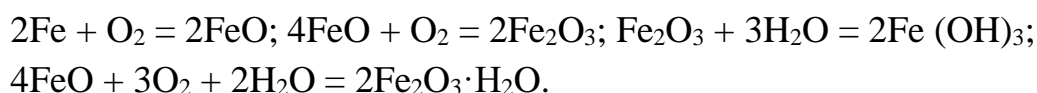
Рисунок 3.14 – Стадії руйнування залізобетону за дією корозії
(<https://profidom.com.ua/stati/tehnika/27999-cho-takoe-armaturoskop-i-kak-predskazat-dolgovechnost-konstruktsii-iz-zhelezobetona>)

Усі ці види агресивності призводять до утворення іржі та руйнування залізних і сталевих конструкцій, трубопроводів, насосів, свердловин і арматури залізобетонних споруд.

Таблиця 3.9 – Вміст хімічних компонентів, за яких води агресивні щодо бетону

Вид корозії	Показник агресивності	Сильно- і середньо-фільтруючі ґрунти, Кф > 0,1 м/добу	Слабкофільтруючі ґрунти, Кф < 0,1 м/добу
I	Бікарбонатна лужність HCO_3^- , ммоль/л	1,4 <	Не нормується
II	Водневий показник рН	6,5 <	5 <
	Вміст вільної вуглекислоти CO_2 , ммоль/л	> 15	> 55
III Вміст хлоридів, сульфатів, нітратів та інших солей і їдких лугів за наявності випаровуючих поверхонь, г/л	Вміст магnezіальних солей (на іон Mg^{2+}), мг/л	$\geq 1\ 000$	$\geq 2\ 000$
	Вміст їдких лугів (на іони K^+ і Na^+), г/л	≥ 50 (для напірних споруд ≥ 30)	≥ 80
	Вміст сульфатів (на іон SO_4^{2-}), мг/л	> 300 (для напірних споруд > 250)	> 250
	> 10 (для напірних споруд за спеціальними вказівками)	> 10	

При окисленні заліза відбувається утворення іржі в результаті таких реакцій:



Наведені реакції ілюструють факт, що найбільш інтенсивно корозія розвивається при спільній дії кисню і води, наприклад, у сирих підвалах водопровідні труби іржавіють швидше, ніж навіть під водою.

Посилюється корозія за підвищення температури і дії електрики. $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ – гідратований оксид заліза і метагідроксид заліза ($\text{FeO}(\text{OH})$),

$\text{Fe}(\text{OH})_3$ – це пухка речовина коричневого кольору, що називають іржею (рис. 3.15).



Рисунок 3.15 – Іржа – гідратовані оксиди заліза
(<https://imgur.com/gallery/VJ5WEM3>)

Корозія металу завдає величезної шкоди народному господарству в усьому світі, що наочно ілюструється діаграмою (рис. 3.16).



Рисунок 3.16 – Збиток, який завдає корозія (<https://ppt-online.org/718438>)

Сучасний захист металів від корозії зводиться до таких методів:

- підвищення хімічного опору конструкційних матеріалів шляхом використання нержавіючої сталі тощо;
- ізоляція металевих поверхонь від агресивного середовища, нанесенням лакофарбових покриттів і полімерних плівок;
- зниження агресивності середовища шляхом додавання в неї реагентів;
- зниження корозії підключенням зовнішнього джерела струму (електрохімічний захист).

Для арматури залізобетонних конструкцій захистом є щільний шар якісного бетону без домішок хлористого кальцію. А щоб отримати окисну плівку на металі, яка дозволяє захистити арматуру, практикують введення нітрату натрію в основний склад бетону.

Контрольні запитання до розділу 3

1. Які групи сполук входять до складу води гідросфери?
2. Назвіть головні іони в складі підземних вод.
3. Які існують класифікації підземних вод за загальною мінералізацією?
4. Що таке жорсткість води? Назвіть її види.
5. Практичні наслідки використання жорсткої води у господарстві.
6. Що таке рН і його вплив на якість води?
7. Які гази зустрічаються у підземних водах?
8. Як гази впливають на властивості води?
9. Охарактеризуйте джерела органічних речовин у воді.
10. Назвіть основні характеристики вмісту органічних речовин у воді.
11. Назвіть колоїди, що найчастіше зустрічаються в підземних водах.
12. Які основні характеристики фізичних властивостей природних вод вивчають під час гідрогеологічних досліджень?
13. Назвіть види агресивного впливу води на бетонні конструкції.
14. Назвіть види агресивного впливу води на метали.

РОЗДІЛ 4 УМОВИ ЗАЛЯГАННЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД

Підземні води у верхній частині земної кори за умовами залягання можна розділити на такі основні види (згори донизу): ґрунтові води (англ. topsoil water), верховодка, капілярні води, ґрунтові води (англ. ground water), міжпластові води (безнапірні й артезіанські).

У нижній частині земної кори – до межі з верхньою мантією, зустрічаються зони перегрітих підземних вод у надкритичному стані. Крім цих основних видів підземних вод, в окремих районах Землі знаходяться карстові, тріщинні та жильні води, а також підземні води криолітозони.

Узагальнена схема розташування підземних вод поблизу поверхні землі зображена на рисунку 4.1.



Рисунок 4.1 – Схема залягання різних видів підземних вод поблизу земної поверхні

4.1 Вертикальна зональність залягання підземних вод

Як основну ознаку підземних вод за умовами їхнього залягання і руху в сучасній гідрогеології (особливо в інженерній гідрогеології) використовують

приналежність води до двох верхніх зон. Це зона аерації або зона вадозних вод (від лат. «vadosus» – неглибокий) і зона насичення або зона фреатичних вод (від грецьк. «phreatos» – колодязь, басейн). Підземні води цих двох зон мають безпосередній вплив на більшість будівельних об'єктів. Третя – зона підземних вод у надкритичному стані, розташована на великих глибинах і в переважній більшості випадків знаходиться поза межами інженерної діяльності людини.

Зона аерації (або вадозна зона) – це проміжний шар у земній корі між атмосферою і підземною гідросферою. Вперше поняття «зона аерації» було запропоновано в 1933 році американським гідрогеологом О. Мейнцером, і, відповідно до нього, зона аерації є верхньою ненасиченою (або не повністю насиченою) водою частину розрізу гірських порід. За Н. П. Толстихиним, зона аерації – це поверхневий пояс у розрізі земної кори, що знаходиться на стику атмосфери, гідросфери та літосфери, розташований вище постійного рівня підземних вод.

Верхньою межею зони аерації є земна поверхня, нижньою – рівень підземних вод першого від поверхні постійного водоносного горизонту. *Горизонтом підземних вод або водоносним горизонтом* називається шар проникних гірських порід, повністю насичених вільною водою.

Потужність зони аерації може становити від декількох сантиметрів на рівнинних знижених ділянках до 200 метрів і більше на міжрічкових просторах і в гірських районах. Через зону аерації відбувається вертикальне просочування – *інфільтрація* атмосферних опадів або поверхневих вод через відкриті пори або тріщини в гірських породах. Цю зону також можна визначити як зону неповного насичення, оскільки в ній всі пори й інші порожнечі заповнені повітрям, а водою вони заповнені частково або можуть заповнюватися періодично (рис. 4.2).

Зона аерації (неповного насичення) відсутня, якщо підземні води виходять на поверхню територій у вигляді боліт, а також під руслами і поблизу річок та інших внутрішніх водойм, у разі безпосереднього гідравлічного зв'язку підземних вод першого водоносного горизонту з поверхневими водами.

Велика частина пустот в зоні аерації зайнята повітрям і парами води. Вода в цій зоні зазвичай знаходиться в зв'язаному стані у вигляді гігроскопічної, адсорбованої, а також капілярної вологи і тільки тимчасово в ній з'являється верховодка та просочуються згори донизу вільні води. Водний режим зони аерації значною мірою залежить від гідрометеорологічних умов на поверхні землі: сезонними змінами вологості при надходженні або витрачанні атмосферних вод.

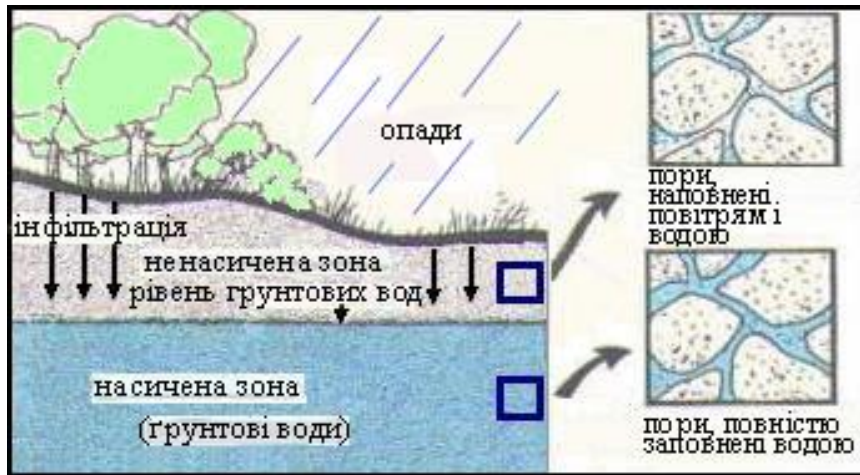


Рисунок 4.2 – Пори ґрунтів і ґрунтів у зоні аерації (вище рівня постійного водоносного горизонту) заповнені повітрям, а водою лише частково; у зоні насичення всі пори заповнені тільки водою (<https://www.dec.ny.gov/lands/76322.html>)

Зона аерації підрозділяється по вертикалі на три частини:

1) верхня частина – шар змінного зволоження, де потоки вологи бувають як ті, що сходять – під час інфільтрації атмосферних опадів або при штучному зрошенні, так і висхідними – під час інтенсивного випаровування вологи із земної поверхні. Потужність шару змінного зволоження коливається від декількох сантиметрів до десятків метрів;

2) середня частина – зона транзиту. Потоки вологи в цій зоні мають або спадний характер при переважанні інфільтрації, або висхідний, в разі переважання випаровування;

3) нижня частина – зона капілярного підняття або капілярна кайма. Тут пори, тріщини та інші порожнини капілярних розмірів заповнені водою, що утримується капілярними силами. Зона капілярного підняття розташована безпосередньо над дзеркалом ґрунтових (вільних, гравітаційних) вод, з якими має тісний гідравлічний зв'язок.

Зона повного насичення (фреатична зона) розташована у верхній частині земної кори від нижньої межі зони аерації (рівня першого водоносного горизонту) і поширюється до глибин 8–20 км (а в деяких місцях, можливо, і більше). На таких глибинах температура і тиск водних розчинів досягають критичних значень.

У зоні повного насичення, відповідно до її назви, вільний простір в скелеті гірських порід (пори, тріщини та інші порожнини) повністю заповнений вільною гравітаційною водою. Виняток становлять області нафтових і газових родовищ, де вільний простір також може бути заповнений природним газом, рідкими вуглеводневими рідинами або нафто-, газоводяними сумішами різного складу.

Термін «зона насичення» деякими гідрогеологами вважається не зовсім коректним, оскільки нижня частина капілярної кайми також насичена водою. Вода в нижній частині капілярної кайми переміщується практично з тією ж швидкістю, що і вода, яка знаходиться нижче від вільної поверхні. Тому існує також термін «зона фреатичних вод», оскільки фреатичні води характеризують як води, які вільно надходять у колодязі.

Зона фреатичних вод зазвичай розташована над потужною товщею (зоною) щільних порід, у порах яких може знаходитися невелика кількість води, але пори не поєднані між собою, тому в цій зоні руху води не відбувається. Глибина залягання зони щільних порід розрізняється залежно від геологічних умов. На територіях поширення інтрузивних і метаморфічних порід вона може починатися на глибині менше 3 км, у районах поширення чохла потужних осадових порід – 18–20 км. На глибинах 25–30 км температура і тиск настільки великі, що відкриті пори в породах не можуть існувати і вода може знаходитися тільки в хімічно зв'язаному стані.

В областях сучасного вулканізму нижня межа зони повного насичення може розташовуватися на значно менших глибинах, і її підпирають перегріті пароводяні флюїди (Піннекер, 1983). Теоретично положення нижньої межі зони повного водонасичення обґрунтовується тільки виходячи з уявлень про термодинамічні умови земної кори і фазово-агрегатний стан води за високого тиску і температури.

У низці вулканічних районів зустрічаються температури пароводяних флюїдів близькі до критичних значень (300 °С і більше). Наприклад, у свердловинах на глибинах 1,5–2 км у Сьєрра-Прієто, Мексика, зафіксована температура 388 °С. Водночас, згідно з матеріалами, отриманими при бурінні Кольської надглибокої свердловини, на набагато більшій глибині (до 12 км) виявлено умови, характерні більше для зони повного насичення, ніж для перегрітої води.

Зона підземних вод в надкритичному стані розташована в нижній частині земної кори нижче зони повного насичення аж до межі з верхньою мантією. Потужність цієї зони на континентах досягає, можливо, 20–30 км і більше (В. А. Всеволожский, 2007).

Водою в надкритичному стані називаються підземні води (пароводяні флюїди) з температурою і тиском вище критичних значень. Критична температура фазового переходу – це температура, за якої густина і тиск насиченої пари стають максимальними, а густина рідини, що знаходиться в динамічній рівновазі з паром, стає мінімальною. За критичної температури неможливо перетворення газу в рідину, ні за будь-якого тиску. Для води без домішок критична температура дорівнює 374 °С.

За високих концентрацій розчинених речовин у підземних високомінералізованих водних розчинах їхня критична температура досягає 450 °С. Виникнення водних флюїдів у надкритичному стані пов'язано з поступовою кристалізацією магми і з процесами контактового й динамічного метаморфізму. Водні флюїди, що виділяються з магми, характеризуються зниженими значеннями в'язкості, низькими значеннями рН, підвищеною електропровідністю і мають властивості активного розчинника. За підвищених концентрацій металовмісних мінеральних солей, розчинених у флюїді, він є одним з головних джерел формування гідротермальних руд.

При зниженні тиску вода з надкритичного стану переходить у рідину і пару (пароводяну суміш), що супроводжується збільшенням її об'єму в 1,5–2 рази. Прорив таких пароводяних сумішей на поверхню землі утворює гейзери (рис. 4.3).



Рисунок 4.3 – Викид пароводяної суміші гейзером Строккур, Ісландія (<https://vilingstore.net/Geyzer-Strokkur--dostoprimechatelnost-Islandii-i89882>)

Розглянемо основні найпоширеніші види підземних вод у верхній частині земної кори, починаючи від земної поверхні.

4.2 Ґрунтова вода

Вода у вигляді ґрунтової вологи поширена в ґрунтово-рослинному шарі, що залягає безпосередньо нижче земної поверхні. Це «підвішені води», що визначають структуру і властивості ґрунту, не підстилаються водотривкими породами. Вони відіграють велику роль у процесах вивітрювання і перетворення мінералів й інших речовин, що містяться в гірських породах; мають велике значення для живлення рослин, але промислово-господарського значення практично не мають.

Виділяють різні типи ґрунтів, склад і водно-фізичні властивості яких значно впливають на їхній водний режим. Основні типи ґрунтів, поширені в Україні, зображені на рисунку 4.4.

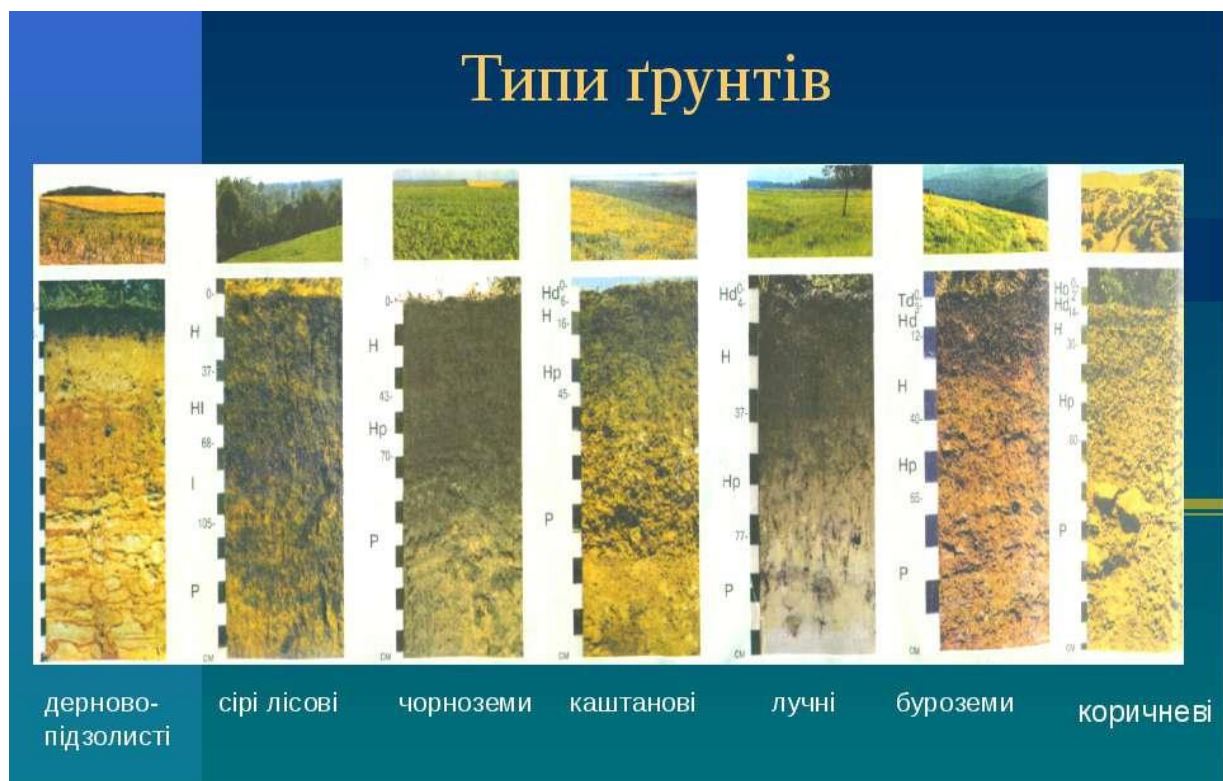


Рисунок 4.4 – Основні типи ґрунтів України
(<https://geografiamozil2.jimdofree.com/>)

Формування ґрунтових вод пов'язане з процесами інфільтрації атмосферних опадів, талих снігових вод і конденсації вологи з пари атмосфери.

Основним джерелом води в ґрунті є зазвичай атмосферні опади. Вид і стан ґрунтових вод залежить від таких трьох факторів: загальна зволоженість ґрунту завдяки погодно-кліматичним умовам, товщина зони аерації і структурно-текстурні особливості гірських порід, що складають верхній шар ґрунту.

Ґрунтова волога – це неодмінна умова існування рослин, життєдіяльності ґрунтових мікроорганізмів. Велику кількість ґрунтової води споживають і витрачають на транспірацію рослини – для створення 1 г сухої рослинної речовини потрібно від 200 мл до 1500 мл води. Наявність води в ґрунті обумовлює протікання біохімічних і фізико-хімічних процесів, пересування речовин, повітряний, водний і тепловий режими, фізико-механічні властивості ґрунтів і ґрунтів.

Вода, що надходить у ґрунт, пересувається під дією сили тяжіння (гравітації), може потрапляти під вплив капілярних, осмотичних, сорбційних сил або переходити в пароподібний стан. У результаті цього в ґрунтах утворюються різні форми води, які характеризуються неоднаковою рухливістю, різною силою зв'язку з частинками ґрунту і різною доступністю для рослин. Розрізняють такі форми води в ґрунті: пароподібна, хімічно зв'язана, пов'язана сорбційними силами (гігроскопічна); вільна (капілярна і гравітаційна). Особливості різних форм води були розглянуті в розділі 2. Крім того, вода в ґрунті може знаходитися в твердому стані у вигляді льоду.

На ділянках, де ґрунтові води знаходяться глибоко і, відповідно, потужність зони аерації велика, а в ґрунтовому шарі при зростанні зволоження в результаті інтенсивних дощів або штучного поливу, можуть утворитися підвішені капілярні води, що заповнюють простір між частинками ґрунту. Товщина такого шару капілярно-підвішених вод становить зазвичай кілька десятків сантиметрів. У разі неглибокого залягання ґрунтових вод (першого постійного горизонту) можливо підживлення ґрунтового шару знизу – завдяки воді, піднятій капілярними силами з рівня ґрунтових вод.

Рух води в ґрунтовому шарі залежить від інтенсивності зволоження і дії різноманітних фізичних сил. Неодмінною умовою пересування вологи є градієнти цих сил. Всі сили діють на ґрунтову вологу в сукупності, але залежно від ступеня зволоженості ґрунту якась певна – переважає.

Швидкість руху низхідних потоків вод, що просочуються, глибина замочування і площа «фронтів зволоження» залежить, насамперед, від гранулометричного складу частинок, що складають ґрунт.

Найбільш проникні піщані ґрунти, найменш – глинисті; мулисті і суглинні ґрунти займають проміжне положення (рис. 4.5).

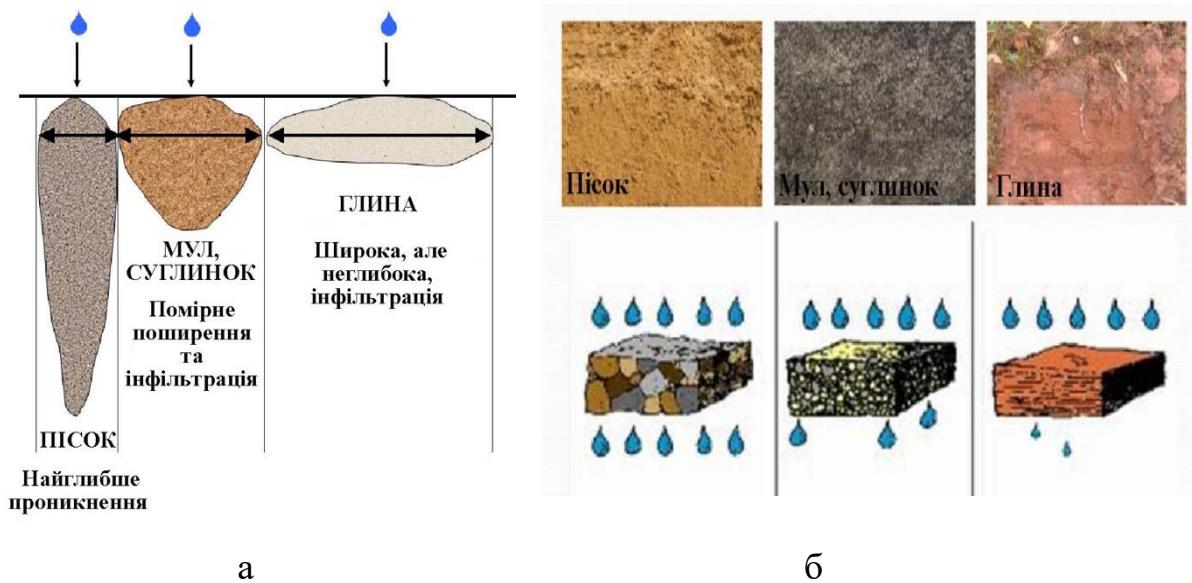


Рисунок 4.5 – Інфільтрація вільної води в ґрунтах і ґрунтах різного складу:

а – <https://aminghori.blogspot.com/2016/04/lesson-plan-of-effects-of-moving-water.html>; б – <http://www.keywordlister.com/c2lsdCBpbmZpbHRyYXRpb24/>

У піщаних ґрунтах (sand) спостерігається найбільша глибина проникнення води при вузькому «фронті зволоження»; у мулистих (silt) і пілуватих – помірна ширина і глибина інфільтрації; у глинистих (clay) – інфільтраційний фронт широкий, але не глибокий.

Хімічний склад ґрунтових вод залежить здебільшого від мінерального складу ґрунтів, що залягають поблизу поверхні. Крім того, ґрунтові води містять в своєму складі багато органічних речовин і мікроорганізмів.

З погляду інженерної гідрогеології, найбільший інтерес становить поведження вільної (гравітаційної) води. Вільна вода тимчасово або постійно (на підтоплених територіях) заповнює великі ґрунтові пори, рухається під дією сили тяжіння і утворює спадний потік, який формує верховодку і поповнює ґрунтові води. Вона може мати негативний вплив на будівельні об'єкти. З вільної води зазвичай утворюються всі інші форми ґрунтової вологи. Сама ця вода іноді може конденсуватися з водяної пари, але переважно поповнюється завдяки атмосферним опадам.

Завдяки гравітаційній воді в ґрунті відбуваються процеси водної ерозії:

– елювіальні, пов'язані з руйнуванням або перетворенням мінеральної і органічної речовини ґрунту в специфічному елювіальному горизонті з виносом з нього продуктів цього руйнування спадними або латеральними (бічними) водними внутрішніми ґрунтовими потоками. При цьому елювіальний горизонт втрачає ті чи інші сполуки. Прикладами таких процесів є: вилуговування, декарбонізація, кислотний гідроліз тощо;

– ілювіальні процеси, які полягають у перерозподілі дисперсних частинок в ґрунтовому профілі за інтенсивної інфільтрації природних вод або під час зрошення.

Таким чином, найхарактернішими є такі особливості ґрунтових вод:

- це безнапірні підвішені води;
- вони слугують основним джерелом постачання рослинам води, впливають на родючість ґрунтів, мають велике значення для сільського господарства;
- вони тісно пов'язані з атмосферою;
- зона ґрунтових вод є транзитною для верховодки і ґрунтових вод;
- вони містять у своєму складі багато органічних речовин і мікроорганізмів;
- запаси ґрунтових вод обмежені і вони не використовуються для господарських цілей.

4.3 Верховодка

Верховодкою називають тимчасові скупчення підземних вод на невеликій глибині від поверхні, в товщі ґрунтів зони аерації, де деяка частина пір порід зайнята зв'язаною водою, а інша частина – повітрям.

Верховодка утворюється над локальними водотривами або частково водотривкими ґрунтами, якими можуть бути лінзи глин і суглинків у піщаних товщах, прошарках залізистих пісковиків тощо. При інфільтрації в періоди рясного сніготанення або інтенсивних дощів вода тимчасово затримується над слабопроникними шарами і утворює тимчасові локальні і малопотужні водоносні горизонти. Товщина ґрунтів, насичених такими водами, зазвичай не перевищує 1–2 м. В інші пори року вода верховодки зазвичай випаровується або просочується в нижні шари або в ґрунтові води (рис. 4.6).

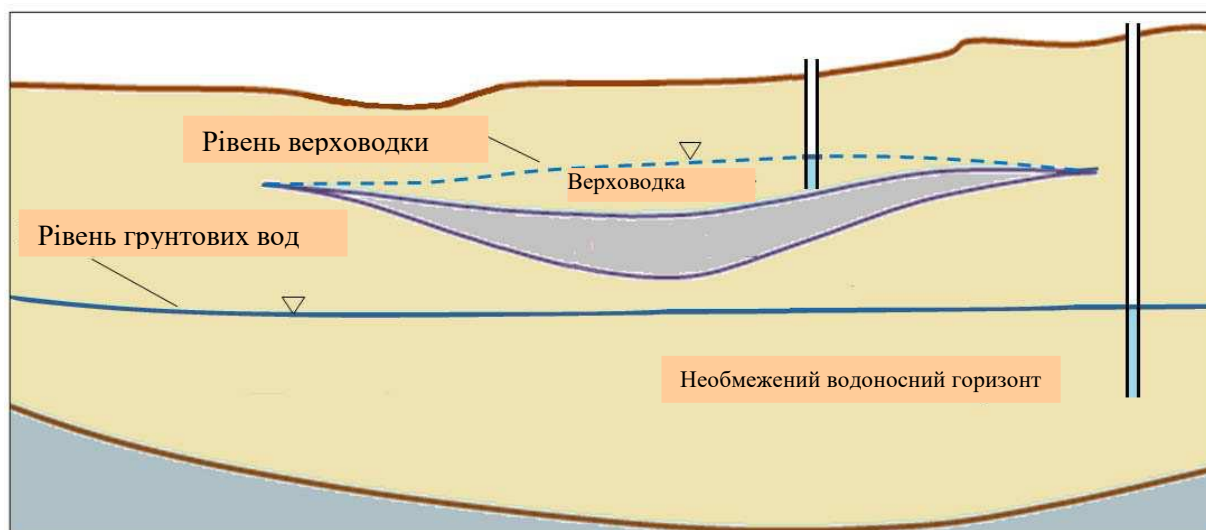


Рисунок 4.6 – Схема розташування верховодки над слабопроникним лінзовидним прошарком у зоні аерації вище рівня ґрунтових вод (<http://efecty.co/perched-aquifer-diagram.html>)

Особливістю верховодок є можливість їхнього утворення в слабопроникних ґрунтах навіть за відсутності в зоні аерації будь-яких водотривких прошарків. Наприклад, за різкого надходження води в товщу суглинків внаслідок їхньої низької водопроникності інфільтрація відбувається повільно і в верхній частині товщі може утворитися верховодка, яка через деякий час випаровується та просочується вниз.

Загалом для верховодки характерний тимчасовий, частіше сезонний характер, невелика площа поширення, відсутність напору і мала потужність. Типовою є поява верховодок у лесових породах і різних суглинках. У водопроникних пісках верховодки виникають порівняно рідко – тільки за наявності водотривких прошарків.

Хімічний склад верховодок дуже різноманітний, мінералізація коливається в широких межах: від прісних вод у північних районах до солонуватих і солоних у посушливих районах. Характерна велика кількість органічних речовин і мікроорганізмів.

Верховодка може становити небезпеку для будівельних об'єктів, оскільки багато ґрунтових основ під час замочування знижують свою стійкість, що викликає деформації будівельних конструкцій. Виникнення верховодки поблизу підземних частин будівель і споруд (пазухи фундаментів, підвали, котельні тощо) може викликати їхнє підтоплення, якщо заздалегідь не був влаштований дренаж або гідроізоляція підземних частин споруд.

Часто в результаті значних витоків води з підземних водних комунікацій і водойм (водопровід, теплотраси, пожежні басейни тощо) з'являються горизонти верховодок на територіях промислових підприємств і нових житлових районів. Це явище становить серйозну небезпеку для будівель і споруд, особливо тих, що розташовані в районах поширення просадних лесових порід.

Під час інженерно-геологічних досліджень, що проводяться в суху пору року, верховодка може бути відсутня. Тому її поява під час будівництва може бути несподіваною. Дослідники повинні прогнозувати її появу за певними геологічними ознаками (наявність у розрізі слабкопроникних прошарків тощо).

Найбільш характерними особливостями верховодки є:

- сезонне виникнення і тимчасове існування;
- невеликі глибини залягання і мала потужність до 1–2 м;
- локальний розвиток і невелика площа поширення;
- обмежені запаси і їхня залежність від погодних та кліматичних умов, а також господарської діяльності людини (витоки води);
- різкі коливання характеристик води – рівня, хімічного складу, температури;
- строката мінералізація вод – від прісних (0,1–1,0 г/л) до слабомінералізованих і навіть солоних (3 г/л і більше);
- різноманітність хімічного складу, підвищений вміст органічних речовин і бактерій;
- непридатність для постійного водопостачання в зв'язку з незахищеністю і високою ймовірністю забруднення.

4.4 Капілярні води

Капілярна вода частково або повністю заповнює пори дисперсних і тріщини скельних ґрунтів завдяки капілярному тиску і утримується в породах капілярними силами – силами поверхневого натягу водних менісків, що утворюються на межі води, повітря і поверхні мінеральних часток.

За умовами залягання виділяють такі різновиди капілярної води: капілярно-підвішена, капілярно-роз'єднана і капілярно-піднята.

Капілярно-підвішена вода утворюється в поверхневому шарі зони аерації в тонких порах дисперсних гірських порід і ґрунтів та тріщинах напівскельних порід завдяки інфільтрації атмосферних опадів або зрошувальних вод за підвищеної вологості порід (вище максимальної молекулярної вологості).

Капілярно-підвішена вода не має контакту з капілярно-піднятою водою і рівнем ґрунтових вод. Вона витрачається на фізичне випаровування і транспірацію рослинами.

Капілярно-роз'єднана вода називається також стиковою водою або водою в кутах пір. Вона зазвичай розміщується на ділянках кутових пір і в вузьких місцях на контактах ґрунтових або ґрунтових частинок. Цей різновид капілярної води (подібно до адсорбованої на поверхні мінеральних часток) знаходиться в нерухомому стані, оскільки міцно утримується капілярними силами, практично не пересувається і може бути видалена лише шляхом випаровування (рис. 4.7).

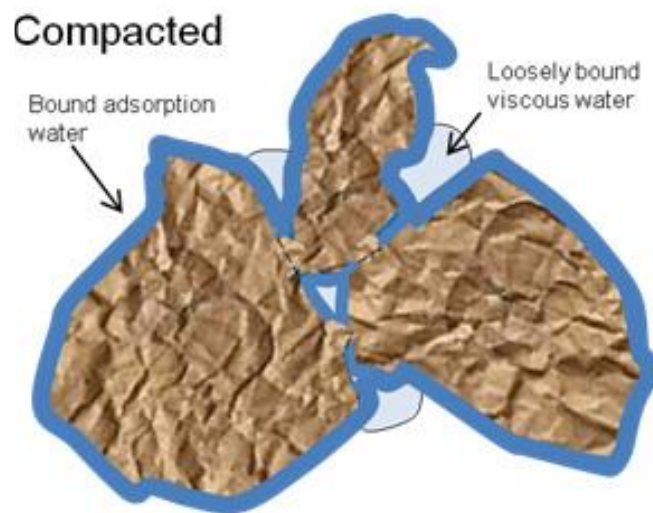


Рисунок 4.7 – Вода, що адсорбована на поверхні мінеральних частинок (зображена темно-синім кольором) і стикова вода в кутах пір (світло-синього кольору) (<http://www.roadex.org/e-learning/lessons/drainage-of-low-volume-roads/water-in-road-materials-and-subgrade-soils-terminology/>)

Ділянки порового простору, зайняті водою кутів пір, ізольовані одна від одної і дуже незначні щодо загального обсягу пір. Вміст цього виду води становить: у пісках 3–5 %, у супісках – 4–7 %.

Капілярно-піднята вода (капілярна кайма) утворюється завдяки капілярному підняттю підземної води і розташовується безпосередньо над рівнем першого від поверхні постійного водоносного горизонту (ґрунтових вод); існує вона також над верховодкою (рис. 4.8).

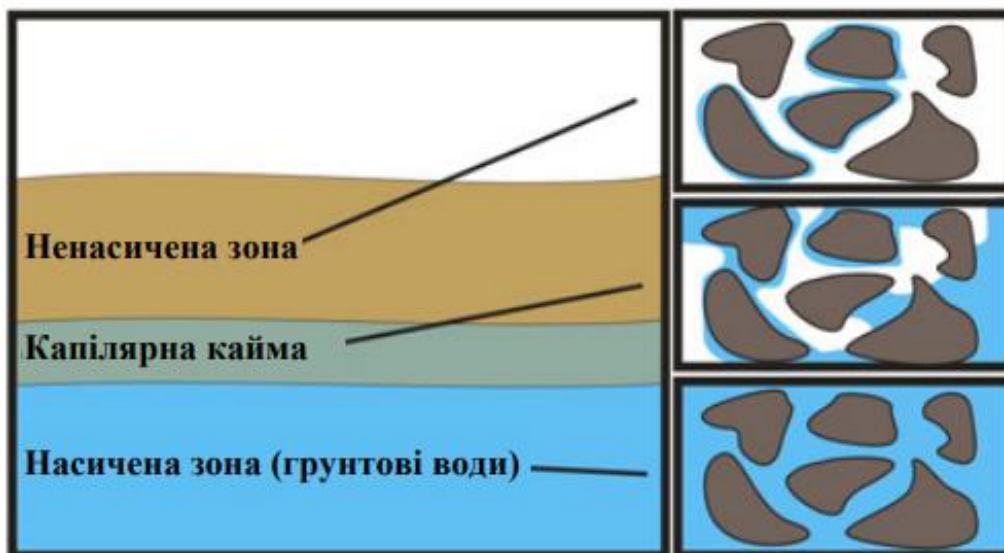


Рисунок 4.8 – Спрощена схема розташування капілярної кайми
<http://www.amiadini.com/NewsletterArchive/141007-NL176/envEnl-176.html>

Висота капілярного підняття сильно відрізняється в різних породах і залежить від їхнього складу. Мінімальна висота спостерігається в великоуламкових породах – від нуля до декількох сантиметрів, максимальна – у суглинках і глинах – до кількох метрів (рис. 4.9).

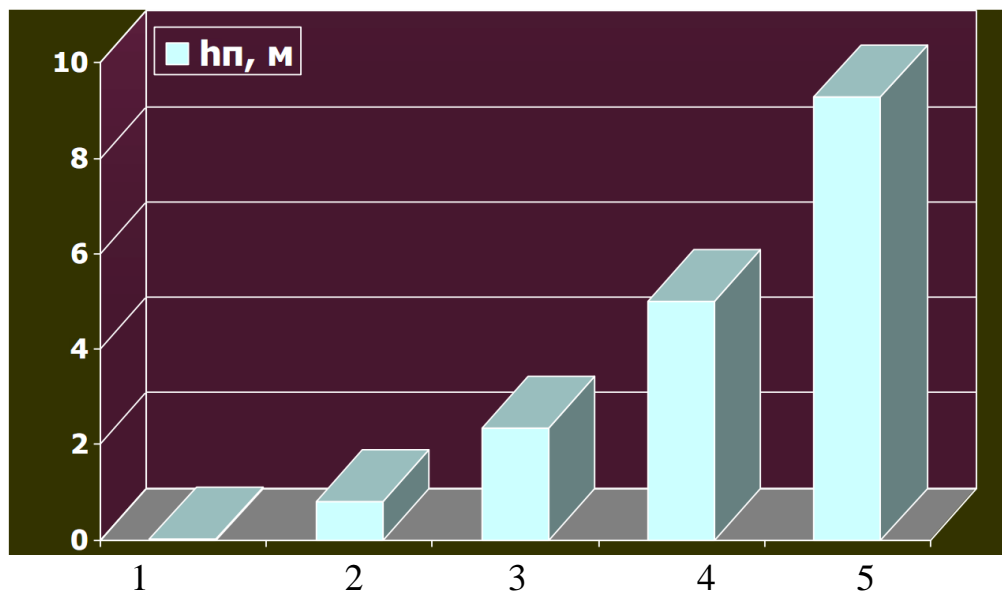


Рисунок 4.9 – Висота капілярного підняття h_p (м) у різних грунтах:
 1 – пісок крупний; 2 – пісок дрібний; 3 – супісок; 4 – суглинок; 5 – глина
<http://present5.com/granulometriceskij-sostav-pochv-a-i-popov-granulometriceskij/>

Капілярно-підвішена і капілярно-піднята вода можуть пересуватися і передавати гідростатичний тиск.

Капілярна кайма підпирає знизу проміжну (транзитну) частину зони аерації. Перехід до капілярної кайми в грубозернистих ґрунтах осадового походження (гравій, крупний пісок) доволі різкий, а в тонко-і дрібнозернистих відкладеннях (дрібні і пилюваті піски, суглинки, глини) відбувається дуже поступово. Якщо в тонкозернистому ґрунті запаси вологи інтенсивно поповнюються, то вологість проміжної зони і капілярної кайми можуть відрізнятися доволі незначно.

Поверхня капілярної кайми нерівна, і її положення постійно змінюється в результаті коливань рівня ґрунтових вод і інфільтрації води із земної поверхні. У верхній частині капілярної кайми містяться численні повітряні кишені і повітря, затиснене в макропорах. Зі збільшенням глибини поступово насиченість ґрунту водою підвищується і в нижній частині кайми ступінь насичення ґрунту водою (S) точно така ж, як і нижче вільної поверхні підземних вод у зоні насичення (рис. 4.10).

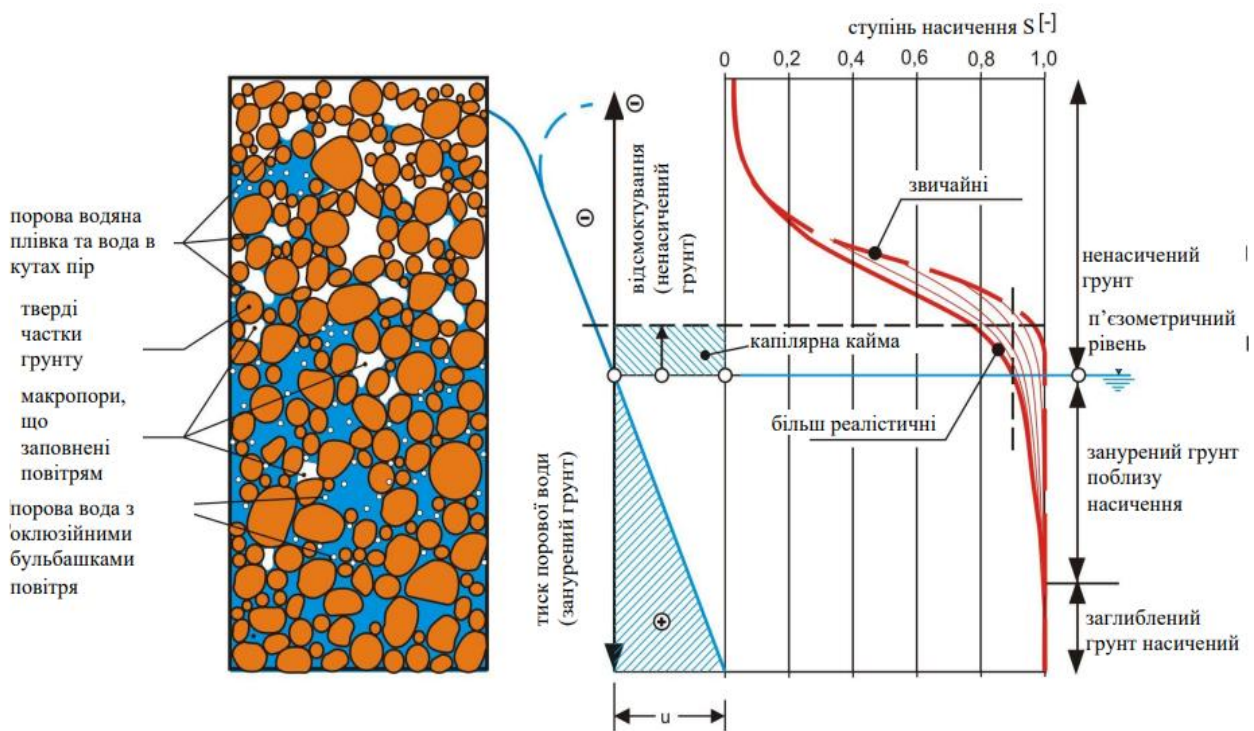


Рисунок 4.10 – Схема залягання води в порах ґрунту і зміна ступеня вологості S на межі зони аерації та зони насичення
(<http://blog.hj-koehler.de/boden-unter-wasser/>)

Фізичні сили, що діють на воду в нижній частині капілярної кайми, ідентичні силам, чинним нижче вільної поверхні підземних вод. Водночас за деякими властивостями вона відрізняється від гравітаційної води зони насичення. Наприклад, температура замерзання капілярної води значно нижче 0 °С і прямо пропорційно залежить від діаметра пір. За даними Т. А. Литвинової, у суглинках і глинах вода в порах розміром менше 0,1 мк (ультрапори), замерзає за температури нижче мінус 12 °С, подібно до зв'язаної води.

Капілярні ефекти потрібно враховувати під час закладання фундаментів будівель і споруд, оскільки волога може підніматися на 1,5 м і вище поверхні ґрунтових вод. Якщо основа фундаменту з'являється в зоні капілярного підняття, то фундамент виявиться в насиченому водою ґрунті, що може призвести до зниження несучої здатності ґрунтової основи і перезволоження підземних приміщень.

Рух капілярної вологи виникає не тільки в ґрунтах, а й в бетоні, цементі й інших матеріалах будівельних конструкцій. Бетон – це доволі пористий матеріал, пори якого, по суті, є капілярами, по ним волога поширюється по стінках і вглиб бетонних конструкцій. Якщо підшва фундаменту спирається на ґрунт, насичений водою, то волога через фундамент буде підніматися вгору до цоколя і стін будівлі. У разі агресивності води це призведе до руйнування фундаменту і стін (рис. 4.11).



Рисунок 4.11 – Руйнування бетонного фундаменту завдяки капілярній воді (http://steuler-kch-russia.com/primery-rabot.html?example_start=5)

Для захисту фундаментів від вологи необхідна гідроізоляція між ґрунтом і подошвою фундаменту, а також між цоколем і стінами будівлі, дренажі, переривники капілярного підняття й інші способи, які будуть розглянуті нижче.

4.5 Ґрунтові води

Ґрунтовими водами називаються води першого від поверхні землі постійного водоносного горизонту, що залягає над першим водотривким шаром. **Ні в якому разі не слід плутати ці води з ґрунтовими водами, які розташовані поблизу земної поверхні!** (див. підрозділ 4.2).

Водомісткими породами ґрунтових вод найчастіше є різні піски та інші уламкові ґрунти. Але також серед ґрунтових вод, залежно від водомістких порід, виділяють різновиди: порові, пластові, тріщино-жильні, тріщино-карстові, лавово-туфові.

Водотривом називають слабоводопроникний шар гірських порід, який найчастіше представлений глинами, рідше – аргілітами, щільними пісковиками й іншими напівскельними і скельними ґрунтами.

Верхньою межею ґрунтових вод є їхня вільна поверхня, що природно сформувалася. Ця поверхня отримала назву *дзеркала ґрунтових вод*. На розрізах положення верхньої межі водоносного горизонту зображується лінією, яка називається рівнем ґрунтових вод (далі – РГВ).

Дзеркало ґрунтових вод – межа розділу зони аерації та зони повного водонасичення не є абсолютно плоскою, а має вигляд похилої або слабохвилястої поверхні, яка зазвичай повторює згладжений рельєф місцевості. По берегах річок, у долинах ярів та інших знижених ділянках місцевості часто спостерігаються водні джерела – ключі. Джерелами (ключами, криницями) називають природні виходи підземних вод на земну поверхню на суші (рис. 4.12) або під водою (підводні джерела).

Джерела, через які ґрунтові води виходять на поверхню, називаються низхідними (спадними), оскільки вони розташовані нижче від рівня ґрунтового водоносного горизонту. Площа поширення ґрунтових вод називається ґрунтовим басейном.

Глибина залягання дзеркала ґрунтових вод залежить від місцевих гідрометеорологічних і геологічних умов і змінюється від 0 м до 50 м і більше. Якщо дзеркало ґрунтових вод збігається з денною поверхнею, то спостерігається заболочування місцевості.

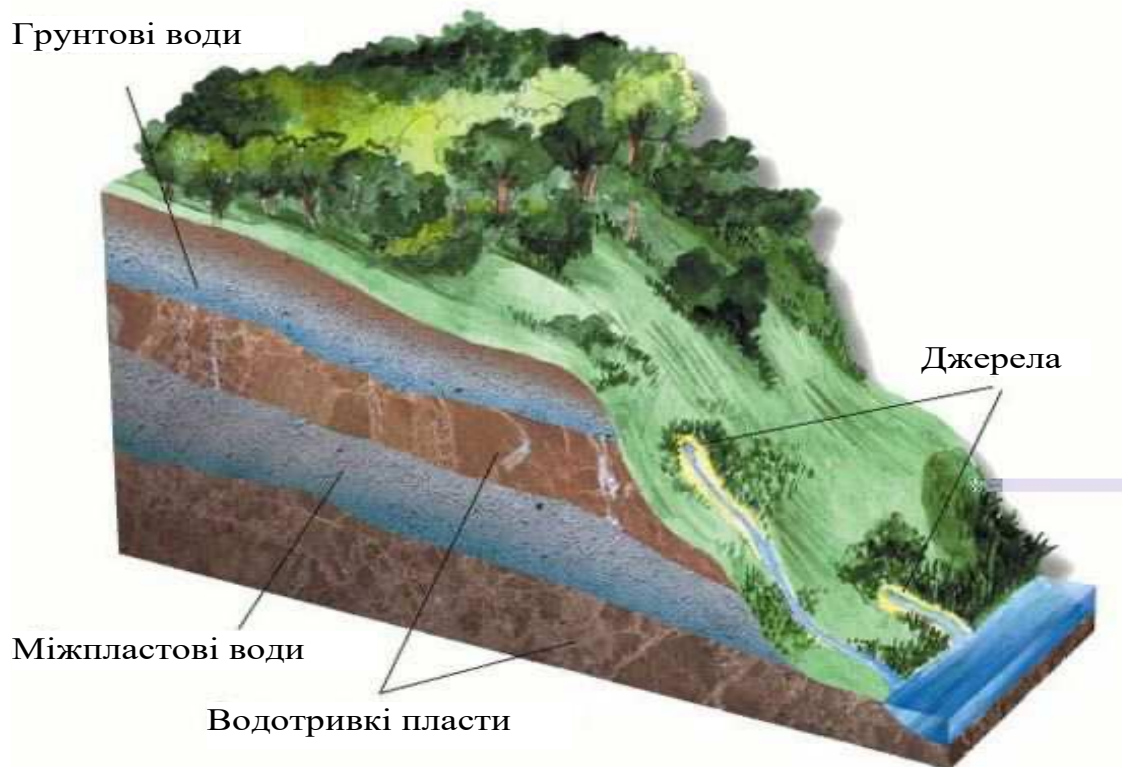


Рисунок 4.12 – Виходи на поверхню ґрунтових і міжпластових безнапірних вод у вигляді низхідних джерел (<https://silverspring.com.ua/advice/7-geohimichni-faktori-formuvannja-skladu-pidzemnih-vod>)

Ґрунтові води є безнапірними. У свердловинах, колодязях або шурфах, заглиблених нижче дзеркала ґрунтових вод, рівень води встановлюється на висоті, що відповідає верхній межі вільної поверхні ґрунтових вод. Рівень не піднімається вгору під напором під час розкривання водоносного горизонту, як наприклад, в артезіанських свердловинах (рис. 4.13).

Нерідко вільну поверхню ґрунтових вод визначають як поверхню, що відокремлює капілярну кайму від зони насичення, або як поверхню рівнів води в свердловинах, що розкривають безнапірний водоносний горизонт. Більш точно потрібно визначати вільну поверхню ґрунтових вод, як поверхню води в безнапірному водоносному горизонті, на якій гідростатичний тиск дорівнює атмосферному тиску.

На деяких ділянках, де ґрунтовий водоносний горизонт перекритий водотривкими породами, ґрунтові води можуть набувати місцевий напір, висота якого відповідає загальній поверхні вод ґрунтового водоносного горизонту.

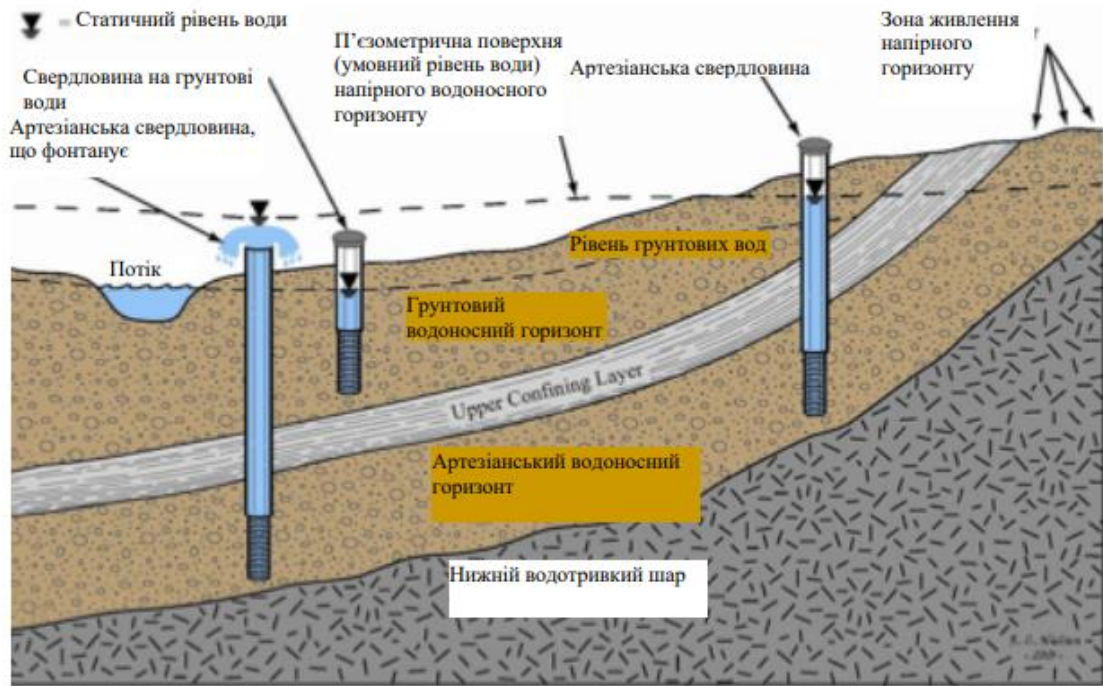


Рисунок 4.13 – Положення рівнів води у свердловині, пробуреної й обладнаної на ґрунтовий водоносний горизонт, в артезіанській свердловині та артезіанській свердловині, вода з якої виливається сама (<http://www.health.state.mn.us/divs/eh/wells/flowing/index.html>)

Різниця рівнів ґрунтових вод на різних ділянках призводить до їхнього постійного руху. Вони переміщуються шляхом фільтрації крізь товщі гірських порід, від ділянок з підвищеними відмітками рівня ґрунтових вод до ділянок зі знизеними відмітками рівня, утворюючи так звані ґрунтові потоки. Потоки можуть бути прямолінійними, криволінійними, плоскими, такими, що радіально сходяться і радіально розходяться (рис. 4.14).

Гідрогеологічні умови тієї чи іншої ділянки прийнято зображати за допомогою гідрогеологічних карт, зокрема карт гідроізогіпс. Ці карти відображають рельєф дзеркала ґрунтових вод за допомогою ліній, що з'єднують точки з рівними абсолютними або відносними відмітками поверхні ґрунтового водоносного горизонту, тобто гідроізогіпс. Ці лінії аналогічні до горизонталей рельєфу місцевості, але зображують рельєф поверхні (дзеркала) ґрунтових вод. Карти гідроізогіпс будують за даними замірів глибини залягання дзеркала ґрунтових вод у свердловинах, шурфах або колодязях. Ці гірські виробки під час інженерно-гідрогеологічних досліджень для будівництва зазвичай розташовують на місцевості по квадратній або прямокутній сітці.

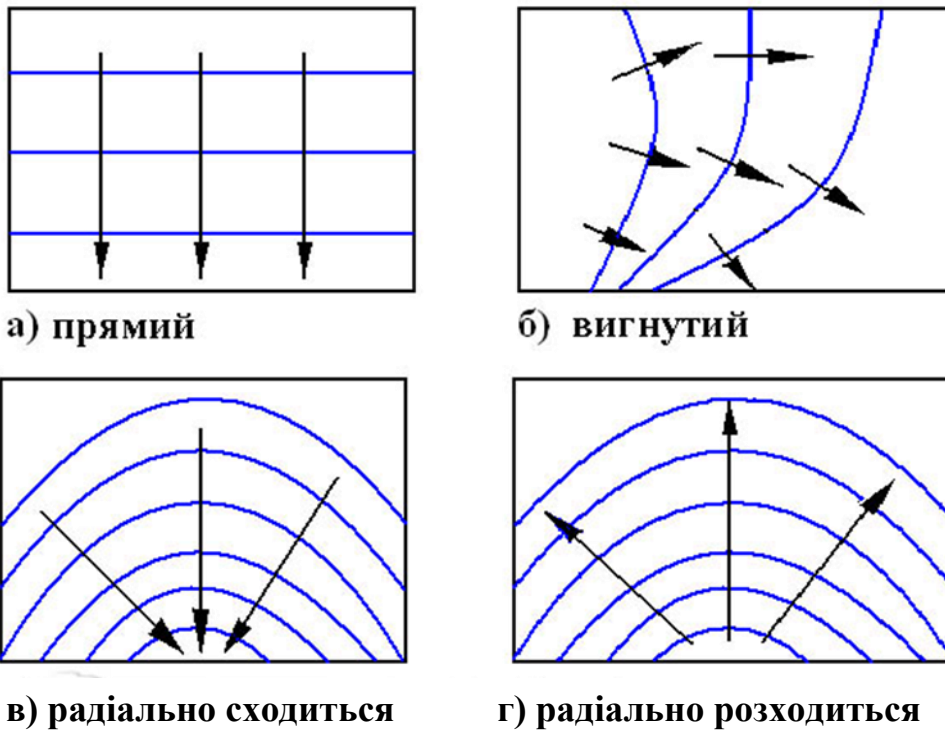


Рисунок 4.14 – Деякі види потоків ґрунтових вод. Синім кольором зображені гідроізогіпси, стрілками – напрямки руху ґрунтового потоку

За допомогою карт гідроізогіпс вирішується низка важливих інженерно-гідрогеологічних завдань і визначення характеристик: встановлення напрямку руху потоку ґрунтових вод, визначення величини гідравлічного градієнта (I), швидкості фільтрації (v), витрати одиничного потоку (q), глибини залягання горизонту ґрунтових вод тощо.

Кarti гідроізогіпс необхідні для оцінки інженерно-геологічних умов будівництва різних видів споруд (гідротехнічних, промислових, цивільних, дорожніх, гідромеліоративних).

Основними джерелами живлення ґрунтових вод є: інфільтрація атмосферних опадів, талих вод, річкових та інших вод поверхневих водойм і водотоків, конденсація водяної пари, притоки з нижчих водоносних горизонтів.

Ґрунтові води мають різноманітний хімічний склад і можуть легко забруднюватися хімічними речовинами і бактеріями завдяки близькому заляганню до поверхні і відсутності над ними захисних водотривких шарів (рис. 4.15).

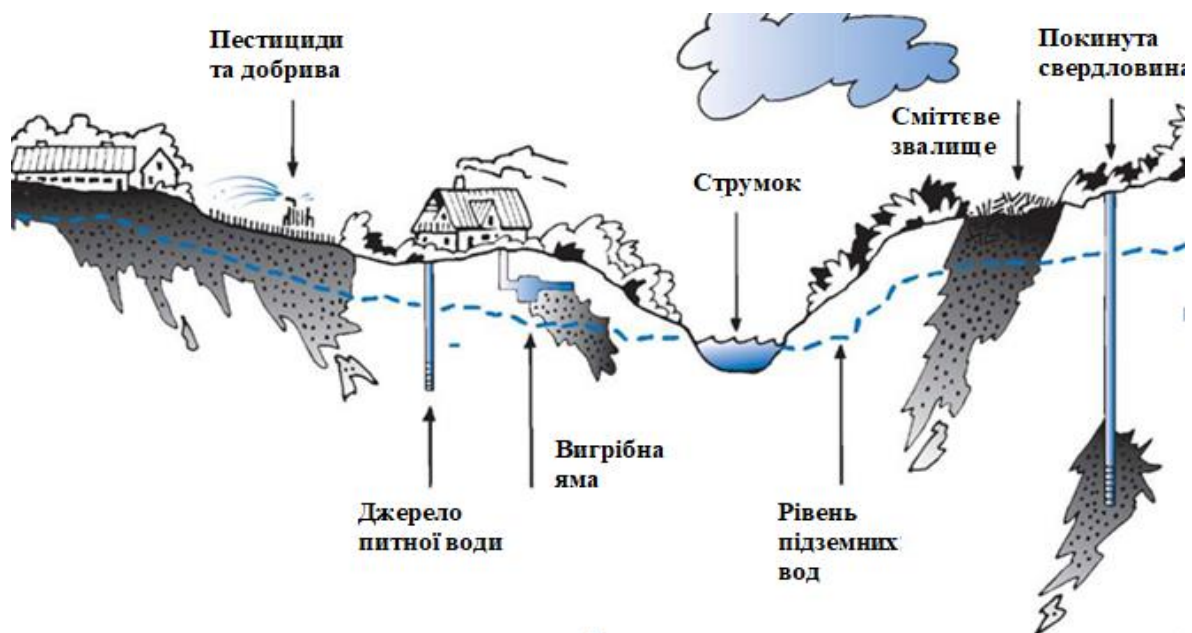


Рисунок – 4.15 Джерела забруднення ґрунтових вод (<http://m.pik.cn.ua/26228/>)

Потужності ґрунтових водоносних горизонтів непостійні і змінюються як по площі залежно від рельєфу, так і в часі залежно від кількості атмосферних опадів, режиму водойм. При коливаннях рівня ґрунтових вод у часі можуть виникати зони періодичного насичення, розташовані безпосередньо над зоною постійного насичення, що примикають до неї і є водоносними в періоди підвищення рівня ґрунтових вод.

Отже, найхарактерніші риси ґрунтових вод:

- це перший від земної поверхні постійний водоносний горизонт;
- рівень води після досягнення свердловиною або колодязем водоносного шару встановлюється на глибині розкриття води;
- поверхня ґрунтових вод називається дзеркалом ґрунтових вод і знаходиться під впливом атмосферного тиску;
- води зазвичай безнапірні, але можуть передавати гідростатичний тиск;
- вони мають тісний гідравлічний зв'язок із капілярними водами і можуть мати зв'язок з поверхневими водами;
- перебувають у безперервному русі під дією гравітаційних сил;
- область живлення зазвичай збігається з областю їхнього розповсюдження;
- спостерігаються коливання рівня ґрунтових вод, характерна мінливість режиму (температури, запасів, складу);
- характерний строкатий хімічний склад і слабка захищеність від забруднень;
- мають велике значення для формування водного режиму території.

Негативні наслідки підтоплення забудованих і сільськогосподарських земель пов'язані, насамперед, з високим заляганням рівня ґрунтових вод. Комплекс питань підтоплення ґрунтовими водами буде розглянуто нижче.

4.6 Міжпластові безнапірні води

Міжпластові води відрізняються від ґрунтових вод умовами залягання: вони розташовані в водонасиченій товщі між двома водонепроникними шарами – нижнім і верхнім водотривами, якими найчастіше є глини (рис. 4.16). Нижній водотрив іноді називають водонепроникним ложем, а верхній – водонепроникною покрівлею.

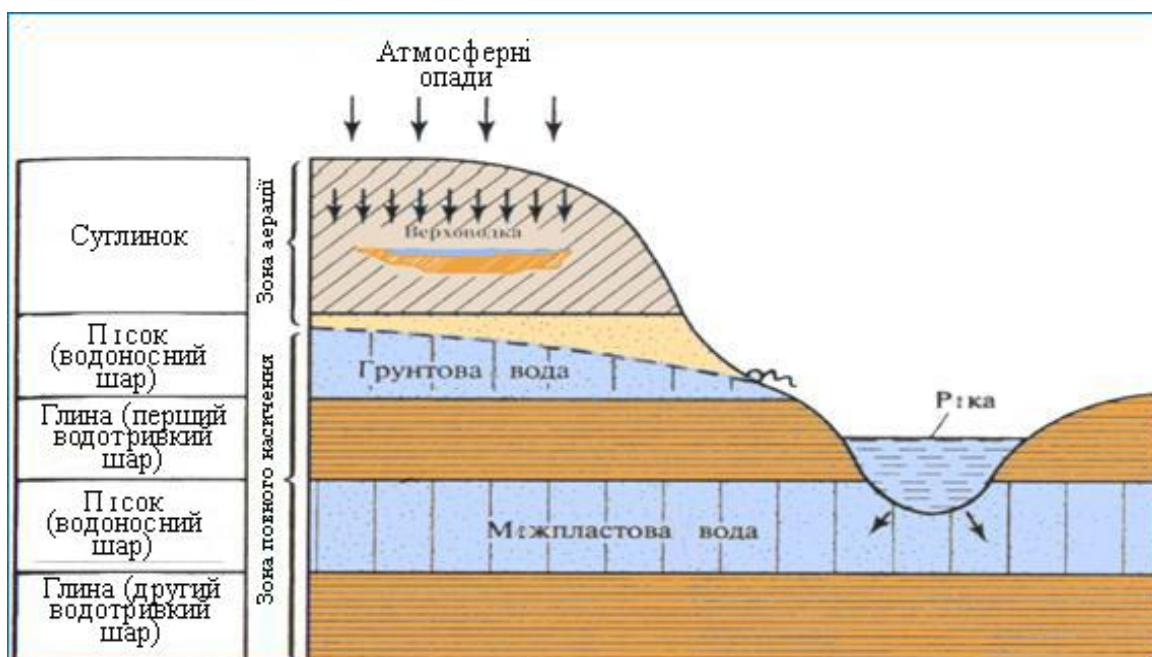


Рисунок 4.16 – Схема залягання ґрунтових вод (розвантаження у вигляді джерела) і міжпластових вод, які отримують живлення з річки (<http://svntten.appspot.com/shema-podzemnyh-vod.html>)

За характером руху міжпластові безнапірні води аналогічні ґрунтовим водам, тобто рухаються під дією сили гравітації. Однак на відміну від ґрунтових вод, область їхнього живлення не співпадає з областю поширення.

Живлення міжпластових безнапірних вод відбувається шляхом фільтрації води з річок, озер та інших поверхневих водойм, а також у місцях виходу водопроникного шару на поверхню завдяки інфільтрації атмосферних опадів. На відміну від ґрунтових вод рівень міжпластових вод більш постійний і менше схильний до коливань.

Залежно від умов залягання міжпластові води можуть мати вільну поверхню або мати напір. Якщо водопроникний шар не повністю насичений водою, то в ньому виникає вільна поверхня підземної води, яка розташовується нижче підосви верхнього водотриву й, отже, напору ці води не мають. Такі води отримали назву міжпластові безнапірні (рис. 4.17), і зустрічаються вони відносно рідко.

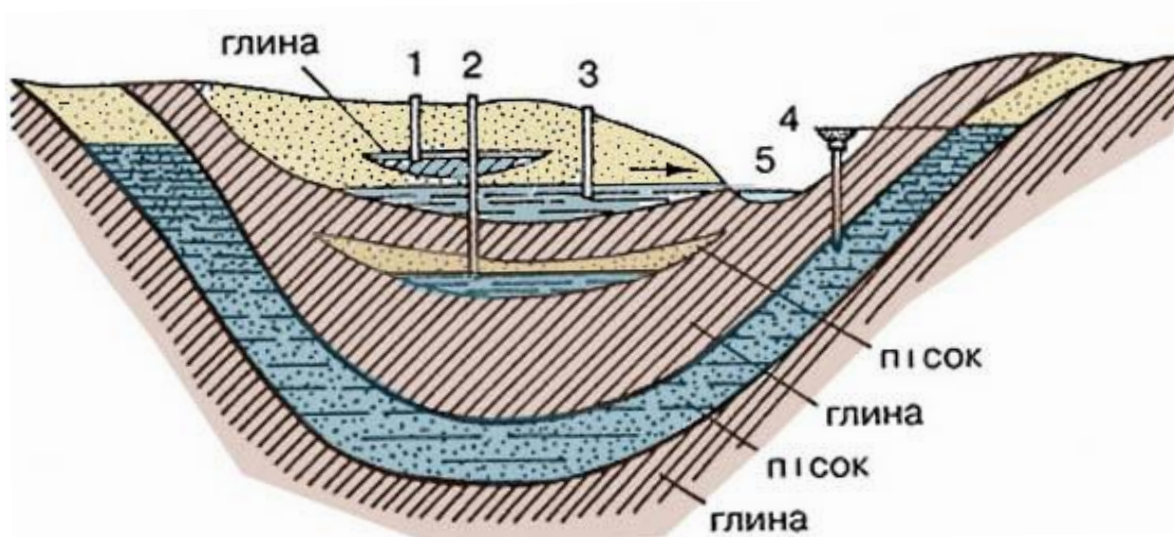


Рисунок 4.17 – Схема залягання різних видів підземних вод. Цифрами позначені свердловини, що розкривають: 1 – верховодку; 2 – міжпластову безнапірну воду; 3 – ґрунтову воду; 4 – міжпластову напірну воду; 5 – річка (<https://pp-budpostach.com.ua/ua/a115825-gruntovyh-vodah-vliyanii.html>)

Загалом міжпластові води більш захищені від забруднень, ніж ґрунтові. Однак на забудованих територіях можливі техногенні джерела живлення таких вод завдяки аварійним і систематичним витокам із підземних водних комунікацій, технологічних циклів підприємств, вигрібних ям тощо. У цих випадках відбувається їхнє інтенсивне хімічне і бактеріологічне забруднення.

4.7 Артезіанські води

При похилому заляганні міжпластових водоносних горизонтів вода в них набуває напору.

Стиснена між водотривкими ложем і покрівлею, вода знаходиться під тиском; після розкриття такого горизонту свердловиною або колодязем вода під дією гідростатичного тиску доволі швидко піднімається вгору. Висота підйому – вище покрівлі водоносного пласта (вище рівня підосви верхнього водотрива). Іноді вода досягає поверхні землі, виливається на неї або навіть фонтанує

(рис. 4.18, 4.19). Висота фонтанування може досягати десятків метрів. Така вода називається міжпластовою напірною або артезіанською.



Рисунок 4.18 – Вилив артезіанської води (<https://www.5.ua/nauka/rezervy-pidzemnykh-vod-na-planeti-strimko-zmenshuiutsia-vcheni-84188.html>)

Артезіанські води отримали свою назву від лат. слова «Artesium» – назви французької провінції Артуа. Тут ці води здавна використовувалися, а в XII столітті вперше в Європі був влаштований артезіанський колодязь, який виводив на поверхню з глибоких водоносних шарів напірну воду, що виливається сама. Документальний опис цієї події датується 1126 роком. Однак подібні колодязі використовувалися людьми ще в глибоку давнину в Єгипті та Китаї.

Водоносні шари, що містять напірні артезіанські води, можуть перебувати під декількома водоносними і водотривкими шарами. Є безліч свердловин, які подають на поверхню воду з п'ятнадцятого або навіть двадцятого водоносного горизонту. Найчастіше такі горизонти – джерела води артезіанського типу – розташовуються на глибинах від ста до тисячі метрів.



Рисунок 4.19 – Артезіанське джерело, що фонтанує круглий рік на висоту 7–10 м (<https://reactor.cc/post/1818914>)

Міжпластові напірні води зазвичай розташовані в геологічних структурах осадових порід з нашаруванням водопроникних і водотривких шарів; або до складної системи тектонічних тріщин і скидів, що виникають як в осадових, так і в магматичних і метаморфічних породах.

Шарувата геологічна структура (синкліналь, западина, мульда, монокліналь), що містить один або кілька напірних водоносних горизонтів і забезпечує гідравлічний напір у них, називається артезіанським басейном. У кожному артезіанському басейні виділяють п'єзометричний рівень і п'єзометричну поверхню, а також розрізняють область живлення, область напору й область розвантаження (рис. 4.20).

П'єзометричним рівнем називається умовна лінія, що з'єднує позначки усталеного напірного рівня в артезіанських свердловинах. *П'єзометрична поверхня* – це уявна поверхня, до якої артезіанська вода піднімається по бурових свердловинах або інших гірничих виробках. На картах вона зображується гідроізоп'єзами (п'єзоізогіпсами) – лініями аналогічними до гідроізогіпс, на відміну від яких вони зображують поверхню не безнапірного, а напірного водоносного горизонту. П'єзометричну поверхню називають позитивною, якщо вона розташована вище поверхні землі, і негативною, якщо вона – нижче поверхні землі або водойми.

Водоносний горизонт *в області живлення* зазвичай піднятий і виходить на поверхню землі, води тут мають вільну поверхню, тобто, по суті, є ґрунтовими водами.

В області напору рівень, до якого може піднятися вода, розташовується вище покрівлі водоносного горизонту, а місцями може бути й вище поверхні землі. В області живлення потужність водоносного горизонту змінюється залежно від метеорологічних факторів, а в області напору потужність напірного горизонту, обмеженого зверху і знизу водотривами, зазвичай постійна.

Межа між областю живлення і областю напору може зміщуватися залежно від кількості атмосферних вод, що просочуються. У різні сезони року може навіть відбуватися тимчасове перетворення вод з вільною поверхнею (грунтових) у напірні води і навпаки.

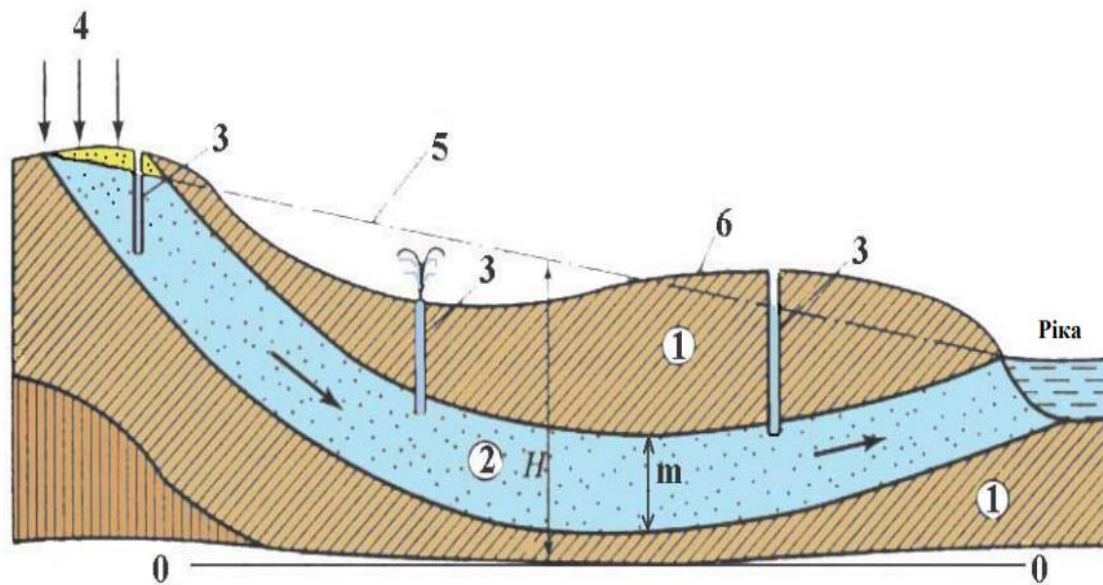


Рисунок 4.20 – Схема будови артезіанського басейну: 1 – водотривкі породи; 2 – водоносний шар (товщиною m); 3 – свердловини; 4 – область живлення; 5 – п'езометричний рівень (H – висота напору щодо умовного рівня $0-0$). Річка є областю розвантаження; область напору розташована між областю живлення та річкою (<http://helpiks.org/3-2273.html>)

В області розвантаження напірні води виходять на земну поверхню або у водойми у вигляді *висхідних джерел*. Розвантаження напірних вод часто відбувається в річки та інші поверхневі водойми і водотоки, розташовані в зниженнях рельєфу (рис. 4.21).

За наявності в ґрунтовій товщі декількох водоносних горизонтів кожен із них може мати свій п'езометричний рівень, який визначається умовами водного живлення і розвантаження (рис. 4.22).



Рисунок 4.21 – Висхідне джерело в руслі струмка
(<https://mayupravo.com/news/view/nikolaevschina-okazalas-samoyi-bednoyi-v-ukraine-po-zapasam-podzemnyh-vod-pitevogo-kachestva-a36883/>)

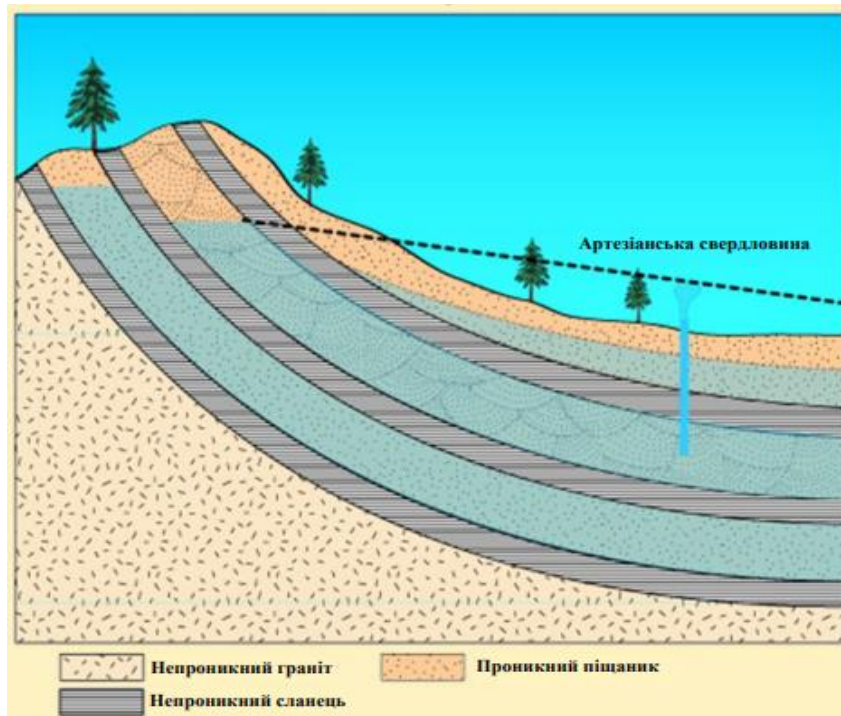


Рисунок 4.22 – Артезіанський комплекс, у якому перешаровуються водоносні та водотривкі шари гірських порід (http://www.pinsdaddy.com/artesian-well-formation_fmMxwAcK6Qu1cZ0B4Iid5xvMi55rggka6pwpfpBUzAEc/)

Крім артезіанських басейнів, розрізняють також артезіанські схили – асиметричні басейни напірних підземних вод розташовані на околицях гірських країн. Вони утворюються за моноклінального залягання водоносних порід або різкій зміні водопровідності або виклинювання шарів (рис. 4.23). Також вони зустрічаються в зонах тектонічних порушень і розломів.

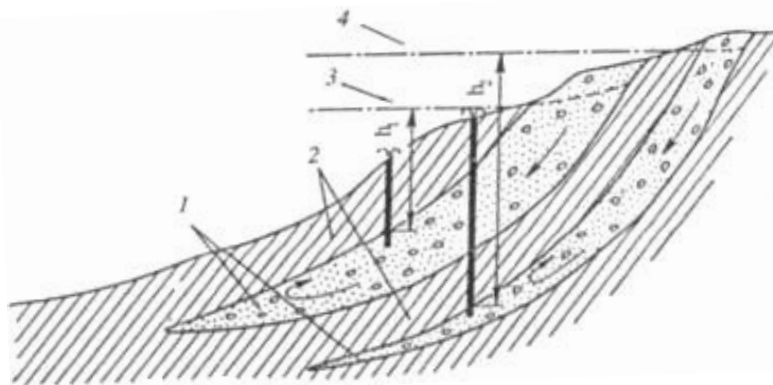


Рисунок 4.23 – Схема будови артезіанського схилу: 1 – шари з напірними водами, що виклинюються; 2 – водотривкі породи; 3, 4 – п'єзометричні рівні; h_1 , h_2 – висота напору артезіанських вод (<http://knigorazvitie.ua/book/105-gidrologiya-v-a-mixeev/30-36-klassifikaciya-podzemnyx-vod.html>)

Якщо в артезіанському басейні область живлення розташовується поряд з областю напору, а область розвантаження напірного горизонту розташовується далі у напрямку підземного стоку, то на артезіанському схилі область розвантаження може знаходитися поряд з областю живлення. У результаті в місці контакту областей живлення і розвантаження спостерігаються як низхідні, так і висхідні джерела.

Великі регіональні артезіанські басейни, що складаються з багат шарових комплексів та містять 10–20 і більше напірних водоносних горизонтів, можуть займати площу до кількох сотень тисяч км². Найчастіше вони спостерігаються в геологічних структурах синклінального типу. На території України виділено три найбільших артезіанських басейни: Дніпровсько-Донецький, Волино-Подільський і Причорноморський, що займають більшу частину її території (рис. 4.24).

Загалом в артезіанських басейнах міститься майже 90 % ресурсів питних вод України.

Захищеність водоносних шарів забезпечує артезіанською водою найкращої питної якості. Вода характеризується високим ступенем прозорості, безбарвністю, відсутністю зважених і органічних речовин, відрізняється високою бактеріальною чистотою, постійністю фізико-хімічних показників.



Рисунок 4.24 – Артезіанські басейни на території України
(http://www.subject.com.ua/textbook/geography/8klas_5/30.html)

До недоліків артезіанської води можна віднести подекуди високу насиченість цих вод солями. З глибиною мінералізація зазвичай збільшується. Артезіанські води знаходяться в шарах, у яких водообмін триває мільйони років, і за ці терміни вода обов'язково сильно насичується мінеральними речовинами водовмістних порід. Тому під час використання артезіанської води часто необхідно застосовувати очищення від солей лужноземельних і важких металів. Води відрізняються сталістю хімічного складу, і, якщо відбуваються його зміни, це може свідчити про санітарне неблагополуччя артезіанського джерела. Забруднення глибоких водоносних горизонтів може відбуватися через тріщини і розломи гірських порід, через занедбані шахти і рудники, під час фільтрації промислових стічних вод, через дно і стінки неправильно влаштованих свердловин тощо.

Напірні води артезіанського типу під час їхнього розкриття можуть становити серйозну загрозу затоплення підземних гірничих виробок, транспортних тунелів, глибоких котлованів та інших споруд. Питання інженерного захисту підземних споруд регламентуються низкою нормативних документів.

4.8 Тріщинні води

Тріщинні води – це підземні вільні гравітаційні води, що циркулюють у системах тріщин скельних гірських порід. Масиви дуже багатьох скельних порід різного генезису (магматичного, метаморфічного й осадового) розбиті системою тріщин, у яких їхні розміри, форма і положення в просторі мають різноманітне походження. У вапняках, пісковиках, базальтах, гранітах та інших породах фільтраційні і ємнісні властивості визначаються розвитком тріщинуватості різних генетичних типів.

Різні види тріщинуватості гірських порід поділяють на планетарні, тектонічні і нетектонічні. *Планетарна тріщинуватість* скельних гірських порід викликається глобальними напруженнями в земній корі, які виникають під дією космічних впливів і планетарних явищ: зміна швидкості обертання і форми Землі, «тверді припливи» тощо.

Тріщини гірських порід *тектонічного характеру* розвиваються в зв'язку з напруженнями, що виникають під впливом глибинних тектонічних сил, русі магми. Виділяють тріщини відриву і тріщини сколювання, які утворюють системи, закономірно орієнтовані щодо великих геотектонічних структур земної кори.

Нетектонічні різновиди тріщинуватості гірських порід виникають внаслідок цілої низки причин: розтріскування магматичних гірських порід у процесі їхнього затвердіння; ущільнення, дегідратації під час формування осадових порід; у процесах тектонічного і регіонального метаморфізму. Численні тріщини виникають за різких коливань температури і дії інших факторів вивітрювання (рис. 4.25); за розвитком екзогенних процесів, гравітаційних зсувів та інших схилових процесів. Особливо виділяється «технологічна тріщинуватість», що виникає під час ведення гірських робіт.

Тріщинні води рухаються тільки по відкритих взаємопов'язаних тріщинах і зазвичай утворюють взаємопов'язану гідравлічну систему. Тріщинні води можуть бути як безнапірними, так і напірними; до того ж у межах різних ділянок скельних масивів ці типи підземних вод можуть змінювати один одного.

Глибина залягання таких вод пов'язана з глибиною поширення тріщинуватості порід. Наприклад, великі тектонічні тріщини (глибинні розломи) поширюються на багато сотень і тисячі метрів. Часто тектонічні розломи супроводжуються великими зонами високої тріщинуватості і порушень, пов'язаних зі скидами, зсувами і надвигами. Тріщини вивітрювання поширюються на глибину до 100–200 м, а тріщини окремоті і нашарування зустрічаються на різних глибинах. Лінійні розміри тріщин можуть бути найрізноманітніші – від волосяних (частки міліметра) до декількох метрів.

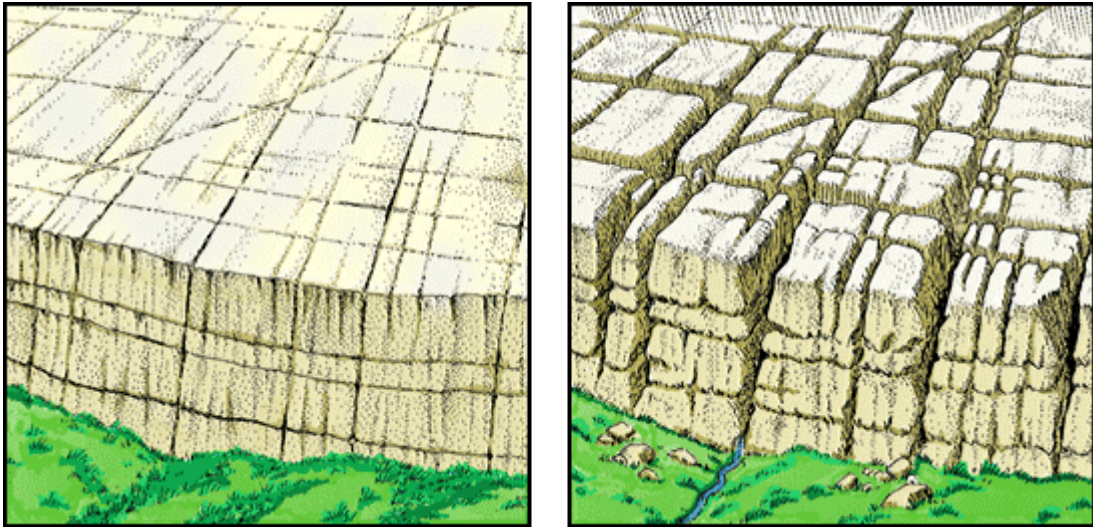


Рисунок 4.25 – Збільшення розмірів тріщин під час вивітрювання скельного масиву (<https://homesonthenet.info/asginfo-glacial-drift-diagram.html>)

Характер руху тріщинних вод залежать від форми тріщин, їхньої частоти і відкритості.

Серед тріщинних вод виділяють такі різновиди:

– тріщино-грунтові води кори вивітрювання масивів скельних порід з глибиною залягання до 100 м. Водотривом для них слугують монолітні материнські скельні породи. Особливостями цих вод є: інфільтраційне живлення завдяки атмосферним опадам, значна амплітуда коливань рівня, збіг площ їхнього живлення і поширення в зоні активного водообміну, залежність водообільності від ступеня тріщинуватості. У більшості випадків ці води прісні, з гідрокарбонатно-кальцієвим складом;

– тріщино-жильні води, локально розвинуті в зонах тектонічних порушень із великими тріщинами (розломами). Це лінійно витягнуті вузькі водні потоки – жили, що йдуть у глибину на сотні метрів. Після їхнього виходу на поверхню утворюються потужні джерела, які використовують для водопостачання (рис. 4.26). Вони часто мають підвищену температуру, нерідко

мають великий напір і водообільність. Живлення таких вод відбувається переважно завдяки перетіканню тріщино-грунтових вод і розвантаженню глибоких напірних водоносних горизонтів;



Рисунок 4.26 – Виходи на поверхню тріщино-жильних вод
(<https://www.kp.kg/daily/26731/3761820/>)

– напірні води тріщинуватих зон, обумовлених генезисом водовмістних порід. До основних генетичних видів належать: контракційна тріщинуватість, яка утворюється під час застигання магматичних порід; діагенетична, що виникає під час діагенезу осадів; тектонічна, що утворюється під час плікативних і диз’юнктивних порушень; метаморфогенна, що утворюється під час метаморфізму осадових і магматичних порід; екзогенна, що з’являється в процесі вивітрювання гірських порід будь-якого генезису. Характер тріщин визначається статичними тисками, складом, ступенем ущільнення і фізико-механічними властивостями гірських порід;

– пластові порово-тріщинні води, пов’язані з літіфікованими або метаморфізованими породами платформ і складчастих областей, а також тріщинні і порово-тріщинні води вулканічних областей.

В Україні тріщинні води найбільш поширені в Українському кристалічному масиві, розташованому в центрі країни на правобережжі Дніпра (див. рис. 4.24).

Таким чином, тріщинні води мають такі найхарактерніші особливості: зустрічаються як напірні, так і безнапірні води; їхнє живлення відбувається переважно завдяки інфільтрації атмосферних опадів на всій площі тріщинуватого масиву; мають мінливий режим і значну швидкість руху; нерідко мають дуже великі дебіти до 500–1 000 м³/год; зустрічаються води найрізноманітнішого хімічного складу і мінералізації – від ультрапрісних, прісних або слабомінералізованих вод (від 100–250 мг/дм³ до 2–3 г/дм³) до розсолів (35–100 г/дм³).

Під час будівництва підземних споруд (тунелів, магістральних трубопроводів тощо), а також під час влаштування шахт, рудників, кар'єрів у районах розвитку тріщинних вод (переважно в гірничо-складчастих областях) необхідно передбачати заходи щодо запобігання їхнього раптового прориву водообільних тріщино-жильних і напірних вод у підземні і наземні виробки та котловани.

4.9 Карстові води

Карстовими водами називаються вільні гравітаційні води, що циркулюють у пустотах, каналах, печерах, що утворилися в результаті агресивного впливу води під час розчинення і вилуговування карбонатних, сульфатних гірських порід та тих, що містять солі.

Слово «карст» походить від нім. «Karst», словен. «Kras» – назви вапнякового плато, розташованого на північному заході Балканського півострова на кордоні Словенії та Італії (рис. 4.27).

Карстові процеси розвиваються при значній потужності розчинних водою гірських порід і рівні підземних вод, зазвичай розташованому нижче цих порід. Основні літологічні типи порід, у яких розвиваються ці процеси, що визначають назви типів карсту, такі: 1) вапняки; 2) доломіт; 3) мармур; 4) крейда (зокрема карст у крейдоподібних мергелях); 5) гіпс-ангідритові товщі; 6) соляні товщі.

У межах материків Землі серед розчинних порід найбільш широко зустрічаються відкриті і поховані карбонатні породи, які займають до 40 млн км²; гіпси і ангідрити займають близько 7 млн км², кам'яна сіль – до 4 млн км².



Рисунок 4.27 – Плато Карст, що дало назву карстовим процесам і явищам у всьому світі (<https://chrontime.com/object-plato-karst>)

Породи, у яких за певних умов можуть відбуватися карстові процеси, поширені на 74,2 % території України. Загальна кількість випадків проявів карсту перевищує 27 тисяч (рис. 4.28).

Карстові процеси розвиваються в основних геоструктурних регіонах України, крім центральної частини, складеної магматичними і метаморфічними породами Українського кристалічного щита. Найпоширеніші серед розчинних порід карбонатні породи (вапняки, крейда), а на заході і сході країни – сульфатні породи (гіпси й ангідрити) і галоїдні породи (кам'яна і калійна сіль).

Карстовий процес є явищем обумовленим переважно регіональними умовами: тектонікою і геоморфологією районів поширення порід, здатних розчинятися і вилугуватися водою (що є головним чинником утворення карсту), а також кліматом місцевості. Інтенсивність карстових процесів залежить від типу порід і ступеня їхньої стійкості і розчинності, від особливостей геологічної будови і природної динаміки підземних вод. Карст здебільшого має хімічну природу, але в разі розвитку великих каналів і порожнин він супроводжується суфозійним механічним виносом уламків порід.



Рисунок 4.28 – Поширення карсту в Україні (<https://naurok.com.ua/karstoviy-relief-yak-priklad-vzaemodi-geosfer-316398.html>)

Тектонічні підняття суші призводять до посилення підземного стоку, що викликає карстоутворення; занурення, навпаки, зазвичай призводять до загасання карстових процесів.

У районах, складених породами схильними до карсту, рельєф має своєрідну будову. На поверхні землі утворюються різні специфічні форми, головні з них такі: дрібні борозни і поглиблення (глибиною від декількох сантиметрів до 1–2 метра) – кари; замкнуті округлі пониження – воронки і блюдця, «сліпі» яри і долини, ніші в обривах, природні колодязі й шахти, поля (улоговини, які мають площу до декількох десятків і навіть сотень квадратних кілометрів, зі зникаючим водотоками). На дні воронок й інших понижень зустрічаються отвори, що поглинають воду – понори, часто вони є початком природних шахт, колодязів або прірв, які сягають іноді глибини більше 1 000 м.

Усередині карстового масиву (рис. 4.29) виникають порожнечі різних форм і розмірів: печери, підземні канали, галереї. За ним рухаються підземні (печерні) карстові води, зокрема підземні річки (рис. 4.30).

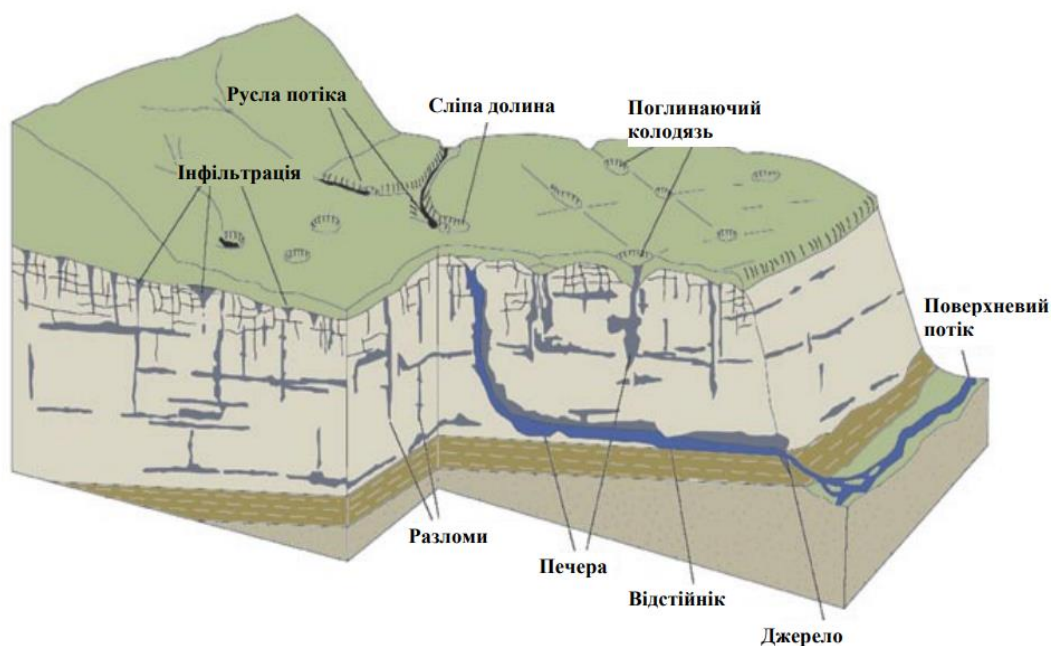


Рисунок 4.29 – Схема будови карстового масиву (<http://driftlessprairies.org/karst-groundwater-mean/>)

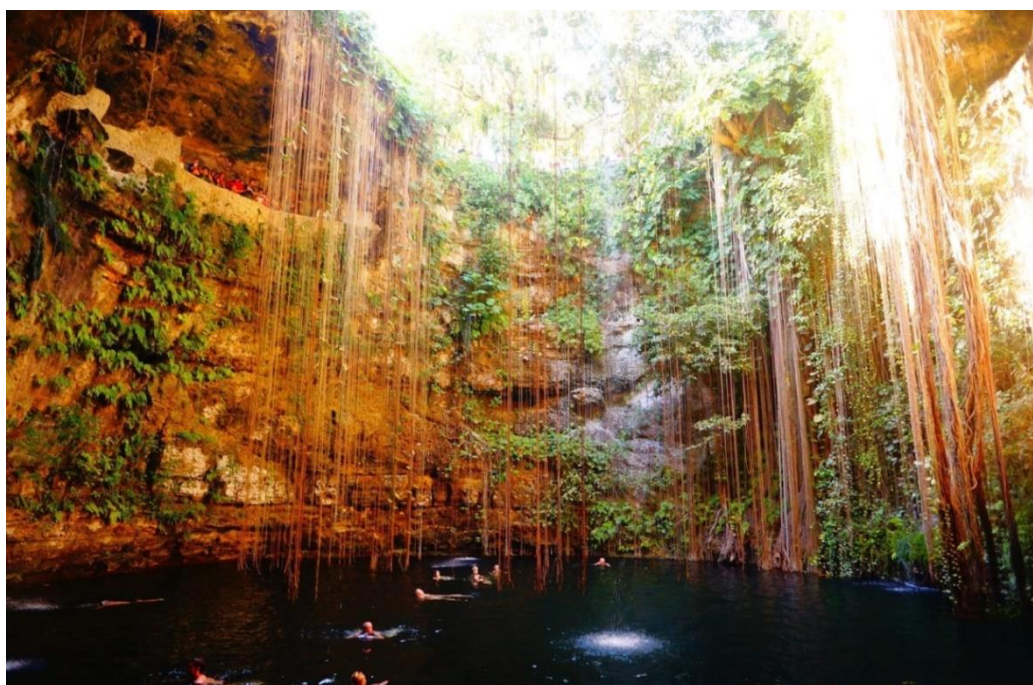


Рисунок 4.30 – Найдовша підземна річка з наскрізними отворами на поверхню землі (сенотами) (<https://fishki.net/1211300-senoty-poluostrova-jukatan-meksika.html>)

Найдовша підземна річка з відомих на нашій планеті протікає близько 153 км під поверхнею землі на півострові Юкатан в Мексиці. Місцями покрівля печер, що складається з нетривкого вапняку, обрушилася і утворилися наскрізні отвори «сеноти». Стародавні майя використовували їх як природні колодязі, а також для ритуальних жертвоприношень. У наші дні воду річки використовують з господарською метою, а сама річка з сенотами – всесвітньо відомий туристичний об'єкт.

Поглинання атмосферних опадів через тріщини і воронки в карстових районах відбувається дуже швидко; підземні води, які утворюються таким шляхом, називають інфлюаційними.

Нерідко підземна вода повністю заповнює перетин каналу, по якому надходить у масив, у ньому створюється гідростатичний тиск, завдяки якому вода в єдиній карстової гідравлічній системі може підніматися вгору по інших тріщинах. На виході таких тріщин на поверхню в джерелах спостерігаються періодичні зміни: різкі підвищення і зниження витрати води.

Вихід підземних карстових річок називаються «воклюз», за назвою карстового джерела у Франції. Знамените джерело Fontaine de Vaucluse (Фонтен-де-Воклюз) – місце багатовікового паломництва людей (рис. 4.31).



Рисунок 4.31 – Карстове джерело Фонтен-де-Воклюз
(<https://www.yourprovence.com/real-estate/fontaine-de-vaucluse.html>)

Це джерело – одна з найбільш незвичайних природних пам'яток Франції. З грота у вигляді маленького озера Фонтен, розташованого біля підніжжя скелі висотою 230 м, з-під землі витікає підземна річка. Глибина грота становить 90 м.

Вода в гроті зазвичай має синій колір, але коли витрата води збільшується до 22 м³ в секунду, то вода в озері змінює свій колір на зелений. Швидко переливаючись через край природного резервуара, вода бурхливо спрямовує в долину річки Сорга. В окремі періоди величина витрати води з грота досягає 200 м³/с і тоді бурхливий потік переповнює долину річки і змиває дерева з гірських схилів.

Раніше, протягом майже тисячі років (з 979 року н. е.), це джерело називалося «Vallis Clausa» і було оспівано Сенекою і Петраркою. Тільки в 1946 році воно отримало свою сучасну назву Фонтен де Воклюз.

Ще давні римляни оцінили користь, яку можна отримати з цього природного феномену і побудували акведук, по якому вода подавалася в римське місто Кавайон.

Це маленьке синьо-зелене озеро в зв'язку зі своїми особливостями з давніх часів було наділене священним вмістом, оточене численними легендами. З чим пов'язаний такий екстремальний вихід води з грота і чому в окремі періоди вода перестає надходити взагалі незалежно від пори року і кількості опадів?

Найімовірніше справа в геологічній будові і рельєфі місцевості, представленій трьома карстовими масивами – Любероне, Ванту і Люром, в яких утворилася унікальна система підземної циркуляції води, яка проявляється в поводженні Фонтен-де-Воклюз.

За характером живлення підземних вод, пов'язаного як з кліматичними умовами, так і наявністю або відсутністю пухких покривних відкладень над породами схильними до карсту, виділяють три типи карсту: відкритий, закритий і карст посушливих районів.

1. *Відкритий карст* (голий, середземноморський, кримський) – майже позбавлений ґрунтово-рослинного покриву. Вапняки, крейда та інші розчинні породи залягають прямо на земній поверхні (рис. 4.32). Основні джерела живлення карстових вод – дощові води.

2. *Закритий карст* (задернований, середньоєвропейський, уральський) – з покривом з нещільних четвертинних відкладень і ґрунту (рис. 4.33). Основні джерела живлення карстових вод – талі води. Дощові опади значною мірою витрачаються на випаровування і транспірацію рослинністю.

3. *Карст посушливих районів* (пустельний, середньоазіатський), у якому поверхневі форми карсту виражені в меншому ступені. Тут найбільш розвинені підземні карстові форми. Основні джерела живлення карстових вод цього виду – зливи дощі.

Карстові води різко відрізняються від всіх інших типів підземних вод характером свого руху. Відповідно до особливостей будови карстових масивів рух води відбувається не шляхом інфільтрації або фільтрації, як у більшості гірських порід. Вода пересувається в промитих каналах, а іноді відбувається напірний рух за типом водопроводу.

За умовами залягання і руху виділяють два поверхи (горизонти) карстових вод: верхній, у якому відбувається переважно низхідний рух вод, і нижній, де всі води є одним гідравлічним цілим і переміщуються під дією гідравлічного тиску.



Рисунок 4.32 – Відкритий карст в національному парку «Північний Велебіт» у Далмації, Хорватія
(https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%A4%D0%B0%D0%B9%D0%BB:Karstformati onen_Nationalpark-Nord-Velebit.JPG)



Рисунок 4.33 – Закритий карст у Моравії, Чехія. «Прірва Мацоха» глибиною 138 м – найглибша в Центральній Європі (rt-cz.ru/chto-posmotret/prirodnye-dostoprimechatelnosti-chexii/moravskij-kras.html)

У розрізі карстових районів за умовами руху підземних вод виділяють 4 вертикальні зони (рис. 4.34):

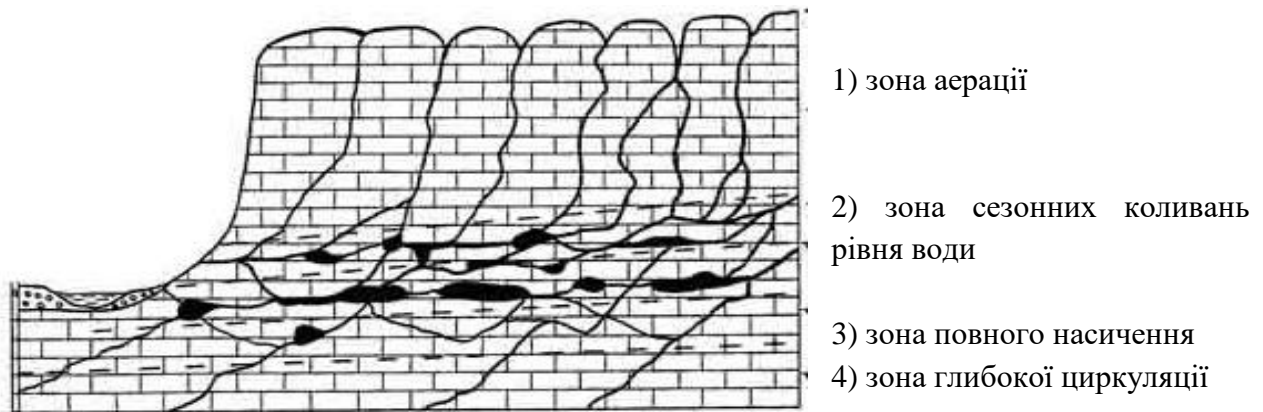


Рисунок 4.34 – Вертикальні зони в розрізі карстових районів

- 1) зона аерації, де рух вод переважно вертикальний (згори донизу);
- 2) зона сезонних коливань рівня карстових вод, з періодичною зміною горизонтального і вертикального напрямків руху підземних вод;

3) зона повного насичення, у сфері дренуючого впливу гідрографічної мережі, з похилим рухом підземних вод у бік річкових долин;

4) зона глибокої циркуляції, де рух води відбувається незалежно від впливу поверхневої гідрографічної мережі.

Загалом для карстових вод характерними є такі особливості:

– спостерігаються різкі коливання рівня і витрати води;
– рух води відбувається як у вертикальному, так і в горизонтальному напрямку;

– є складний зв'язок з поверхневими водотоками;

– відбувається швидке поглинання атмосферних опадів на карстових масивах;

– спостерігаються великі дебіти, пов'язані з живленням завдяки поглинанню поверхневих і атмосферних вод;

– існує пряма залежність хімічного складу і мінералізації води від мінерального складу карстових порід.

Видобуток корисних копалин, будівельні роботи в закарстованих і тріщинуватих породах вимагає особливої уваги, щоб уникнути непередбачених проривів карстових підземних вод у шахти, кар'єри, котловани. Під час ведення гірничих робіт підземним і відкритим способами в таких районах необхідний детальний аналіз існуючих гідрогеологічних умов і його обов'язкове врахування під час проєктування гірських і будівельних робіт. Гідрогеологічні умови деяких родовищ у карстових районах іноді такі, що навіть виключають можливість вилучення корисних копалин нижче рівня карстових підземних вод. Приплив води в шахти на деяких родовищах корисних копалин досягав 4–5 тисяч м³/рік і більше.

Карстові підземні канали під час гідротехнічного будівництва можуть стати шляхами дуже інтенсивних витоків води з водосховищ. Такі випадки в практиці гідротехнічного будівництва зустрічалися на водосховищах Італії, Іспанії, Франції. Для запобігання подібних випадків варто детально вивчити умови карстових масивів, що дозволить виробити заходи щодо боротьби з несприятливими наслідками карстових явищ.

Карстові води в зв'язку з доволі широким поширенням мають велике народногосподарське значення і широко використовуються для водопостачання населення великих населених пунктів і промислових об'єктів.

Загалом варто підкреслити, що жоден проєктований будівельний об'єкт або господарський захід у карстових районах неможливий без спеціального вивчення умов місцевого карсту.

4.10 Підземні води кріолітозони

Кріолітозоною називається верхній шар земної кори в приполярних і високогірних областях, який характеризується багаторічними негативними температурами гірських порід і ґрунтів, а також присутністю підземних льодів або наявністю умов для їхнього існування. До складу кріолітозони входять багаторічномерзлі гірські породи, підземні льоди, а також незамерзаючі горизонти підземних мінералізованих вод. Термін «кріолітозона» обумовлений тим, що основним породоутворювальним мінералом тут є лід (у вигляді пластів різної потужності, жил та інших включень), а також лід у вигляді цементу, що зв'язує різні осадові дисперсні породи.

Частина кріолітозони, що характеризується відсутністю періодичного відтавання, називається «вічна мерзлота» (синоніми – постійна або багаторічна мерзлота).

Наявність вічної мерзлоти – це явище глобального планетарного масштабу. Загальна площа територій вічної мерзлоти на Землі – 35 млн км², що становить майже чверть (23,5 %) площі суші. Найбільші площі поширення мерзлоти – це північ і центр Азії, північ Америки і Європи, острови Північного Льодовитого океану і Антарктида (рис. 4.35). За оцінками різних авторів, багаторічномерзлі ґрунти займають від 51 % до 65 % території РФ.

Вміст льоду в мерзлих породах варіює від декількох до 90 %. Потужність шару постійної мерзлоти знаходиться в межах від 1–2 до декількох сотень метрів. Наприклад, на західному Шпіцбергені потужність вічної мерзлоти досягає 250 м, а в районі с. Амдерма, на узбережжі Карського моря – не менше 400 м. Найбільша потужність вічної мерзлоти – 1 370 м зафіксована в Якутії в верхів'ях річки Вілюй. У вічній мерзлоті нерідко містяться поклади газогідратів, зокрема гідрату метану.

Потужність сезонної мерзлоти (глибини промерзання ґрунтів) змінюється від декількох сантиметрів до 1,8–2 м. У середніх широтах глибина сезонного промерзання становить 0,6–1,0 м.

За тривалістю часу існування в мерзлому стані гірські породи поділяють на такі види:

- короткочасно мерзлі породи (протягом годин, діб);
- сезонно мерзлі породи (протягом декількох місяців);
- багаторічномерзлі породи (роки – сотні – тисячі років і більше).

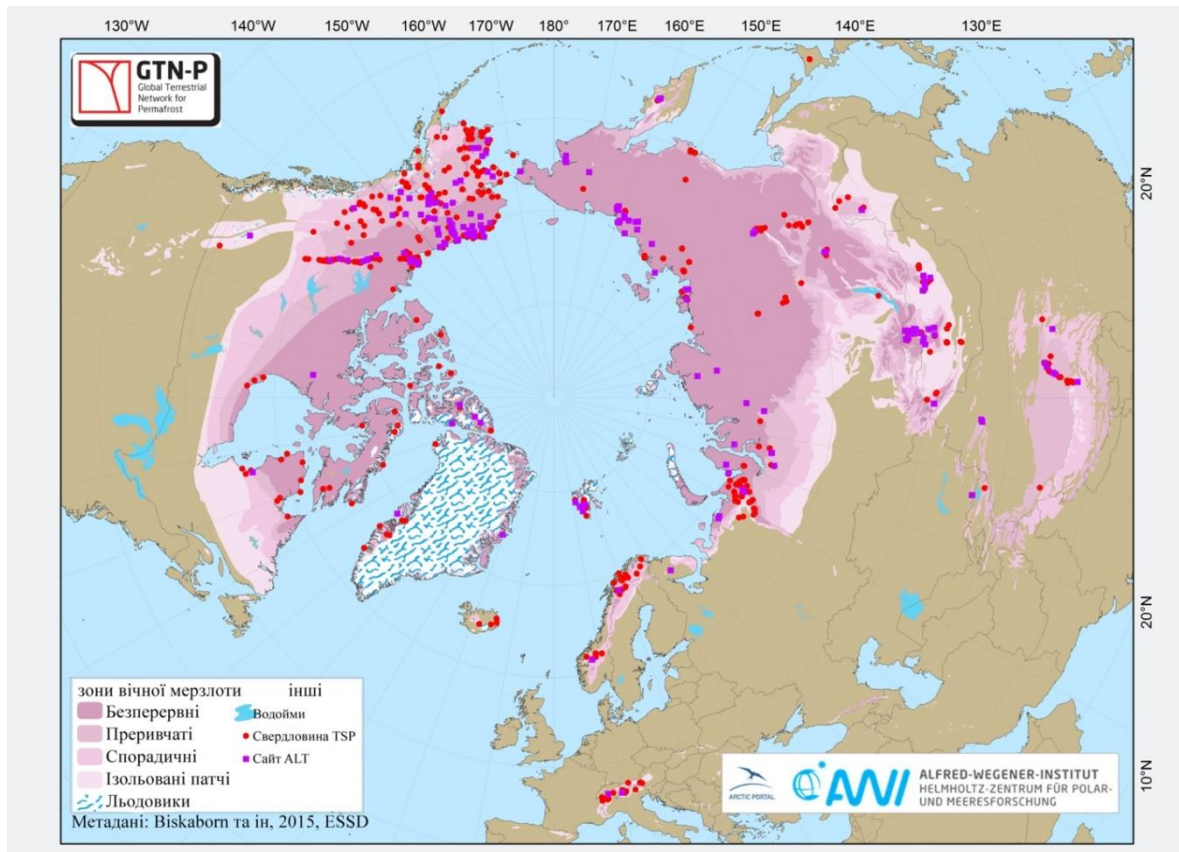


Рисунок 4.35 – Поширення зон вічної мерзлоти (permafrost zones) у Північній півкулі. Темний тон забарвлення відповідає суцільній мерзлоті, світліші тони означають перехід до зон переривчастого, спорадичного та ізольованого поширення мерзлих порід (<https://canconf.com/gtn-p-world-map/gtn-p-world-map-new-mongolia/>)

Між цими видами мерзлих порід існують проміжні форми і взаємні переходи. Наприклад, сезонно мерзла порода, яка протанула в літній період, іноді може проіснувати в мерзлому стані кілька років. Такі форми мерзлоти називають «перелітки». Карта поширення основних видів мерзлих порід за часом їхнього існування наведена на рисунку 4.36.

Води криолітозони, відповідно до характеру вертикального поширення, поділяють на чотири категорії:

- 1) поверхневі води районів вічної мерзлоти (постійні і тимчасові водотоки – струмки, річки і водоймища – болота, озера);
- 2) підземні надмерзлотні води, що залягають над товщею вічної мерзлоти; для них мерзлота є водотривом;

3) підземні міжмерзлотні води, що знаходяться безпосередньо в товщі вічної мерзлоти. Часто вони знаходяться в твердому стані;

4) підмерзлотні води, що залягають нижче товщі вічної мерзлоти, яка є покрівлею для верхньої частини цих вод.

Режим поверхневих водотоків у районах вічної мерзлоти має цілу низку специфічних особливостей. У зимовий період річки, що протікають у цих районах, мають дуже малі об'єми стоку – 1–2 % і менше від річного стоку. Товщина крижаного покриву річок і озер досягає іноді 1,5–2 м і більше. Через сильні морози багато навіть великих річок промерзають від поверхні до дна, і їхня течія зовсім припиняється.

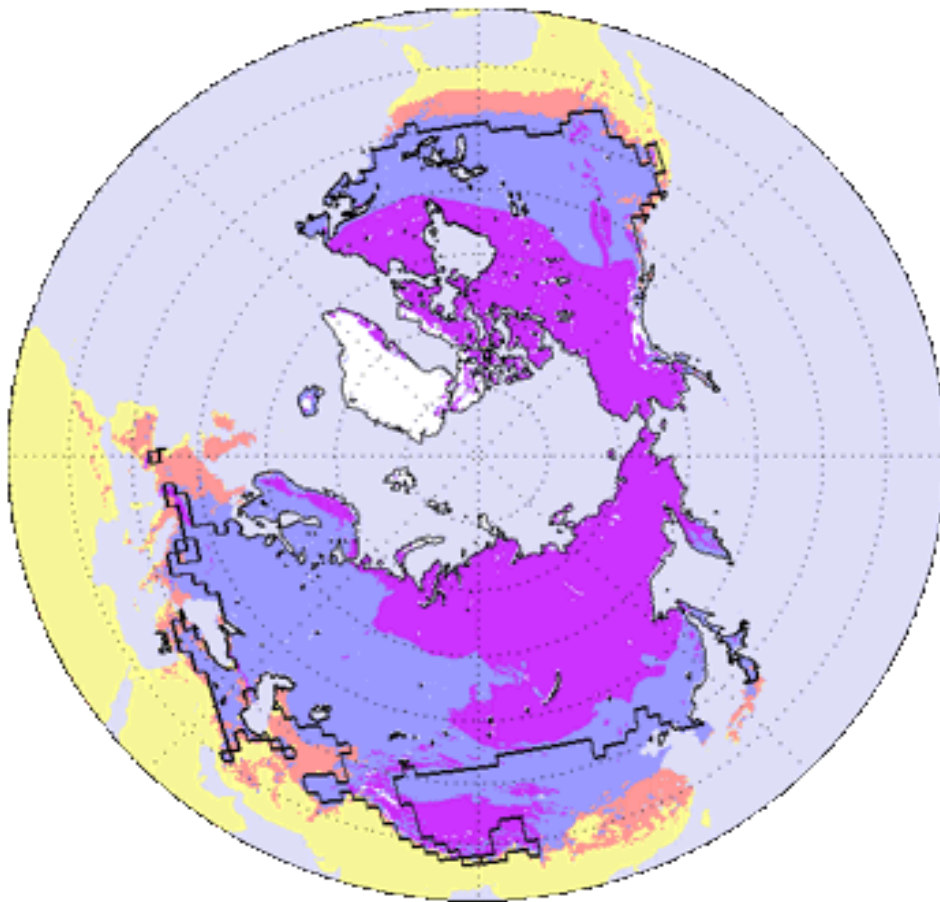


Рисунок 4.36 – Схема поширення мерзлих порід у Північній півкулі Землі. Фіолетовим кольором зображені райони багаторічної мерзлоти; синім – райони промерзання ґрунтів більш ніж на 15 діб протягом року; помаранчевим – райони промерзання ґрунтів менш ніж на 15 діб протягом року; жовтим – райони, де промерзання відсутні. Чорна лінія – межа області сезонного снігового покриву (<https://znanija.com/task/21904911>)

Значне поширення в районах вічної мерзлоти мають річкові криги, які є крижаними полями, що займають іноді площу в кілька квадратних кілометрів. Виникають такі криги внаслідок виходу і замерзання на денній поверхні води, яка виходить із берегів річок, за швидкого зменшення площі перетину русла під впливом сильних морозів (рис. 4.37).

Дощові і талі снігові води в районах поширення вічної мерзлоти швидко стікають у річки і викликають у них різкі підйоми води. Це пов'язано зі слабким поглинанням мерзлими ґрунтами і породами поверхневих вод.

Специфічною особливістю районів вічної мерзлоти є наявність численних термокарстових озер. Термокарст – це явище, що відбувається винятково в районах вічної мерзлоти, яке полягає в таненні підземних льодів, що супроводжується осадками земної поверхні і появою негативних форм рельєфу і мікрорельєфу.



Рисунок 4.37 – Річковий полії (<http://geophoto.ua/?action=show&id=483173>)

Розвиток термокарсту зумовлений низкою факторів: наявністю підземних льодів, які при відтаванні викликають осідання верхніх порід; зміни клімату, які викликають збільшення глибини сезонного або багаторічного відтавання, що перевищує глибину залягання покладів льоду або льодової породи; відтоком води під час танення льоду тощо.

Термокарст у сучасну геологічну епоху розвивається не так активно, як в ранньому і, особливо, у середньому голоцені, а спостережувані численні

термокарстові форми рельєфу є спадщиною теплих періодів (кліматичного оптимуму) попередніх епох (рис. 4.38).

Іноді площа термокарстових озер може досягати декількох квадратних кілометрів. Живлення дрібних озер здійснюється завдяки поверхневим водам. У зимовий період дрібні озера глибиною 1–2 м часто промерзають до дна, у результаті чого під дном таких озер мерзлота залягає неглибоко. Під дном глибших озер розташовуються більш потужні товщі талих порід, а озера можуть мати живлення завдяки підземним водам.

До порушення термічних умов ґрунтів і розвитку термокарстових процесів, танення льоду в мерзлих товщах із виникненням осадів ґрунту, призводять лісові пожежі, вирубка лісів, знищення дрібнолісся і мохового покриву, розорювання земель.



Рисунок 4.38 – Термокарстові озера та улоговини
(<http://nevsedom.com.ua/index.php?newsid=308001>)

Підземні надмерзлотні води залягають у верхній постійно мерзлій ґрунтовій товщі, а породи вічної мерзлоти слугують для них водотривом. Найчастіше надмерзлотні води зустрічаються в товщах алювіальних і лімничних відкладень річкових долин і озерних улоговин, а також біля підніжжя схилів. Іноді ці води залягають на вододілах і гірських схилах. Серед надмерзлотних вод виділяють такі різновиди:

– верховодка, що промерзає, яка знаходиться тільки в межах діяльного (сезонно замерзаючого / розмерзлого) шару;

– частково промерзаючі ґрунтові води, що залягають в товщі нижче шару сезонного промерзання;

– сезонно не промерзаючі ґрунтові води, що залягають нижче товщі, схильної до сезонного промерзання.

Промерзаючі надмерзлотні води, ізольовані знизу вічною мерзлотою, а зверху зоною сезонного промерзання, під час замерзання розширюються і нерідко утворюють гідролаколіти (горби здіймання) висотою від одного до декількох метрів. Такі горби є позитивними формами мерзлотного (кріогенного) рельєфу (рис. 4.39).



Рисунок 4.39 – Криогенний рельєф. Горби здіймання
(<https://freenaturepictures.blogspot.com/2014/07/tussocks-of-permafrost-ladakh-india.html>)

Живлення надмерзлотних вод відбувається завдяки атмосферним опадам, і кількість їхніх запасів тісно пов'язана з процесом відтавання шару сезонного промерзання і з кількістю дощів у літній період.

Надмерзлотні води за хімічним складом переважно прісні; дуже холодні (температура 0,5–5 °С). Можуть використовуватися для водопостачання в екологічно чистих районах.

Будівництво на територіях, де надмерзлотні води залягають близько до поверхні, в зв'язку з їхніми зазначеними особливостями, пов'язане зі значними труднощами (рис. 4.40).



Рисунок 4.40 – Сучасний стан покинутої залізниці Чум – Салехард – Ігарка на ділянках близького залягання надмерзлотних вод (<https://animalworld.com.ua/news/Bugry-puchenija-ili-pingo>)

Підземні міжмерзлотні води містяться всередині товщі багаторічної мерзлоти і представлені тимчасово ізольованими мерзлотою водоносними горизонтами або скупченнями так званого викопного льоду. Такі скупчення викопного льоду зустрічаються в різних формах: шари, жили, лінзи, неправильні брили тощо. Викопні льоди можуть мати більшу потужність (рис. 4.41). Під час відтавання вони можуть жити джерела, озера, іноді – річки, що перетинають їх.

Міжмерзлотні води у вигляді рідини в товщі мерзлих порід знаходяться під великим тиском. У місцях розвантаження напірних міжмерзлотних вод у суворих кліматичних умовах утворюються специфічні позитивні форми рельєфу у вигляді горбів здіймання.



Рисунок 4.41 – Оголення викопних льодів (<https://turizm.pibig.info/22828-bolshoj-ljahovskij-ostrov.html>)

Горби здіймання поширені на територіях багаторічномерзлих порід: у Північній Азії (де їх більше 6 000), Північній Америці (близько 3 500), Гренландії, Шпіцбергені, Скандинавії, Монголії, Тибеті.

Горби здіймання, по суті, є ін'єкційними гідролаколітами і формуються завдяки видавлюванню льодом діяльного шару мерзлоти. Вони утворюються за виходу до поверхні і швидкого замерзання напірних вод. Всі вони мають велике крижане ядро в основі, яке може мати зв'язок з верхньою межею мерзлоти.

Такі горби називають у Північній Америці «пінго» (рис. 4.42), в Якутії – «булгуняхи» (по-якутськи це означає «пагорб, вершина, курган») і «туфури» (невеликі горби здіймання). Висота горбів становить від одного до п'ятидесяти метрів і більше, діаметр – від кількох метрів до сотень метрів.

Нерідко міжмерзлотні води існують завдяки висхідним потокам напірних підмерзлотних вод, і в цьому випадку міжмерзлотні води набувають додаткового тиску. Ці води також можуть отримувати живлення завдяки поверхневим водам, із підруслових потоків річок, а також з озер.



Рисунок 4.42 – Пагорб здіймання (гідролаколіт) на півострові Тактояктук на північному заході Канади. Він є національною пам'яткою Канади разом з більш ніж 1 300 подібними криогенними утвореннями (<https://animalworld.com.ua/news/Bugry-puchenija-ili-pingo>)

Міжмерзлотні води в рідкій фазі часто мають високу мінералізацію і тому не схильні до сезонного промерзання і відтавання. Збереженню міжмерзлотних вод у рідкому стані сприяє їхня циркуляція і гідравлічний зв'язок як з надмерзлотними, так і з підмерзлотними водами. За наявності водообміну через зону міжмерзлотних вод відбувається надходження атмосферних опадів у підмерзлотні води.

Запаси міжмерзлотних вод неглибокого залягання схильні до значних коливань і зазвичай до кінця зимового періоду сильно скорочуються. Міжмерзлотні води, особливо напірні можуть становити серйозну загрозу в разі їхнього прориву в підземні гірничі виробки, шахти, кар'єри.

Підмерзлотні води залягають нижче товщі вічної мерзлоти. Ці води характеризуються відсутністю твердої фази води – льоду і, маючи в своїй покрівлі водотриви – багаторічномерзлу товщу, зазвичай мають напір. Підмерзлотні води нерідко утворюють криогенні артезіанські басейни. Крім того, підмерзлотні води можуть заповнювати різні порожнини і тріщини в земній корі, тобто бути тріщино-жильними і карстовими водами.

Температура води, розташованої поблизу нижньої поверхні шару вічної мерзлоти, близька до 0 °С. Зі збільшенням глибини залягання температура води зростає. Умови залягання і руху підмерзлотних вод істотно не відрізняються від умов залягання і руху глибоких підземних вод у районах, де вічна мерзлота відсутня.

Мінералізація підмерзлотних вод строката: зустрічаються як прісні води, так і дуже міцні розсоли і ультрарозсоли. Водообільність підмерзлотних горизонтів висока, запаси часто дуже значні, особливо серед карстових різновидів цих вод.

На територіях з невеликою потужністю вічної мерзлоти прісні підмерзлотні води мають важливе значення для водопостачання і широко експлуатуються.

Контрольні запитання до розділу 4

1. Назвіть види підземних вод у верхній частині земної кори за умовами залягання.
2. Охарактеризуйте зону аерації.
3. Охарактеризуйте зону насичення.
4. Що таке зона підземних вод у надкритичному стані?
5. Назвіть найбільш характерні особливості ґрунтових вод.
6. Назвіть найбільш характерні особливості верховодки.
7. Які існують види капілярної води?
8. Що таке ґрунтові води та їхні особливості?
9. Яка різниця у заляганні ґрунтових, ґрунтових вод і міжпластових вод?
10. Охарактеризуйте артезіанські води.
11. Назвіть артезіанські басейни на території України.
12. Що таке тріщинні води та які виділяють їхні різновиди?
13. Чому виникає карст і карстові води?
14. Назвіть характерні особливості карстових вод.
15. Назвіть характерні особливості вод кріолітозони.

ЧАСТИНА II РУХ, РЕЖИМ І БАЛАНС ПІДЗЕМНИХ ВОД

РОЗДІЛ 5 УМОВИ РУХУ ПІДЗЕМНИХ ВОД

Підземні води постійно знаходяться в русі. Розділ гідрогеології, спрямований на вивчення закономірностей руху підземних вод, називається «Динаміка підземних вод». Ці закономірності широко використовуються під час гідрогеологічних інженерних розрахунків: для проєктування дренажів, у розрахунках водозаборів, для визначення притоку води в будівельні котловани, кар'єри і підземні гірничі виробки тощо.

Рух основної маси підземних вод відбувається переважно під дією гравітаційних сил, градієнтів гідростатичного тиску і капілярних сил. Крім того, на різні види води в гірських породах впливають і інші енергетичні сили, що викликають їхнє пересування. Наприклад, дифузія, рух молекул води у вигляді пари, конвекція під дією температурних градієнтів тощо.

У гідрогеології також використовується термін «геофільтрація» (за В. М. Шестаковим), який об'єднує всі види руху води в гірських породах.

Основними двома способами руху підземних вод є інфільтрація і фільтрація.

Інфільтрацією (просочуванням) називається рух води за частковим заповненням пір або тріщин повітрям і водяною парою, тобто в зоні аерації, що виникає під час проникнення в ґрунтову товщу атмосферних опадів, поверхневих або техногенних вод.

Фільтрація – це рух води за повного заповнення пористого або тріщинуватого середовища гірських порід водою, тобто в зоні насичення. Нерідко фільтрація підземних вод пов'язана і з іншими видами руху води, що існують у підземній гідросфері. Характер руху підземних вод може бути ламінарним або турбулентним (рис. 5.1): ламінарний (від лат. «lamina» – шар), турбулентний (від лат. «turbulentus» – порушений, безладний).

За *ламінарного руху* цівки води рухаються з невеликою швидкістю паралельно одна до одної без завихрень; іноді ламінарний рух називають паралельно-струменевим. Оскільки всі лінії струменя спрямовані паралельно, то поперечні переміщення рідини відсутні. Такий рух є цілком упорядкованим і за постійного напору – строго сталим. У переважній більшості випадків рух підземних вод через найбільш поширені гірські породи є ламінарним.

Турбулентний рух має високі швидкості, характеризується перемішуванням окремих цівок води, наявністю завихрень і пульсацій. За такого характеру руху вектори швидкостей мають не тільки осьові, а й нормальні складові до основного напрямку руху, тому разом з основним поздовжнім рухом рідини відбуваються поперечні переміщення (перемішування) і обертання окремих обсягів рідини. Це призводить до пульсації швидкостей і тисків у потоці підземної води. Турбулентний рух спостерігається тільки в великих кавернах або в широких тріщинах і розломах гірських порід, у добре промитих галечниках і за значних градієнтах напору води (наприклад, поблизу свердловин під час інтенсивної відкачки води з них; під час руху інфлюаційних вод у карстових масивах).

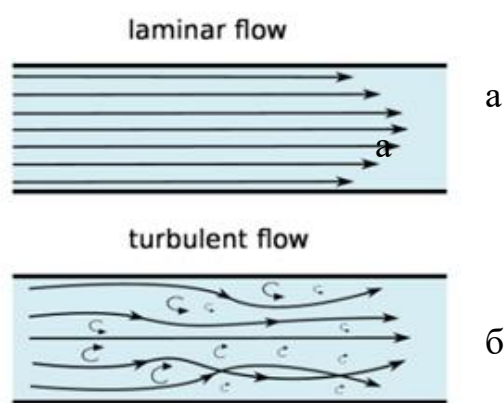


Рисунок 5.1 –Ламінарний (а) і турбулентний (б) рух підземних вод
(<https://www.pinterest.se/pin/715298353286242318>)

Перехід ламінарного руху в турбулентний режим і навпаки відбувається в різних гідрогеологічних системах за відповідних до них різних швидкостей руху рідини; однозначної критичної швидкості такого переходу не існує.

5.1 Інфільтрація через зону аерації

Через зону аерації відбувається просочування вод різного генезису з поверхні землі вниз через ґрунт у ґрунтову товщу. Цей вид руху води називають інфільтрацією і розрізняють (за Г. Н. Каменським) два її різновиди: вільне просочування і нормальну інфільтрацію.

Під час *вільного просочування* рух води в ґрунті відбувається переважно вертикально вниз під дією сили тяжіння і капілярних сил. Вода у вигляді ізольованих цівок рухається по капілярних порах і каналах; при цьому поровий простір ґрунтової товщі заповнений водою лише частково і в ньому також

міститься атмосферне повітря. Вплив гідростатичного тиску на рух води відсутній.

У разі *нормальної інфільтрації* вода рухається суцільним фронтом (поток), з повним заповненням водою порового простору. Рух інфільтраційної води відбувається під дією трьох складових: сили гравітації, градієнтів гідростатичного тиску і капілярних сил. Цей вид інфільтрації спостерігається, наприклад, у період весняного інтенсивного танення снігу, коли талі води повсюдно просочуються вниз через зону аерації.

Після припинення надходження води через земну поверхню, частина інфільтраційної води може залишитися в зоні аерації у вигляді ґрунтової вологи та капілярно-підвішеної води у верхньому ґрунтово-рослинному шарі. Інша частина води може досягти рівня ґрунтових вод (першого постійного водоносного горизонту) і навіть викликати його підвищення.

Інфільтраційне живлення є найважливішим активним чинником формування ґрунтових вод, що визначає положення їхнього рівня.

5.2 Фільтрація в зоні насичення. Потoki підземних вод

Фільтрацією, згідно з класичним енциклопедичним визначенням, називається рух рідин у пористих середовищах. Як форма руху матерії фільтрація рідини і, насамперед води, вивчалася здавна. Засновниками цього напрямку досліджень є Д. Бернуллі та Л. Ейлер, які започаткували формулювання законів підземної гідравліки.

У зв'язку з різноманіттям видів води в гірських породах, на ці види діють різні енергетичні сили, що визначають різноманітні види її руху. Наприклад, відбувається рух молекул пароподібної води, рух води по капілярах під дією сил поверхневого натягу тощо. Проте в зоні насичення рух основних мас води відбувається переважно під дією сили тяжіння і гідростатичного тиску. Вільна (гравітаційна) вода через пори і тріщини порід переміщується від ділянок із високим напором у бік ділянок меншого напору, що зазвичай збігається з ухилом поверхні ґрунтового водоносного горизонту – рівнем ґрунтових вод.

Структура вільного простору в гірських породах, через який можливий рух фільтраційних потоків, відрізняється великою різноманітністю. Наприклад, рух підземних вод відбувається як у пористих, так і в тріщинуватих породах, а також у породах зі складними формами вільного (фільтрувального) простору (рис. 5.2).

У класичній гідрогеології під терміном «фільтрація підземних вод» розуміють рух вільної води, який відбувається під дією гравітації або градієнта тиску в разі повного насичення вільного простору гірської породи водою.

Масу цієї рухомої води називають *фільтраційним потоком*. Фільтраційні потоки відрізняються гідравлічним станом, характером руху, режимом фільтрації і іншими характеристиками. Рух потоків підземних вод може бути сталим і несталим, напірним, безнапірним і змішаного типу, він може мати різні напрямки в плані й розрізі.

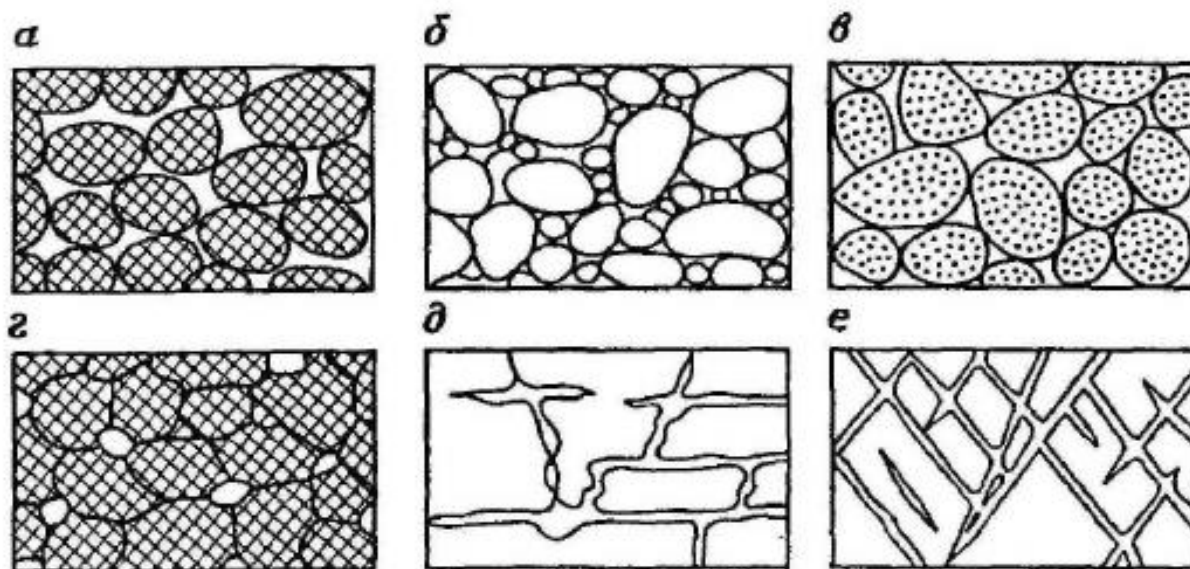


Рисунок – 5.2 Деякі види порового простору порід (за В. Д. Ломтадзе):
 а – пісок із високою пористістю (добре обкатаний і однорідний); б – пісок із низькою пористістю (неоднорідний); в – уламкова добре відсортована порода, уламки якої теж мають пористість; г – добре відсортована порода з низькою пористістю, завдяки відкладенням непроникувальної мінеральної речовини в просторі між зернами; д – тріщинуватий вапняк, поровий простір якого частково збільшено завдяки розчиненню; е – суцільна скельна порода, що стала водопроникною внаслідок виникнення тріщин
 (<http://www.geolib.net/oilgasgeology/poristost-porod.html>)

У разі усталеного руху всі характеристики фільтраційного потоку не змінюються в часі. Напрямок руху, витрата, швидкість постійні або їхні зміни нечутливо малі. Приклади сталих потоків наведені на рисунках 5.3 і 5.4.

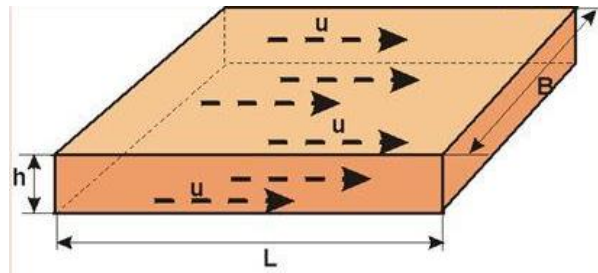


Рисунок 5.3 – Схема прямолінійно-паралельного потоку в пласті (<https://ppt-online.org/109319>)

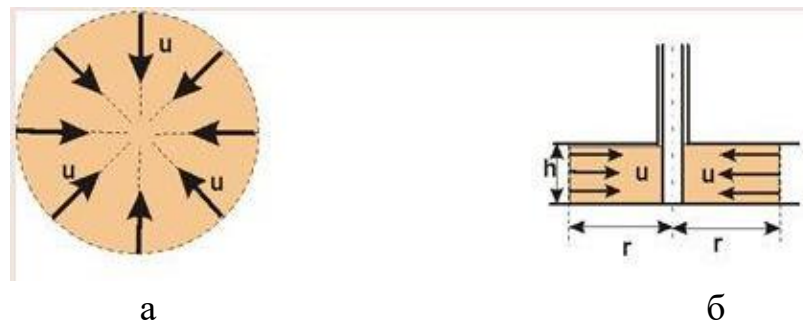


Рисунок 5.4 – Схема плоско-радіального потоку (постійний приплив води до свердловини): а – план; б – розріз (<https://ppt-online.org/109319>)

Для несталого потоку характеристики руху змінюються в часі і в просторових координатах. Підземні потоки набувають несталого характеру руху за різних природних або техногенних впливів (нерівномірна інфільтрація паводкових, зрошувальних вод або атмосферних опадів, періодичні відкачування шахтних або дренажних вод, аварійні витoki з підземних трубопроводів тощо).

Потоки підземних вод за гідравлічним станом поділяють на: напірні, безнапірні й комбіновані – напірно-безнапірні.

Напірні потоки рухаються за повного заповнення водою водопроникного простору пласта. Режим фільтрації – пружний; виникає п'езометричний рівень; рух води відбувається завдяки силам тяжіння, а також завдяки пружним властивостям води і водовмісних порід.

Безнапірні фільтраційні потоки рухаються при неповному заповненні водопроникного пласта водою. Ці потоки мають вільну поверхню підземної води; рух відбувається тільки під дією гравітаційної сили.

Напірно-безнапірні потоки виникають рідше, наприклад, під час відкачування води з свердловини і зниженні п'єзометричного рівня нижче покрівлі напірного водоносного горизонту.

У напрямку руху в плані фільтраційні потоки бувають плоскі і радіальні. *Плоским* називають потік, у якому цівки води практично паралельні одна до одної (див. рис. 5.3). *Радіальний* потік може бути збіжним, наприклад, під час відкачування води зі свердловини (див. рис. 5.4) або розбіжним – під час наливання води в свердловину.

Фільтрація підземних вод відбувається через водоносні горизонти в природно сформованих межах: як у розрізі, так і в плані. Межами потоків у розрізі є поверхні поділу порід, що мають різну водопроникність. Зокрема, межами напірного фільтраційного потоку слугують верхній і нижній відносний водотриви, безнапірного потоку – підстильний водотривкий шар і вільна поверхня (дзеркало ґрунтових вод). Плановими (латеральними) межами фільтраційних потоків є річки, озера, моря та інші поверхневі водойми, які переважно дреноують, а іноді й живлять підземні води. Існують також контакти в плані з водонепроникними або слабо проникними породами, наприклад, зі скельним масивом. Планові межі водоносних горизонтів і потоків підземних вод нерідко мають доволі складну конфігурацію.

5.3 Основний закон фільтрації – закон Дарсі

Рух рідини в природному пористому середовищі – водопроникних гірських породах – відбувається за системою відкритих, сполучених між собою пористих каналів і тріщин. Фізично або математично точне моделювання процесів фільтрації через окремі порові канали або тріщини неможливе внаслідок винятково складного характеру шляхів руху води, їхньої мінливості і коливань швидкості руху води в гірських породах. Тому рух потоку води в природному пористому середовищі розглядається узагальнено і його характеристики описують не для окремих точок порового простору, а для всього фільтрувального середовища загалом.

У 1856 році французький інженер-гідравлік Анрі Дарсі опублікував отримані ним науково-практичні результати вивчення фільтрації води через різні природні пористі матеріали (пісок, гравій тощо), які використовувалися для очищення міських стічних вод.

Відкриттю основного закону фільтрації сприяв муніципалітет міста Діжона (Франція), який доручив інженеру Дарсі розробити проєкт очищення води. Проблема дійсно була дуже гострою: тоді і зараз Діжон є одним із центрів виробництва гірчиці («діжонська гірчиця» – світовий бренд) і шкіряних

виробів. Водні джерела, поверхневі і підземні води цього міста були надзвичайно забруднені хімічними та біологічними відходами виробництва. Виникла необхідність влаштувати очисні споруди, і міський муніципалітет виділив дуже серйозні кошти для їхнього проектування і будівництва. Анрі Дарсі проводив лабораторні фільтраційні експерименти з різними ґрунтово-піщаними сумішами для очищення води, розробив проект споруд і безпосередньо брав участь в його реалізації. У результаті була створена перша в Європі система міських очисних споруд із різними фільтраційними матеріалами. Згодом Діжон став еталоном для всієї Європи зі створення очисних споруд, облаштування чистих джерел і красивих фонтанів.

У ході робіт Дарсі відкрив залежність витрати фільтраційного потоку від градієнта гідравлічного напору і характеру пористого середовища.

У найпростіших умовах руху прямолінійного паралельного потоку крізь трубу, заповнену фільтрувальним матеріалом, лінійний закон фільтрації Дарсі має вигляд:

$$Q = K_{\phi} F \cdot \Delta H / L, \quad (5.1)$$

де Q – витрата потоку, м³/добу;

K_{ϕ} – коефіцієнт пропорційності, названий згодом коефіцієнтом фільтрації, який залежить від властивостей пористого середовища та рідини, м/добу;

F – площа поперечного перерізу потоку, м²;

ΔH – різниця напорів на кінцях труби, м;

L – довжина ділянки фільтраційного потоку, м.

Відповідно до закону Дарсі, об'єм води Q , що фільтрується через трубу, заповнену дисперсним матеріалом, є прямо пропорційним різниці напорів ΔH у крайніх перетинах труби, площі її поперечного перерізу F , постійному для цього матеріалу коефіцієнту K_{ϕ} , який характеризує проникність матеріалу, що заповнює трубу й обернено пропорційний довжині шляху фільтрації L .

Якщо позначити відношення падіння напору ΔH до довжини шляху фільтрації L як напірний (або гідравлічний градієнт) I , виходить

$$Q = K_{\phi} F I. \quad (5.2)$$

Розділивши обидві частини цього рівняння на F , отримуємо $Q / F = V = K_{\phi} I$, де V – швидкість фільтрації, м/добу.

Фізичний сенс коефіцієнта фільтрації: K_f – це швидкість фільтрації води за гідравлічного градієнта I , що дорівнює одиниці. Таким чином, розмірність коефіцієнта фільтрації така ж, що й швидкості фільтрації води, тобто м/добу, м/ч або см/с.

Швидкість фільтрації води i , отже, коефіцієнт фільтрації залежить не тільки від властивостей пористого середовища, але також від фізичних характеристик рідини, що фільтрується (в'язкості, густини, температури тощо). Коефіцієнт фільтрації породи набуває різних значень залежно від складу рідини: наприклад, прісна вода рухається швидше, ніж розсіл. Тому для характеристики фільтраційних властивостей гірських порід використовується також коефіцієнт проникності.

Проникність визначають як властивість гірських порід фільтрувати крізь себе рідини (зокрема, що не змішуються, наприклад воду і нафту), розчинені і вільні гази і їхні суміші в різних поєднаннях за наявності перепаду тиску (напору). Проникність залежить від розміру сполучених пор і тріщин у гірських породах. *Коефіцієнт проникності* C – це витрата рідини з в'язкістю 1 мПа·с, яка фільтрується через поперечний переріз гірської породи площею 1 см² за перепаду тиску 0,1 МПа. Одиниці виміру коефіцієнта проникності – є см², м² або Дарсі (1 Дарсі = $1,02 \times 10^{-8}$ см²). Коефіцієнт проникності визначають за формулою:

$$C = Q \mu \Delta l / (\Delta P F), \quad (5.3)$$

де Q – об'ємна витрата рідини, см³/с;

μ – коефіцієнт динамічної в'язкості рідини, мПа · с;

Δl – частина шляху фільтрації, на якому відбувається зміна тиску ΔP , см;

ΔP – різниця тисків, МПа;

F – площа поперечного перерізу потоку, см².

Таким чином, коефіцієнт фільтрації прямо пропорційний проникності фільтрувального середовища і обернено пропорційний в'язкості рідини, що фільтрується.

Зв'язок коефіцієнта фільтрації K_f з коефіцієнтом проникності C виражається формулою:

$$K_f = a C \gamma / (\mu 1000), \quad (5.4)$$

де a – коефіцієнт розмірності (якщо K_f виражений в см/с, то $a = 1$, якщо – в м/добу, то $a = 864$); γ – питома маса води, 1000 кг/м³.

Узагальнені значення коефіцієнтів фільтрації і проникності для деяких гірських порід (за Н. А. Плотніковим) наведені в таблиці 5.1.

Таблиця 5.1 – Коефіцієнти фільтрації і проникності деяких гірських порід (за Н. А. Плотніковим)

Характеристика порід	Коефіцієнт фільтрації K_f , м/добу	Коефіцієнт проникності C , Дарсі
Дуже добре проникні галечники і гравій з крупним піском; сильно закарстовані, сильно тріщинуваті породи	100–1 000 та більше	116–1 160 та більше
Добре проникні галечники і гравій, частково з дрібним піском; крупний пісок; чистий середньозернистий пісок; закарстовані, тріщинуваті породи	10–100	11,6–116
Проникні галечники і гравій з дрібним піском і частково глиною; середньозернисті і дрібнозернисті піски; слабо закарстовані, мало тріщинуваті породи	1–10	1,16–11,6
Слабопроникні тонкозернисті піски; супіски; слабо тріщинуваті породи	0,1–1	0,12–1,16
Вельми слабопроникні суглинки; дуже слабо тріщинуваті породи	0,001–0,1	$1,2 \times 10^{-3}$ –0,12
Майже непроникні глини; щільні мергелі та інші масивні породи з незначною проникністю	< 0,001	< $1,2 \times 10^{-3}$

Для умов руху прісних вод із температурою 20 °С води наближено можна вважати коефіцієнт проникності в 1 Дарсі, відповідним коефіцієнту фільтрації 1 м/добу.

5.4 Межі застосування закону Дарсі

Варто враховувати, що швидкість фільтрації, розрахована за формулою ($V = K_f I$), не дорівнює дійсній швидкості руху води крізь пори або тріщини гірських порід, оскільки швидкість фільтрації є відношенням об'єму води, що фільтрується, до всієї площі поперечного перерізу потоку, включаючи непроникні частинки породи. Але дійсна фільтрація води відбувається тільки через вільний пористий простір.

Щоб знайти реальну швидкість руху потоку підземних вод U , потрібно швидкість фільтрації V розділити на відкриту (ефективну) пористість породи n_e :

$$U = V / n_e. \quad (5.5)$$

Фільтрація води в реальних гірських породах, на відміну від лабораторних експериментів, не завжди відповідає наведеним вище формулам. Відомі численні практичні приклади, коли фіксуються відхилення від закону Дарсі. Це, насамперед, відбувається за великих швидкостей руху води, коли спостерігається порушення прямо пропорційної залежності між швидкістю фільтрації і напірним градієнтом. Це явище отримало назву *верхня межа застосовності закону Дарсі*.

Застосовність лінійного закону фільтрації обмежена так званою критичною швидкістю фільтрації потоку $V_{кр} \approx 400\text{--}500$ м/добу і більше, під час досягнення якої спостерігається порушення прямої пропорційності між швидкістю фільтрації і гідравлічним градієнтом. Таке відхилення від лінійного закону фільтрації пояснюють зростанням ролі інерційних сил під час значного збільшення швидкості руху води в пористому середовищі під час переходу від ламінарного руху до турбулентного. Критичні швидкості доволі рідко спостерігаються в природних підземних водах (карстові масиви, добре промиті галечники), а також у зонах виникнення турбулентності поблизу штучних гідротехнічних споруд.

Водний потік має деякий імпульс або інерційну силу, коли рідина прагне продовжити свій рух із уже набраною швидкістю. У більш в'язкої рідини цьому перешкоджають сили внутрішнього тертя між окремими частинами всередині рідини, які прагнуть загальмувати потік. Число Рейнольдса відображає співвідношення між двома діючими силами – інерції і в'язкості рідини. Малі значення числа Рейнольдса відповідають ситуації, коли сили в'язкості гасять завихрення, роблячи потік ламінарним. За високих значень числа Рейнольдса сили в'язкості малі і не здатні згладити турбулентні завихрення потоку.

Критичній швидкості відповідає значення числа Рейнольдса N_R у момент перетворення ламінарного режиму руху в турбулентний $N_R = 2\ 320$. Під час руху рідини в пористому середовищі число Рейнольдса визначається, згідно з Н. Н. Павловським, за формулою:

$$N_R = Vd_{10}/\nu, \quad (5.6)$$

де V – швидкість фільтрації, мм/с;

ν – коефіцієнт кінематичної в'язкості, м²/с;

d_{10} – ефективний діаметр частинок, мм.

За Р. Де Уїстом, значення N_R , за яких відбувається відхилення від лінійного закону фільтрації, коливається від 2 до 5 залежно від пористості і розміру ґрунтових частинок; за даними В. Н. Щелкачева, межі коливань: 1–12.

Фільтрація у турбулентному режимі течії рідини. За наявності турбулентного руху підземної води фільтрація може бути описана лінійним законом Шезі – Краснопільського і відповідною формулою. Для витрати потоку Q ця формула має вигляд

$$Q = k F (\Delta H / \Delta L)^{1/2} = k F \sqrt{I}, \quad (5.7)$$

де k – коефіцієнт фільтрації;

ΔH – різниця рівнів;

ΔL – довжина шляху фільтрації;

F – площа перетину фільтраційного потоку;

I – напірний градієнт.

Закон фільтрації А. А. Краснопільського найчастіше виражають через швидкість: $V = k \sqrt{I}$. Таким чином, під час турбулентного режиму течії потоку швидкість фільтрації пропорційна до напірного градієнта в ступені $1/2$.

Багато дослідників виділяють також *нижню межу застосовності закону Дарсі*. Зазначено, що порушення лінійного закону фільтрації спостерігається під час фільтрації рідини в слабопроникних породах за дуже малих значень швидкостей (0,001–0,000 1 м/с). Це пов'язано з проявом сил міжмолекулярної взаємодії молекул рідини і ґрунтових частинок під час в'язкого руху води в субкапілярних порах. У дисперсних піллуватоглинистих породах із вкрай малим розміром пір зв'язана вода практично повністю заповнює порові канали, і щоб почалася фільтрація, у таких породах необхідно створити деякий початковий напірний градієнт I_n . Величина I_n нерідко значно перевищує значення напірного градієнта під час сталої фільтрації. Вода, що заповнює пори, знаходиться в нерухомому стані, поки напірний градієнт не стане більше початкового градієнта фільтрації, тільки тоді починається фільтрація. Точне значення нижньої межі застосовності закону Дарсі не визначене. Складний рух води, якщо $I > I_n$, відбувається з поступово наростаючою швидкістю, і це спричиняє перехід основної маси води з нерухомого стану в рухомий. Коли можлива кількість води починає свій рух, основний закон фільтрації Дарсі набуває вигляду

$$V = K_{\phi} (4/3 * I_n), \quad (5.8)$$

де I_n – початковий градієнт фільтрації, м/добу, який залежить від температури, відкритої пористості, мінералогічного складу ґрунту тощо. Він коливається, наприклад, для глинистих ґрунтів від часток одиниці до 100 і більше.

Напір води, що викликає рух підземних вод, виникає через перепад відміток висот в області живлення і області розвантаження водоносного горизонту, тобто відповідно закону сполучених посудин. Напірні властивості водоносних горизонтів пов'язані також з пружними властивостями води і гірських порід. Напір тим більший, чим більший обсяг підземних вод залягає між двома водотривкими пластами, а також чим більший тиск ці води відчують від маси верхніх порід. Надмірний натиск також може виникати під час вичавлювання води з глинистих товщ у водонасичений проникний шар.

П'єзометричний напір H підземних вод згідно зі схемою, наведеною в роботі А. І. Силіна-Бекчуріна (рис. 5.5), визначають за формулою:

$$H = P / \rho + z \text{ або } H = h_p + z, \quad (5.9)$$

де P – гідростатичний тиск в конкретній точці потоку, МПа;

ρ – густина рідини, т/м³;

z – гіпсометрична висота певної точки над обраною площиною порівняння, м;

$P / \rho = h_p$ – п'єзометрична висота, тобто висота, на яку повинна піднятися вода над цією точкою потоку під дією гідростатичного тиску P в певній точці, м.

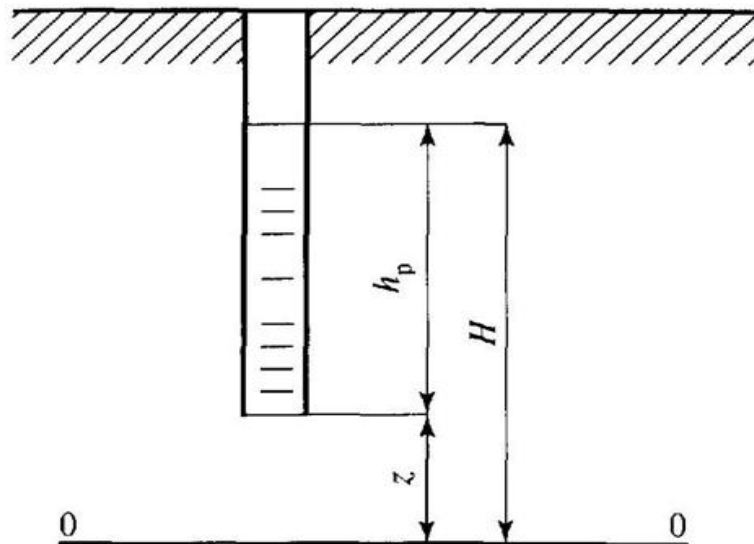


Рисунок 5.5 – Схема п'єзометричного напору підземних вод
(за А. І. Силіним-Бекчуріним)

Під час визначення напору підземних вод як площини порівняння 0 – 0 може бути взята відмітка водотрива, що підстилає водоносний горизонт, або будь-яка інша горизонтальна поверхня, наприклад рівень Світового океану.

Таким чином, п'езометричний напір є мірою енергії потоку води, що рухається, і визначається як сума гіпсометричної і п'езометричної висот.

5.5 Фільтраційні характеристики ґрунтів і водоносних горизонтів

До основних фільтраційних характеристик ґрунтів належать: коефіцієнт фільтрації, а також коефіцієнти водопровідності, рівнепровідності і п'езопровідності.

Коефіцієнт фільтрації характеризує водопроникність гірських порід, яка залежить від розмірів тріщин у скельних породах і конфігурації й розмірів пор в дисперсних ґрунтах. Величина коефіцієнта фільтрації різних гірських порід коливається в межах декількох порядків. Водночас для практичних розрахунків дуже часто необхідно знати достатньо точне чисельне значення коефіцієнта фільтрації, від якого залежать результати розрахунків як для дрібнозернистих і пилувато-глинистих ґрунтів, так і для ґрунтів, що складаються з великих фракцій. Наприклад, для визначення дебіту підземного потоку для планування його використання з метою водопостачання, під час гідравлічних розрахунків фільтрації через дамби з кам'яного накиду, для визначення кількості води, що фільтрується крізь земляні греблі, тощо.

Орієнтовні значення коефіцієнта фільтрації, які використовуються в гідрогеологічних розрахунках, наведені в таблиці 5.2.

Таблиця 5.2 – Орієнтовна величина коефіцієнта фільтрації для деяких дисперсних ґрунтів

Гірська порода (ґрунт)	Коефіцієнт фільтрації, м/добу
Глини	0.000 1–0.01
Суглинки	0.01–0.1
Супіски	0.1–0.5
Піски пилуваті та глинисті	0.5–1.0
Пісок дрібний	1.0–5.0
Пісок середньої крупності	5–10
Пісок крупний	10–50
Пісок гравелистий	50–100
Галечники	100–500

Існує низка емпіричних формул, запропонованих різними авторами для визначення коефіцієнта фільтрації K_f (формули Хазена, Сліхтера, Крюгера, Замаріна тощо). Під час виведення цих формул використовувалися залежності між пористістю, проникністю, неоднорідністю й іншими особливостями різних ґрунтів, що спостерігаються на практиці. Як приклад наведемо нерідко вживану формулу Хазена:

$$K = C \cdot d_{10}^2 \cdot (0,7 + 0,03 t^\circ), \quad (5.10)$$

де K – коефіцієнт фільтрації, м/добу; C – емпіричний коефіцієнт, величина якого залежить від пористості:

$$C = 400 + 40(n - 26), \quad (5.11)$$

де n – пористість, %; d_{10}^2 – ефективний діаметр породи, мм; t° – температура води, $^\circ\text{C}$.

Формула Хазена застосовується тільки для пісків з чинним діаметром частинок від 0,1 мм до 3,0 мм і коефіцієнтом неоднорідності $C_u < 5$.

Варто зазначити, що в цей час емпіричні формули на практиці застосовуються тільки для наближеної попередньої оцінки фільтраційних властивостей ґрунтів, які потім потрібно уточнювати за допомогою лабораторних або польових випробувань.

Наприклад, результати фільтраційних досліджень ґрунтів, отримані з допомогою фільтраційних приладів, є значно більш точними, ніж знайдені за допомогою емпіричних формул. Під час лабораторних випробувань для визначення коефіцієнтів фільтрації незв'язних ґрунтів нерідко використовують прилад Дарсі (рис. 5.6). У вертикальному відкритому циліндрі з постійною площею поперечного перерізу D поміщають ґрунт (найчастіше пісок), який знизу підтримується сіткою. Вода надходить через кран зверху. Вода, що профільтрувалася через пісок, надходить у мірний посуд через розташовану внизу циліндра трубку. Після того як режим фільтрації стане сталим, вимірюють витрату води Q і фіксують показання п'єзометрів H_1 , H_2 , H_3 , приєднаних на різній висоті до бічної стінки циліндра в межах об'єму циліндра, що заповнений ґрунтом.

Таким чином, за сталого режиму швидкість фільтрації рідини в приладі Дарсі

$$V = Q/\omega = Q/\pi D^2, \quad (5.12)$$

де ω – площа поперечного перерізу циліндра; D – діаметр циліндра.

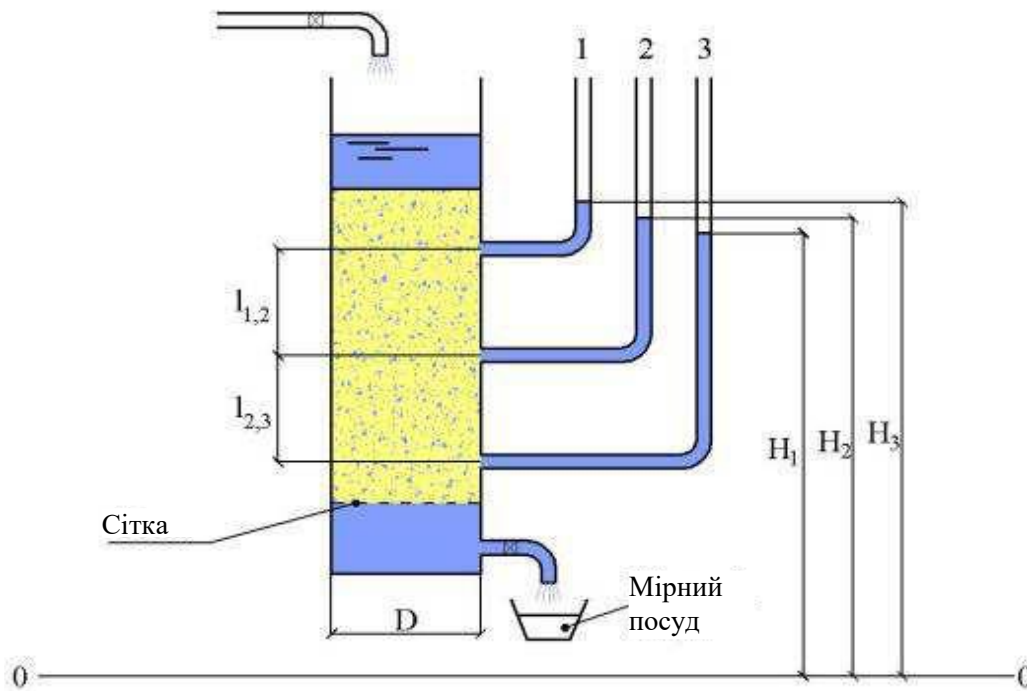


Рисунок 5.6 – Схема фільтраційного приладу Дарсі

Для визначення величини напірного градієнта в приладі Дарсі встановлюють кілька п'єзометрів. Для двох сусідніх п'єзометрів 1 і 2, що знаходяться на відстані $l_{1,2}$ один від одного, величина напірного градієнта може бути визначена за формулою:

$$I_{1,2} = \Delta H / l_{1,2} = (H_1 - H_2) / l_{1,2}, \quad (5.13)$$

де H_1 і H_2 – показання п'єзометрів 1 і 2; $l_{1,2}$ – відстань між п'єзометрами 1 і 2.

Величина коефіцієнта фільтрації, що визначається за формулою Дарсі, така $K = V / I_{cp}$, де I_{cp} – середній напірний градієнт, обчислений як середнє арифметичне градієнтів, визначених по всіх сусідніх п'єзометрах приладу Дарсі.

У більшості фільтраційних розрахунків для цілей будівництва, зокрема гідротехнічного, розглядаються сталий режим руху підземних вод, і тому потрібно визначення лише коефіцієнтів фільтрації. Під час тільки деяких з розрахунків також визначають параметри несталого руху. До розрахунків, які базуються тільки на коефіцієнтах фільтрації і не вимагають визначення параметрів несталого руху, належать:

- розрахунки припливу води в котловани та інші будівельні виїмки;
- розрахунки всіх протифільтраційних заходів і споруд: різних дренажів, протифільтраційних завіс, підземних контурів тощо;
- розрахунки фільтраційних втрат із водосховищ в обхід греблі і під нею;
- розрахунки для побудови сітки руху підземного потоку на ділянці греблі, зокрема, визначення напірних градієнтів фільтраційного потоку в нижньому б'єфі для неоднорідного пласта.

До основних параметрів фільтраційного потоку відносять також добуток потужності потоку m на його водопроникність K_{ϕ} , який називається водопровідністю потоку T , $m^2/\text{добу}$:

$$K_{\phi} \cdot m = T \text{ або } T = q / I, \quad (5.14)$$

де q – питома витрата підземного потоку, $m^2/\text{добу}$.

Коефіцієнт водопровідності характеризує одиничну (тобто на 1 м ширини потоку) витрату потоку підземних вод за напірного градієнта, що дорівнює одиниці.

У низці гідрогеологічних розрахунків, крім коефіцієнтів фільтрації гірських порід (грунтів), необхідні також параметри несталого руху – коефіцієнти рівнепровідності або п'єзопровідності. До таких розрахунків належать:

- розрахунок часу зниження рівня підземних вод під час роботи водознижувальних установок. Такі розрахунки виконують для порід середньої і низької водопроникності під час огороження великих і глибоких будівельних котлованів, що розташовані далеко від річок. Якщо ж такі котловани розташовані в породах добре проникних або поблизу річок, то розрахунки зазвичай роблять за формулами для сталого режиму фільтрації;

- визначення часу розвитку підпору ґрунтових вод для ділянок, на яких розрахунки за сталим рухом ведуть до висновку про підтоплення. Такі розрахунки проводять тільки в тому випадку, якщо визначення часу розвитку підпору має практичне значення;

- розрахунок тимчасових втрат із водосховищ на насичення берегів. Проводиться для малих річок з витратою менше $50 \text{ м}^3/\text{с}$ і в тих випадках, коли ухили ґрунтових вод у напрямку річок від берегів незначні або є ухил рівня води від річки вглиб берега;

- розрахунки дебіту водозабору, що експлуатує напірний водоносний горизонт на глибині кількох метрів.

У наведених випадках недооблік руху підземних вод у несталому режимі може призвести до суттєвих помилок у розрахунках. Наприклад, рівні підземних вод у водознижувальних свердловинах можуть опуститися нижче від мінімальної глибини всмоктування насосів; потужність прийнятого в проєкті водознижувального насосного обладнання може виявитися недостатньою тощо.

У безнапірних водоносних пластах нестала фільтрація характеризується коефіцієнтом рівнепровідності (a_y). Формула для визначення коефіцієнта рівнепровідності має вигляд

$$a_y = K_{\phi} h_{cp} / \mu, \quad (5.15)$$

де μ – водовіддача пласта під час його осушення, яка визначається як різниця між загальною пористістю та максимальною молекулярною вологоємністю, а h_{cp} – середня потужність фільтраційного потоку.

Величина коефіцієнта рівнепровідності для ґрунтових вод коливається зазвичай в межах 10^{-3} – 10^{-4} м²/добу.

Коефіцієнт п'єзопровідності (a) – це характеристика швидкості зміни напору в процесі несталого руху підземних вод. Його можна визначити шляхом ділення коефіцієнта водопровідності на водовіддачу пласта μ^* :

$$a = K_{\phi} m / \mu^*. \quad (5.16)$$

У напірних водоносних горизонтах водовіддача μ^* залежить від стисливості пласта і води. Вона визначається як зміна об'єму води на одиницю площі пласта під час підвищення або зниження напору в межах цієї площі на 1 м.

Коефіцієнт п'єзопровідності використовують у тих випадках, коли не можна нехтувати впливом пружних деформацій води та порід, що її уміщують, з метою запобігання значних спотворень розрахункових величин. Значення коефіцієнта п'єзопровідності для водоносних горизонтів, які використовують для водопостачання, коливаються зазвичай в межах 10^{-5} – 10^{-7} м²/добу.

Таким чином, величини коефіцієнта п'єзопровідності у багато разів перевищують значення коефіцієнта рівнепровідності. Це можна спостерігати, наприклад, за значно більшою швидкістю розвитку депресійної воронки в напірних пластах порівняно з безнапірними.

Контрольні запитання до розділу 5

1. Чому відбувається рух основної маси підземних вод?
2. Чим відрізняються інфільтрація і фільтрація?
3. Чим відрізняються ламінарний і турбулентний рухи води?
4. Яка різниця між вільним просочуванням і нормальною інфільтрацією?
5. Визначте поняття «фільтрація підземних вод».
6. Які бувають фільтраційні потоки?
7. Основний закон фільтрації.
8. Фізичний сенс коефіцієнта фільтрації.
9. Від чого залежить проникність гірських порід?
10. Які межі застосування закону Дарсі?
11. Що таке критична швидкість фільтрації?
12. Фільтрація у турбулентному режимі.
13. Визначте п'єзометричний напір.
14. Основні фільтраційні характеристики ґрунтів.
15. Фільтраційні розрахунки для цілей будівництва.
16. У яких розрахунках необхідні параметри несталого руху – коефіцієнти рівнепровідності або п'єзопровідності?

РОЗДІЛ 6 РЕЖИМ І БАЛАНС ПІДЗЕМНИХ ВОД

Режим підземних вод, відповідно до класичного визначення М. Е. Альтовського, – це «природно-історичний процес, який є окремими стадіями формування якісних і кількісних показників параметрів підземних вод, що відбуваються під впливом сукупності взаємодіючих і змінних чинників: кліматичних, гідрологічних, геологічних, ґрунтових, біогенних і штучних».

Іншими словами, режим підземних вод – це зміна в часі і просторі їхніх рівнів, хімічного і газового складу, температури, живлення і витрат. Цей процес відбувається під впливом природних і штучних чинників і може також супроводжуватися зміною гідравлічних ухилів потоку, швидкості і характеру фільтрації, в'язкості рідини, змінами бактеріологічного складу та інших характеристик підземних вод. Зміни рівня, температури та інших параметрів підземних вод зазвичай тісно пов'язані між собою і здебільшого відбуваються одночасно.

Балансом підземних вод називають співвідношення на певній ділянці території між надходженням води (прибуткова частина) і її витрачанням (видаткова частина) у кількісному вираженні, зазвичай в одиницях об'єму, за певний період часу: тиждень, місяць, рік тощо. Баланс підземних вод складають як для великих територій (місто, річковий басейн), так і для окремих ділянок (групові водозабори, масив зрошення сільськогосподарських культур, поля фільтрації стічних вод тощо).

Режим і баланс підземних вод тісно взаємопов'язані, і якщо перший відображає кількісні й якісні зміни підземних вод у часі, то другий – результати цих змін. Режим і баланс підземних вод у природних умовах формуються під впливом низки природних чинників. Основними з цих факторів є:

- кліматичні – кількість атмосферних опадів, інтенсивність випаровування, зміни температури;
- гідрологічні – морські припливи і відливи, коливання водності і рівнів річок, озер і боліт;
- геологічні – магматичні, сейсмічні й інші явища;
- біологічні – транспірація вологи рослинністю.

6.1 Режимоутворювальні чинники й умови. Типи режимів підземних вод

Режим підземних вод формується під впливом низки факторів природних та штучних.

Під *режимоутворювальними факторами* розуміють діючі природні і штучні процеси та явища, що визначають зміни в часі основних

гідродинамічних характеристик потоків підземних вод (напорів, швидкості, витрат), фізичних властивостей (температури, в'язкості тощо) і складу (хімічного, бактеріологічного, газового). Механізми і сила впливу цих факторів на режим підземних вод надзвичайно різні як за тривалістю впливу, так і за їхньою спрямованістю та інтенсивністю. Вплив одних факторів відбувається постійно і безперервно протягом тривалих геологічних епох, інші впливають протягом багаторічних періодів, а деякі фактори діють на підземні води протягом сезону, доби або епізодично випадковим чином.

Приклад класифікації режимоутворювальних факторів наведено в таблиці 6.1.

Таблиця 6.1 – Фактори формування режиму підземних вод (за В. С. Ковалевським)

Група	Фактори	Приклади
Екзогенні	Космічні	Сонячна активність, приливні сили Місяця та інших планет
	Метеорологічні	Атмосферні опади, температура і вологість повітря
	Геологічні	Денудація і ерозія
	Гідрологічні	Режим поверхневих вод (річки, озера, моря тощо)
	Біогенні	Вплив рослинності і живих організмів
	Штучні	Вплив господарської діяльності людини
Ендогенні	Геологічні	Епейрогеничні коливання земної кори, тектонічні рухи, сучасний вулканізм, землетруси

Ступінь впливу режимоутворювальних факторів на підземні води дуже різниться: у певних природних умовах один з них, або група факторів, є провідними, що надають основний вплив на формування режиму підземних вод, водночас інші – за інтенсивністю впливу відіграють малопомітну допоміжну роль.

Результати дії зазначених факторів залежать не тільки від інтенсивності прояву, характеру і масштабів самих процесів, але і, значною мірою, від режимоутворювальних умов.

Згідно з В. С. Ковалевським, під *режимоутворювальними умовами* розуміють природну обстановку, до якої належать: геологічна структура території, рельєф, будова гідрогеологічного розрізу, показники ємнісних і фільтраційних властивостей гірських порід тощо, яка, істотно не змінюючись в період спостережень, визначає характер і ступінь впливу режимоутворювальних факторів і тим самим обумовлює особливості режиму підземних вод.

Режим підземних вод, який формується, переважно під дією природних ендегенних і екзогенних режимоутворювальних факторів, називається непошкодженим або природним.

У разі значного впливу штучних режимоутворювальних факторів, прямо або побічно пов'язаних з різними видами інженерної та господарської діяльності людини, виникає штучний режим підземних вод, що називають також порушеним або антропогенним. При спільному впливі природних і, меншою мірою штучних чинників іноді виділяють слабо порушений режим підземних вод (природно-антропогенний).

Відповідно до поєднання режимоутворювальних факторів і умов виділяють такі природні непошкоджені типи режимів підземних вод:

1) *кліматичний тип*. Тут головними факторами є атмосферні опади і співвідношення температури та вологості повітря. Такий режим спостерігається на ділянках, віддалених від річок і озер і за невеликої глибини залягання рівня ґрунтових вод. Для таких умов характерне інтенсивне інфільтраційне живлення ґрунтових вод завдяки атмосферним опадам у весняний і осінній періоди, у результаті чого спостерігається підйом РГВ. Інтенсивність живлення залежить від геоморфології території, глибини положення РГВ, складу порід зони аерації і загалом зменшується з півночі на південь. У літній період спостерігається зміна весняного підйому спадом рівня, який відбувається в результаті підвищення випаровування і підземного відтоку за зменшення інфільтрації атмосферних опадів. В осінній та зимовий періоди спостерігаються періодичні підйоми рівня за випадання великої кількості опадів восени і за відлиги взимку;

2) *гідрологічний тип* режиму спостерігається на територіях, розташованих поблизу морів, а також водойм і водотоків на суші (озера, річки, водоймища). Тут головним чинником, що впливає на режим підземних вод, є поверхневі водойми. Коливання рівнів води в морі, річці або озері призводить через деякий час і в різному ступені до коливань РГВ. У паводковий період у

багатьох річках відбувається підвищення рівнів води, і живлення підземних вод відбувається завдяки річковим водам; у межень (низький рівень води) відбувається зворотний процес – розвантаження підземних вод у річку (рис. 6.1). У річках України зазвичай в межень відбувається розвантаження ґрунтових вод у відкриті водойми, а під час повені можливе поповнення ґрунтових вод завдяки паводковим річковим водам;

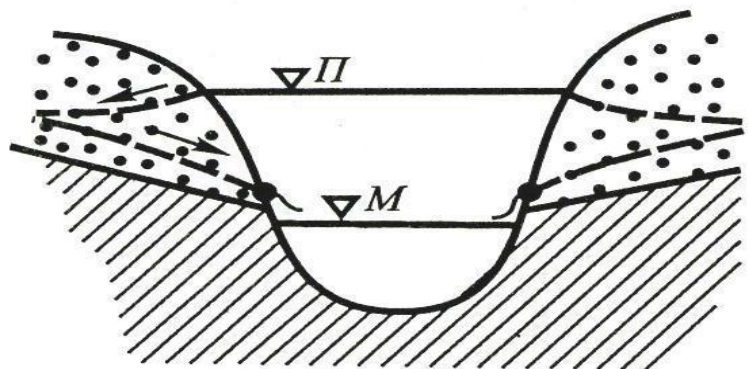


Рисунок 6.1 – Схема дії гідрологічного типу режиму підземних вод із періодами взаємного живлення в паводок (П) і розвантаження в межень (М) річкових і ґрунтових вод

3) *гідрогеологічний тип* режиму спостерігається на ділянках, віддалених від водойм і водотоків із відносно глибоким заляганням РГВ (7–10 м і більше). Аналогічний тип режиму спостерігається в міжпластових напірних і безнапірних підземних водах. Амплітуди коливань рівнів зазвичай протягом року незначні. Вони обумовлені різницею між підземним припливом і відтоком для безнапірних вод та зміною п'єзометричних рівнів в області живлення і області розвантаження для напірних вод;

4) *змішаний тип* режиму можна спостерігати на ділянках, де на підземні води періодично впливають кілька перелічених вище природних факторів приблизно однаковою мірою.

Залежно від складу досліджуваних і спостережуваних показників розрізняють три основних типи характеристик режиму підземних вод: гідродинамічні, що характеризують зміни рівнів, швидкостей і витрат потоків підземних вод; геотермічні, які відображають зміни температури підземних вод; гідрогеохімічні і гідробіологічні, що відображають зміни хімічного, газового і бактеріального складу підземних вод і якості води загалом.

За тривалістю змін елементів режиму підземних вод розрізняють: добовий, сезонний і багаторічний режими.

Добовий режим виражається, здебільшого, в коливаннях дзеркала ґрунтових вод, що залягають неглибоко, які обумовлені найчастіше добовими змінами фізичного випаровування і транспірації, котрі посилюються в денний час і зменшуються вночі. Це може викликати незначне нічне підвищення рівня і денне зниження. Добові коливання іноді можуть мати амплітуду до 10–15 см.

Сезонний режим обумовлений сезонними змінами метеорологічних факторів (атмосферні опади, температура, випаровування тощо), а також зміною водності річок. Варто зазначити, що також сезонний характер мають і деякі сільськогосподарські заходи. Наприклад, більшу частину поливів сільськогосподарських культур роблять влітку. Природна амплітуда сезонних коливань РГВ коливається від декількох сантиметрів (на вододілах і в степових і пустельних районах із глибоким заляганням ґрунтових вод) до 10–15 метрів у передгір'ях і в гравійно-галечникових відкладеннях поблизу гірських річок.

Для середньої частини України амплітуда (А) сезонних коливань рівня ґрунтових вод залежить від глибини їхнього залягання. І вона становить за глибини РГВ: до 2 м – А = 1–2 м, від 2 м до 10 м – А = 1,0–1,5 м; більше 10 м – А = 0,5–0,8 м. Максимальний рівень ґрунтових вод спостерігається в квітні і жовтні, а мінімальний – у серпні і лютому.

Багаторічний режим спостерігається протягом декількох років. Багаторічні коливання рівня підземних вод пов'язані зі змінами клімату і різними циклами опадів, випаровування, водності річок. Наприклад, багатоводні дощові роки, як і маловодні посушливі, нерідко повторюються 2–3 рази поспіль. Достатньо чітко фіксується 11-річний цикл, ймовірно, пов'язаний із сонячною активністю. Істотно на багаторічний режим впливає інженерно-господарська діяльність, яка передусім відбивається на режимі ґрунтових вод і напірних вод, що неглибоко залягають. Амплітуди коливань рівнів для багаторічного режиму і зміни хімічного складу води більш значні, ніж сезонні.

Амплітуди багаторічних коливань можуть досягати значних розмірів (до 5–10 м і більше). Дані багаторічного режиму підземних вод використовують для гідрогеологічних прогнозів.

Спостереження за режимом підземних вод роблять у штучних гірських виробках (зазвичай це свердловини, рідше – колодязі), які розкривають підземні води, а також на природних виходах підземних вод на поверхню у вигляді джерел.

Спостереження проводять шляхом регулярного випробування у вигляді виміру рівня води і її температури, відбору проб на хімічний аналіз, що виконується через певні проміжки часу. За можливості використовують

записувальні пристрої (рівнеміри тощо), які забезпечують безперервну реєстрацію змін заданої характеристики режиму. Результати спостережень мають вигляд таблиць режимних показників або хронологічних графіків. Характерний графік для сезонного режиму рівня ґрунтових вод наведено на рисунку 6.2.

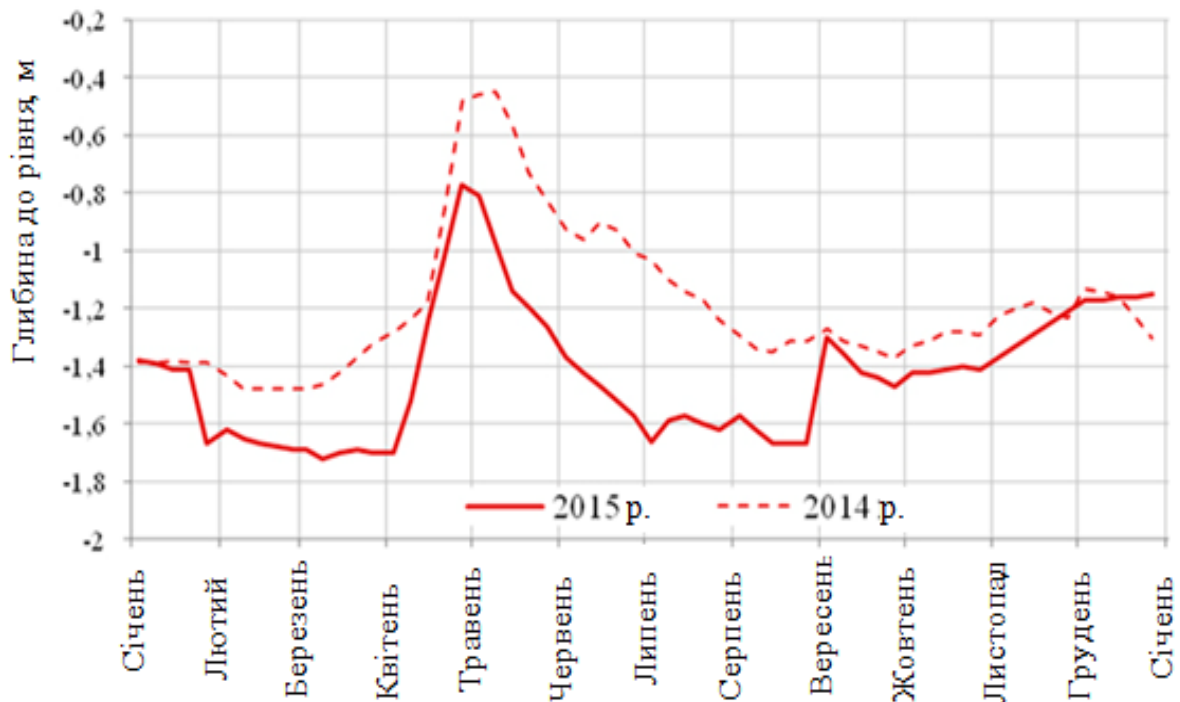


Рисунок 6.2 – Характерний графік коливань РГВ за сезонним режимом. Спостерігаються весняні та осінні максимуми, які пов’язані з весняним паводком й інтенсивними осінніми атмосферними опадами

Дані режимних спостережень широко використовуються для визначення прогнозного стану рівня ґрунтових вод на період тривалої експлуатації будівель і споруд, для оцінки фільтраційних і ємнісних параметрів водоносних горизонтів, які використовуються для водопостачання, під час досліджень закономірностей формування підземних вод, для вирішення питань водокористування та охорони підземних вод, і для інших інженерних розрахунків.

6.2 Баланс підземних вод у природних і порушених умовах

Балансом підземних вод називають співвідношення надходжень і витрат підземних вод на певній ділянці за деякий період часу.

Баланси підземних вод складають як для великих територій, наприклад, місто, район, масив зрошування, так і для окремих ділянок: мікрорайон, поле фільтрації або зрошення, ділянка групового водозабору тощо. Балансовими ділянками називають обмежені території, для яких проводяться визначення та розрахунки прибуткових і витратних складових підземних вод.

У природних непорушених умовах баланс формується під впливом природних режимоутворювальних факторів. Прибуткова частина балансу ґрунтових вод складається з таких основних компонентів: інфільтрації атмосферних опадів (W), конденсації водяної пари (K), надходження води завдяки фільтрації з поверхневих водойм – річок, озер, боліт (Φ) і підземного припливу (Π). Підземний приплив містить бічний приплив з сусідніх ділянок (Π_6) і перетікання з нижчих водоносних горизонтів (Π_n).

Компонентами видаткової частини балансу ґрунтових вод є такі: фізичне випаровування (B), транспірації води рослинністю (T) і підземний стік (C). Підземний стік (C) складається з бокового відтоку на сусідні ділянки (C_6) і перетікання в нижні водоносні горизонти (C_n).

Таким чином, баланс ґрунтових вод для цієї ділянки за деякий проміжок часу t має вигляд

$$W + K + \Phi + \Pi_6 + \Pi_n - B - T - C_6 - C_n = \pm \Delta Z, \quad (6.1)$$

де ΔZ – зміна запасів ґрунтових вод за час t .

Для ділянок, на яких проводяться режимні спостереження за рівнем ґрунтових вод,

$$\Delta Z = \pm \mu \Delta h, \quad (6.2)$$

де Δh – середня зміна рівня ґрунтових вод за час t ;

μ – коефіцієнт водовіддачі при негативному Δh або коефіцієнт нестачі насичення при Δh з плюсом.

Величина $\mu \Delta h$ є позитивною під час підйому рівня ґрунтових вод і негативна при його зниженні. Її зміни мають циклічний сезонний і багаторічний характер.

У разі перевищення приходу ґрунтових вод над витратою спостерігається підтоплення і навіть заболочування території, при зворотному співвідношенні складових балансу спостерігається зниження РГВ і осушення земель.

Для вирішення балансових рівнянь застосовують розрахункові та експериментальні методи. У розрахунках найчастіше використовують дані режимних спостережень; їхня обробка здійснюється за методом Г. Н. Каменського, заснованого на рішенні в кінцевих різницях рівнянь несталого руху ґрунтових вод. Під час експериментальних досліджень на

спеціальних балансових ділянках усі основні статті балансу ґрунтових вод визначають безпосереднім виміром, з використанням пловіографа, лізіметрів, випарних басейнів тощо.

За допомогою балансових розрахунків прогнозують можливі зміни рівня підземних вод, вивчають причини підтоплення або зневоднення територій, характеризують забезпеченість територій водними ресурсами, показники поповнення або виснаження запасів підземних вод й інші завдання. Вивчивши баланс підземних вод певної території, можна вживати заходів з регулювання їхнього режиму в потрібному напрямку.

Для забудованих територій в рівняннях водного балансу можуть з'являтися додаткові складові:

$$W + W_d + K + K_d + \Phi + П_б + П_n - B - T - C_б - C_n - ВП - Д = \pm \Delta Z, \quad (6.3)$$

де W_d – додаткова інфільтрація завдяки витокам із різних водних комунікацій (водопроводу, тепломереж, каналізації тощо), вбирання атмосферних опадів на ділянках штучної затримки поверхневого стоку, поливних вод та інших факторів;

K_d – додаткова конденсація водяної пари під фундаментами будівель, асфальтовими і бетонними покриттями;

ВП – витрата на водопостачання;

Д – витрата в дренажі.

Природно, що для кожної конкретної території баланс ґрунтових вод може включати не всі зазначені складові. Визначення величин складових водного балансу, що постійно змінюються, є доволі складним завданням, тому достовірні розрахунки балансу ґрунтових вод виконані тільки для дуже обмеженої кількості міських територій і промислових майданчиків.

Контрольні запитання до розділу 6

1. Визначення режиму підземних вод.
2. Визначення балансу підземних вод.
3. Назвіть фактори формування режиму підземних вод.
4. Що називають режимоутворювальними умовами?
5. Головні непошкоджені типи режимів підземних вод.
6. Які бувають режими за тривалістю змін елементів режиму підземних вод?
7. Прибуткова частина балансу ґрунтових вод.
8. Компоненти видаткової частини балансу ґрунтових вод.
9. Рівняння водного балансу для забудованих територій.

РОЗДІЛ 7 ІНФІЛЬТРАЦІЙНЕ ЖИВЛЕННЯ ГРУНТОВИХ ВОД У ПРИРОДНИХ УМОВАХ І НА ЗАБУДОВАНИХ ТЕРИТОРІЯХ

Інфільтраційне живлення є найважливішим активним чинником формування ґрунтових вод, що визначає положення їхнього рівня. Достовірна оцінка цієї величини необхідна для прогнозування змін гідрогеологічної обстановки з можливим розвитком несприятливих процесів; цей параметр використовується у всіх сучасних методиках прогнозів. Крім того, необхідність визначення величини інфільтраційного живлення виникає під час розробки заходів щодо інженерного захисту від підтоплення, насамперед, для розрахунків різних дренажів. Приблизна або недостовірна оцінка цієї величини призводить до того, що побудовані дренажні споруди не забезпечують надійного захисту від підтоплення або, що нерідко буває, реалізуються невиправдано дорогі варіанти таких споруд.

Складність визначення величини інфільтраційного живлення на територіях, що забудовують, полягає в тому, що тут практично неможливо застосувати найбільш надійні способи розрахунку шляхом розв'язання обернених задач за даними режимних спостережень за РГВ. У результаті проведення режимних спостережень на ще не забудованій території можна отримати характеристику природних гідрогеологічних умов і, відповідно, величину природного інфільтраційного живлення. Водночас у результаті забудови і подальшої експлуатації території відбуваються докорінні зміни природної обстановки зазвичай зі збільшенням інфільтрації і можливим розвитком несприятливих процесів (підтоплення, збільшення вологості ґрунтів тощо).

Аналогічна ситуація спостерігається в зонах реконструкції забудови, де раніше склався стійкий природно-техногенний режим ґрунтових вод. Змінюються техногенні умови, і в цьому випадку неправомірне використання значень інфільтраційного живлення, розрахованого за матеріалами раніше виконаних на цій території режимних спостережень. Водночас прогноз можливого підтоплення та основні проєктні рішення щодо захисту територій мають бути зроблені ще перед початком будівництва або реконструкції, оскільки профілактичні заходи значно дешевше, ніж ті, які проводяться на вже підтопленій території. Необхідна для цих прогнозів і розрахунків величина живлення може бути отримана під час дослідження ділянки-аналога, близького за геологічною будовою, гідрогеологічними, геоморфологічними і топографічними умовами, за характером забудови, особливостями будівництва і експлуатації водних комунікацій й іншими характеристиками.

7.1 Природні складові інфільтраційного живлення

Під природними складовими живлення ґрунтових вод на міських територіях розуміють компоненти, що діють і в природному стані, не порушеному господарською діяльністю людини. Це, насамперед, інфільтрація атмосферних опадів і процеси випаровування. У природному середовищі дію цих двох чинників збалансовано, у результаті чого в природних умовах спостерігається стійкий гідрогеологічний режим.

У результаті господарського освоєння території дія деяких природних чинників інтенсифікується, а деякі послаблюються, і це викликає порушення природного гідродинамічного режиму й утворення нового природно-техногенного режиму, а також балансу підземних вод. Обсяг інфільтраційного живлення після забудови території зазвичай збільшується. Це відбувається у зв'язку зі збільшенням величин прибуткових складових балансу ґрунтових вод і зменшенням витратних. Зазначимо такі основні фактори:

- посилення інфільтрації атмосферних опадів завдяки порушенню природного залягання ґрунтів зі зростанням їхньої проникності в період будівництва під час влаштування котлованів, траншей, зрізання ґрунтово-рослинного шару;

- перерозподіл поверхневого стоку, нерідко з утворенням місць із посиленою інфільтрацією;

- загальне підвищення вологості ґрунтів зони аерації на забудованих територіях і, як наслідок, збільшення швидкості інфільтрації;

- інфільтрація взимку на відталих або взагалі не замерзаючих ділянках ґрунту поблизу теплотрас і фундаментів будівель;

- збільшення конденсації пароподібної вологи поблизу фундаментів.

Зменшення витратних складових балансу ґрунтових вод на забудованих територіях обумовлено такими причинами:

- зменшенням випаровування внаслідок улаштування в містах практично вологонепроникних покриттів (будівлі, споруди, асфальтовані поверхні);

- зменшенням транспірації на забудованих територіях порівняно з природними умовами;

- зниженням бічного відтоку внаслідок ліквідації природних дрен (засипка ярів, балок).

Методи визначення живлення ґрунтових вод у природних умовах досліджені достатньо детально цілою низкою авторів. Більшість із способів оцінки елементів балансу були розроблені для оцінки саме величини живлення.

Найбільш надійно величину природного живлення можна визначити за даними режимних спостережень на ділянці-аналогі, вільній від забудови.

7.1.1 Інфільтрація атмосферних опадів

Для кількісної оцінки інтенсивності інфільтрації атмосферних опадів до рівня ґрунтових вод виконаємо таку схематизацію цього процесу.

Атмосферні опади, що випали на поверхню землі інтенсивністю (ω_{ao}), розділяються на два потоки: один з них стікає по поверхні землі, утворюючи поверхневий стік ($\alpha \omega_{ao}$), де α – коефіцієнт поверхневого стоку. Цей потік надалі відводиться за допомогою дощової каналізації або природних водотоків. Інший потік – інфільтрація через поверхню ($\omega_n = (1 - \alpha) \omega_{ao}$) потрапляє через поверхню землі в зону аерації. Далі частина потоку затримується в зоні аерації і витрачаються на збільшення вологості ґрунтів ($\omega_{за}$), а інша частина ($\omega_{гв}$) досягає РГВ і є власне величиною інфільтрації, яка живить ґрунтові води. Таким чином:

$$\omega_{гв} = \omega_n - \omega_{за} = (1 - \alpha) \omega_{ao} - \omega_{за}. \quad (7.1)$$

Схема інфільтрації, описувана цим рівнянням, наведена на рисунку 7.1.

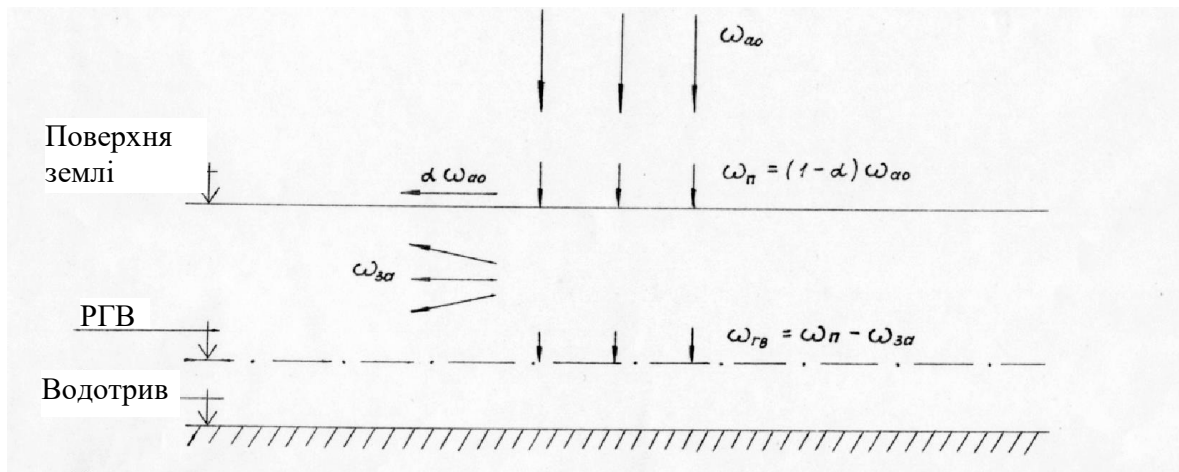


Рисунок 7.1 – Схема інфільтраційного живлення ґрунтових вод завдяки атмосферним опадам

Якщо з величини $\omega_{гв}$ відняти витрати ґрунтових вод на випаровування, то отримаємо загальну структуру інфільтраційного живлення як на забудованій, так і незабудованій території.

Їхня відмінність полягатиме тільки в значеннях параметрів, тобто на забудованій території інфільтраційне живлення завдяки природним складовим визначається як:

$$\omega_e + \Delta\omega_e = (1 - \alpha) \omega_{ao} - \omega_{за} - u; \quad (7.2)$$

на незабудованій території:

$$\omega_e = (1 - \alpha_e) \omega_{ao} - \omega_{за} - u_e, \quad (7.3)$$

де α_e – коефіцієнт поверхневого стоку в природних умовах.

Віднімаючи з першого рівняння друге, отримуємо формулу для визначення додаткового інфільтраційного живлення завдяки зміни природних компонентів через забудову:

$$\Delta\omega_e = (\alpha_e - \alpha) \omega_{ao} - \Delta u, \quad (7.4)$$

де Δu – зміна випаровування у зв'язку з дією екрануючого ефекту забудови.

В інженерних розрахунках інфільтраційного живлення для прогнозів підтоплення та розрахунків дренажу величину ω_{ao} вважають зазвичай рівною середньо багаторічній сумі атмосферних опадів за рік. Такі дані для різних районів наводяться в довідковій гідрометеорологічній літературі. Річна кількість опадів для деяких міст України наведена в таблиці 7.1.

Таблиця 7.1 – Середньо багаторічні значення річної кількості атмосферних опадів для деяких міст України

Місто	Кількість атмосферних опадів	
	мм/рік	м/добу
Київ	610	$1,67 \times 10^{-3}$
Чернігів	538	$1,47 \times 10^{-3}$
Харків	528	$1,45 \times 10^{-3}$
Полтава	485	$1,33 \times 10^{-3}$
Одеса	374	$1,03 \times 10^{-3}$
Херсон	354	$9,7 \times 10^{-4}$

Значення коефіцієнтів поверхневого стоку α з досліджуваної території за тривалий період часу (рік, сезон) визначають за формулою:

$$\alpha = 0,6 (\alpha_1 f_1 + \alpha_2 f_2 + \dots + \alpha_n f_n) / F, \quad (7.5)$$

де $\alpha_1, \alpha_2 \dots \alpha_n$ – коефіцієнти поверхневого стоку окремих поверхонь, наведені в таблиці 7.2;

$f_1, f_2 \dots f_n$ – площі окремих поверхонь у межах досліджуваної території, м²;

F – загальна площа цієї території, м².

Множник 0,6 введений для перерахунку максимального коефіцієнта стоку в середньорічний.

Таблиця 7.2 – Значення коефіцієнтів поверхневого стоку окремих поверхонь

Вид поверхні	Коефіцієнт поверхневого стоку, α
Покрівлі й асфальтобетонні поверхні доріг	0,95
Брущаті мостові і чорні щебеневі покриття доріг	0,6
Бруківки	0,45
Щебеневі покриття, що не оброблені в'язучими матеріалами	0,4
Гравійні садово-паркові доріжки	0,3
Сплановані ґрунтові поверхні	0,2
Газони	0,1

Для ґрунтових не спланованих поверхонь коефіцієнт стоку можна приймати рівним нулю.

За відсутності даних про площі і характер покриттів на досліджуваній території допускається використання річних і сезонних значень коефіцієнтів поверхневого стоку, наведених у таблиці 7.3.

Таблиця 7.3 – Середні сезонні і річні значення коефіцієнтів поверхневого стоку

Територія	Зимово-весняний період	Літньо-осінній період	Середньорічне значення
Стара забудова	0,28	0,25	0,26
Багатоповерхова забудова	0,26	0,24	0,25
Індивідуальна забудова	0,22	0,05	0,09
Зона бульварів	0,64	0,00	0,18
Все місто	0,34	0,1	0,16

Для промислових майданчиків можна приймати значення $\alpha = 0,3-0,35$, а за дуже щільну забудову і достатку сильних дощів $\alpha = 0,35-0,45$.

7.1.2 Випаровування ґрунтових вод

Випаровування ґрунтових вод помітно впливає на загальну величину інфільтраційного живлення лише при близькому заляганні ґрунтових вод до поверхні землі.

Якщо рівень ґрунтових вод на ділянці до забудови знаходився глибоко – нижче значення глибин, випаровування з яких дуже мале (зазвичай це 3–4 м), то тоді випаровування можна не враховувати. Але в тих випадках, коли в природних умовах ґрунтові води розташовуються близько до поверхні землі (під час освоєння заплав річок, на штучно намитих територіях тощо), випаровування до забудови може становити суттєву частину балансу ґрунтових вод. Під час розрахунків дренажу для цих територій величина випаровування буде входити в обсяг величини інфільтраційного живлення як прибуткова складова, бо в результаті зниження природного високого РГВ, вода, яка раніше витрачалася на випаровування, тепер буде відводитися за допомогою дренажу. Аналогічно потрібно враховувати припинення випаровування за осушення підтопленої міської території. Але в цьому випадку під час розрахунку величини випаровування до початку забудови варто враховувати екрануючий ефект – зниження випаровування внаслідок наявності непроникних покриттів (будівель, асфальтобетонних поверхонь тощо).

Інтенсивність випаровування в природних умовах (u_e) може бути апроксимована залежністю, запропонованою С. Ф. Авер'яновим (1956):

$$u_e = U_0 (1 - z_e/z_{кр})^n, \quad (7.5)$$

де U_0 – максимально можливе випаровування в цих кліматичних умовах (випаровуваність);

z_e – природна глибина РГВ, м;

$z_{кр}$ – критична глибина РГВ, м;

n – показник ступеня, що залежить від геологічної будови зони аерації, змінюється від 1 до 3, найчастіше приймають $n = 2$.

Критична глибина, з якою випаровування практично припиняється, визначається наближено за емпіричною формулою В. А. Ковди (1946):

$$z_{кр} = (170 + 8t), \text{ см}, \quad (7.6)$$

де t – середньорічна температура повітря, °С.

Зменшення випаровування завдяки забудові території можна врахувати за допомогою коефіцієнта екрануючого ефекту (K_e):

$$K_e = (F - F_n) / F, \quad (7.7)$$

де F – загальна площа території, m^2 ;

F_n – площа непроникних для випаровування покриттів (будівлі, асфальтовані і бетоновані поверхні тощо), m^2 .

Величину зміни випаровування у зв'язку з забудовою (Δu) можна оцінити, використовуючи модифікацію формули С. Ф. Авер'янова:

$$\Delta u = U_0 [\delta K_e (1 - z/z_{кр})^n - \delta (1 - z_e/z_{кр})^n], \quad (7.8)$$

де δ – коефіцієнт, що враховує припинення випаровування нижче критичної глибини: $\delta = 0$, якщо z (або z_e) $> z_{кр}$; $\delta = 1$, якщо z (або z_e) $< z_{кр}$.

Залежності випаровування в природних умовах від глибини РГВ наведені в цілій низці робіт. Приклад такої залежності для території України наведено в таблиці 7.4.

Таблиця 7.4 – Значення величини випаровування в природних умовах України (за даними Ю. А. Чирви, Н. Е. Барщівського, 1982)

Глибина рівня грунтових вод, м	Величина випаровування ґрунтових вод			
	Південні райони		Центральні і східні райони	
	мм/рік	м/добу	мм/рік	м/добу
0,5	1 056	$2,9 \times 10^{-3}$	730	$2,0 \times 10^{-3}$
1,0	574	$1,6 \times 10^{-3}$	468	$1,3 \times 10^{-3}$
2,0	40	$1,1 \times 10^{-4}$	33	$9,0 \times 10^{-5}$
3,0	11	$3,0 \times 10^{-5}$	9	$2,5 \times 10^{-5}$
4,0	8	$2,2 \times 10^{-5}$	6	$1,6 \times 10^{-5}$
5,0	5	$1,4 \times 10^{-5}$	4	$1,1 \times 10^{-5}$
6,0	2	$5,5 \times 10^{-6}$	2	$5,5 \times 10^{-6}$
7,0	0	0	0	0

Дані про величину випаровуваності для різних кліматичних зон містяться в довідковій гідрометеорологічній літературі.

7.2 Техногенні складові інфільтраційного живлення

Техногенними складовими величини живлення ґрунтових вод на міських територіях передусім є безпосередні витоки з водних комунікацій. Під час

кількісної оцінки живлення завдяки витокам рекомендується враховувати всі елементи водних інженерних систем: джерела, головні споруди, комунікації і мережеві споруди. Необхідно розглядати системи господарсько-питного та промислового водопроводу, водооборотних промислових систем, побутової та промислової, а також дощової каналізації, тепломереж, споруди типу басейнів, резервуарів, градирень тощо.

На території зон житлової забудови додаткова інфільтрація води в ґрунт обумовлена витокami з таких елементів систем:

- у господарсько-питному водопроводі – головні споруди (водозабірні вузли з резервуарами), мережеві споруди (регульовальні вузли з резервуарами, насосні другого підйому), комунікації;

- у побутовій каналізації – мережеві споруди (насосні станції з резервуарами), комунікації;

- у дощовій каналізації – мережі і ставки-відстійники на гирлових ділянках;

- у тепломережах – комунікації.

На території промислових підприємств додаткова інфільтрація води в ґрунт обумовлена витокami з таких елементів систем:

- господарсько-питний водопровід – мережі і регульовальні ємності;

- промислове водопостачання – водотоки, мережі;

- промислові оборотні системи – водосховища, бризкальні басейни, градирні, резервуари, насосні станції, комунікації;

- побутова і промислова каналізація – збірні і регульовальні ємності, очисні споруди, включаючи мулові майданчики, хвістосховища, мережі;

- дощова каналізація – комунікації, ставки-регулятори, ставки-відстійники;

- теплопостачання – комунікації, гідрозоловідвали ТЕС, елементи оборотних систем.

Тільки наведений вище простий перелік можливих джерел витоків на міських територіях показує велику складність обліку втрат води з комунікацій і споруд, особливо на території промислових підприємств.

Для розрахунку додаткової інфільтрації завдяки витокам на міських територіях може бути прийнята така спрощена схема, яка обумовлена системою обліку води, що склалася в цей час. Здебільшого облік води здійснюється:

- у місцях водозабору;

- під час реалізації води споживачам;

- на очисних спорудах міст.

Відповідно до цього обсяг втрат із водопроводу (Q_B) можна приблизно оцінити як різницю між обсягами води, реалізованої споживачам (W_1) і взятої з підземних або поверхневих джерел водопостачання (W):

$$Q_B = W - W_1. \quad (7.9)$$

Витоки з систем водовідведення (каналізації) (Q_K) можуть бути приблизно рівні різниці обсягів води, відпущеної споживачам (W_1) і тієї, що надійшла на очисні споруди (W_2), за вирахуванням також безповоротних втрат ($U_{бв}$) і вод поверхневого стоку, що проникають у каналізаційні мережі (ϵ):

$$Q_K = W_1 - W_2 - U_{бв} - \epsilon. \quad (7.10)$$

7.2.1 Витоки з систем водопостачання

На витоки з водопровідних мереж, вода в яких знаходиться під тиском, припадає найбільш значна частина техногенного інфільтраційного живлення. До витоків з водопровідних мереж належать такі:

- витоки з магістральних водоводів, обладнання та споруд на них;
- втрати води під час аварій трубопроводів;
- витоки з внутрішньоквартальних та внутрішньобудинкових мереж (у підвалах будинків);
- витоки з водорозбірних колонок і пожежних гідрантів.

Найзначнішу частину становлять витоки перших двох видів, які можуть складати до 14 % від загального обсягу водоспоживання. А за даними Р. А. Смирнова, для міста з новими основними підземними комунікаціями витоки дорівнюють 15–18 % від водозабору; так само, з підземними комунікаціями, експлуатованими до 50 років – 18–30 %; від 50 до 100 років – 30–50 %.

Проблема скорочення втрат води з водопровідних мереж гостро постає у всьому світі; цьому питанню постійно приділяється увага на міжнародних конгресах з водопостачання. За відомостями зарубіжних фахівців втрати з системи водопостачання в Фінляндії складають в середньому 18 %, а в деяких містах – 34 %; у США – 30 % у старих і 10 % у нових системах. Зниження втрат до 5 % навіть вважається економічно недоцільним, оскільки витрати на виявлення і ліквідацію таких втрат вище, ніж витрати на виробництво і транспортування невеликих неоплачених обсягів води.

Згідно з доповіддю американської асоціації водопостачання, витoki води складають у середньому 2,35–7,05 м³/добу на 1 км водопровідної мережі. Ці цифри можуть бути використані для визначення мінімального внеску витоків у величину інфільтраційного живлення за гарної роботи водопровідних мереж. Реальні витoki з систем водопостачання нерідко значно перевищують мінімальні.

Автором цього розділу були проаналізовані та узагальнені дані про роботу систем водопостачання 33 міст України за формами державної звітності. Розглянуті міста були розділені на чотири категорії за чисельністю населення, і виявилось, що інтенсивність експлуатації водопровідних мереж (відношення водозабору до довжини мережі, W/L_B) у великих містах істотно більше, відповідно, більше тут і частка витоків від загального водозабору й особливо питомі витoki на 1 км водопровідних мереж.

Значення частки витоків від водозабору W коливаються від 2,4 % до 11,6 % і складають у середньому 6,3 %. Якщо розділити загальний обсяг витоків (Q_B , м³/добу) на довжину водопровідних мереж (L_B , км), отримуємо питомі витoki на 1 км (q_B , м³/добу · км). Цей показник коливається в широких межах – від 1,9 м³/добу · км (м. Охтирка) до 48,6 м³/добу · км (м. Запоріжжя), і в середньому становить 16,6 м³/добу · км. Узагальнені результати наведені в таблиці 7.5.

Таблиця 7.5 – Витoki води з систем водопостачання міст України (за даними В. Ю. Єгупова)

Категорія міста за кількістю населення	Населення, тис. осіб	Середня інтенсивність експлуатації мереж, W/L_B , тис. м ³ /добу · км	Середні витoki від водозабору, β_B , %	Питомі витoki на 1 км мережі, q_B , м ³ /добу · км
I	> 800	0,49	7,9	39,3
II	300–800	0,35	6,3	21,2
III	100–300	0,21	6,0	12,4
IV	< 100	0,12	3,6	4,0
Середнє для всіх міст			6,3	16,6

Частка витоків від загального обсягу водозабору в великих містах загалом вище, ніж у середніх і малих. Це пов'язано з тим, що термін експлуатації водопровідних мереж у великих містах більше, ніж у малих, і навантаження на них також більше.

Встановлено, що існує пряма залежність між величиною питомих втрат на 1 км водопровідної мережі (q_v) й інтенсивністю її експлуатації (W/L_v). На рисунку 7.2 подані фактичні дані для 33 міст України та апроксимація цієї залежності за допомогою лінійної функції $q_v = 0,063 W/L_v$.

За допомогою отриманої залежності, знаючи обсяг водозабору і довжину водопровідної мережі, можна прогнозувати ймовірний обсяг витоків із водопроводу.

Таким чином, внесок витоків із водопроводу в величину інфільтраційного живлення ω_v , на міській території площа F , m^2 , якщо відома довжина мережі L_v , км, або загальний обсяг водозабору W , $m^3/доду$, можна визначити за формулами:

$$\omega_v = q_v L_v / F \quad (7.11)$$

або

$$\omega_v = \beta_v W / F. \quad (7.12)$$

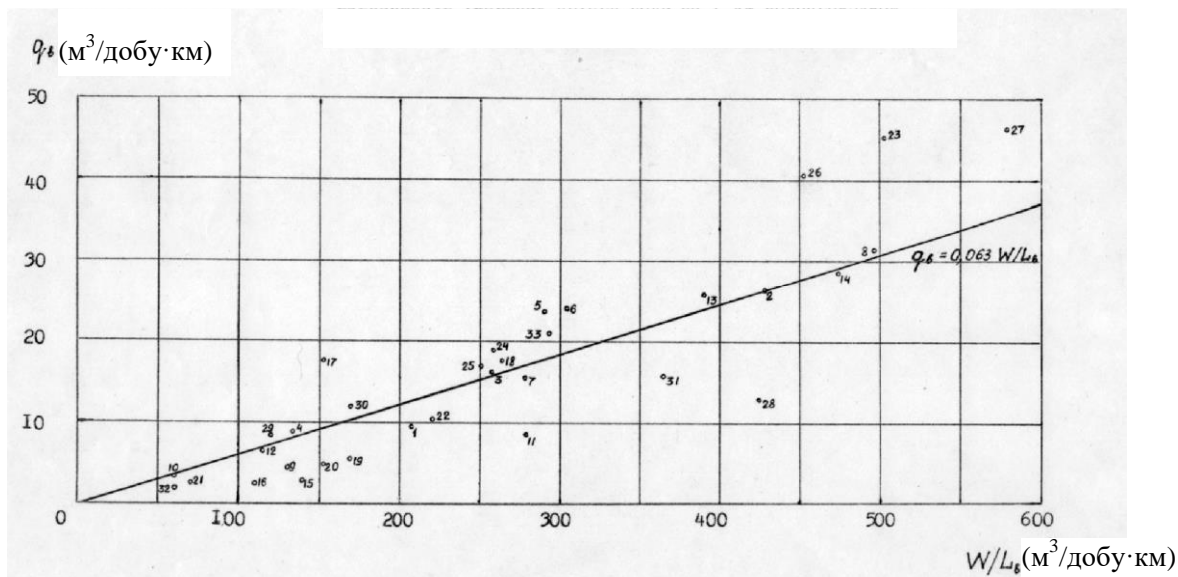


Рисунок 7.2 – Залежність витоків від інтенсивності експлуатації водопровідних мереж

Орієнтовно значення коефіцієнтів q_v і β_v можна визначити за таблицею 7.5 залежно від населення міста.

За відсутності відомостей про довжину водопровідних мереж для наближених розрахунків можуть бути використані дані про щільність їхнього розміщення на міській території (табл. 7.6).

Таблиця 7.6 – Середня щільність водопровідних мереж на міських територіях (за методичними вказівками щодо прогнозів підтоплення УкркомунНДІ проект, 1985)

Вид забудови	Щільність мереж, км / га
Житловий район	0,3–0,35
Мікрорайон	0,2–0,28
Території промислових зон	0,12

7.2.2 Витоки з систем водовідведення

Істотний внесок в обсяг техногенної інфільтрації роблять витоки стічних вод, які відбуваються внаслідок природного старіння і руйнування трубопроводів, а також недостатньо високої якості виконання будівельних робіт (погане закладення стиків, неправильне укладання трубопроводів тощо). За деякими даними, витоки з каналізації можуть становити до 90 % обсягу техногенної інфільтрації.

Для міста в цілому витоки стічних вод (Q_k) можна приблизно оцінити за такою залежністю:

$$Q_k = W_1 - W_2 - U_{бв} - \varepsilon, \quad (7.13)$$

де W_1 – обсяг водоспоживання;

W_2 – обсяг стічних вод;

$U_{бв}$ – безповоротні втрати (витрачаються на випаровування);

ε – обсяг природних вод, що проникають у каналізацію.

Обсяги споживання населенням реєструються під час реалізації води, обсяг стічних вод – на очисних спорудах. Для кількісної оцінки величини додаткової інфільтрації завдяки витокам стічних вод нами були зібрані і проаналізовані дані про роботу систем каналізації 33 міст України. Узагальнені результати наведені в таблиці 7.7.

Таблиця 7.7 – Витоки води з систем водовідведення населених пунктів України (за даними В. Ю. Єгупова)

Категорія міста за кількістю населення	Населення, тис. осіб	Частка витоків від подачі води, β_v , %	
		Інтервал значень	Середнє
I	> 800	11,6–21,7	16,1
II	300–800	7,3–26,2	19,7
III	100–300	-14,2–37,7	
IV	< 100	15,8–71,0	

Як видно з цієї таблиці, розкид значень витоків збільшується зі зменшенням населення міста. Високі значення втрат стічних вод у розмірі 40–70 % для міст із населенням менше 100 тис. осіб не варто ототожнювати з витокami безпосередньо з трубопроводів. Ці цифри вказують на наявність в цих містах великої кількості районів з індивідуальною забудовою, де є водопровід, а каналізація відсутня. Для таких районів формула для розрахунку обсягу втрат стічних вод на інфільтрацію набуває вигляду

$$Q_k = W_1 - U_{\text{бп}}, \quad (7.14)$$

тобто обсяг стічних вод, що витрачаються на інфільтрацію, дорівнює обсягу водоспоживання за вирахуванням безповоротних втрат. Безповоротні втрати становлять у середньому 6 % від водоспоживання: $U_{\text{бп}} = 0,06 W_1$.

У великих містах частка районів, де відсутня каналізація в загальному балансі системи водопостачання / водовідведення, значно менше, ніж у невеликих містах, тому значення втрат тут близькі між собою (12–22 %). Середня величина – 16 % від загальної подачі води споживачам може з деяким запасом характеризувати власне витоки з каналізаційних систем. Ці цифри рекомендується використовувати для оцінки витоків стічних вод для міста загалом або для великих районів за змішаною багатоповерховою та індивідуальною забудовою. Зокрема така забудова характерна для зон реконструкції.

Крім витоків з каналізаційних систем, спостерігається і зворотний процес – проникнення природних вод (грунтових, дощових та паводкових) у каналізаційні безнапірні трубопроводи.

У разі залягання каналізації нижче рівня ґрунтових вод, що спостерігається на підтоплених територіях, вона має дренажний вплив на ґрунтові води. Природні води потрапляють у каналізацію внаслідок негерметичності трубопроводів, обумовленої пористістю тіла керамічної труби, поганого закладення стиків, а також через оглядові колодязі. Обсяг стічних вод під час дощів і повеней збільшується на 10–60 %, а в окремих випадках досягає 100 %. Середньорічне перевищення обсягу стічних вод завдяки природним водам становить 20 %, тобто $\varepsilon = 0,2 W_2$.

Як видно з таблиці 7.5, абсолютні і відносні значення витоків (у відсотках від подачі води) коливаються в достатньо широких межах. Більше того, у деяких випадках ці значення мають від’ємну величину (для міст Чернігів, Черкаси та Павлоград). У цих містах обсяг води, що надходить на очисні споруди, значно перевищує величину не тільки водоспоживання, але і водозабору. Цей факт вказує на те, що в каналізаційній мережі цих міст потрапляють обсяги природних вод значно більші, ніж 20 % від стоку, тобто тут каналізація виконує функції дренажу.

Залежно від матеріалу труб і їхніх діаметрів питомі витокі можуть коливатися в широких межах: від 7 м³/добу до 116 м³/добу на 1 км. Середні узагальнені дані за витокими, а також щільності каналізаційних мереж на міських територіях подано в таблиці 7.8.

Таблиця 7.8 – Середні значення питомих витоків і щільності розміщення каналізаційних мереж (ЦНДП містобудування)

Вид забудови	Питомі витокі q_k , м ³ /добу · км	Щільність мереж L_k/F , км/га
Житловий район	до 80	0,2–0,25
Мікрорайон	до 30	0,2–0,25
Промислові зони		0,11

Таким чином, для оцінки додаткової інфільтрації завдяки витокам з каналізаційних мереж (ω_k) можна використовувати формулу

$$\omega_k = \beta_k W/F, \quad (7.15)$$

де W – подача води (м³/добу) на територію площею F (м²);

β_k – безрозмірний коефіцієнт, що характеризує обсяг витоків.

Якщо залягання каналізаційної безнапірної мережі нижче РГВ $\beta_k = 0$, тобто витоки не відбуваються; для міста загалом і великих районів зі змішаною забудовою $\beta_k = 0,16$.

Якщо відома довжина каналізаційних мереж L_k , то витоки стічних вод можна визначити за формулою:

$$\omega_k = q_k L_k / F, \quad (7.16)$$

де q_k – питомі витоки на 1 км довжини мережі;

L_k/F – щільність каналізаційних мереж.

Орієнтовні значення q_k і L_k/F наведені в таблиці 7.7.

7.2.3 Витоки з систем тепlopостачання

Витоки з тепломереж мають менший обсяг, ніж витоки з водопроводу і каналізації. Це пов'язано з тим, що довжина тепломереж на території житлової забудови менша, ніж водопровідних і каналізаційних. У процесі експлуатації здійснюється контроль за тиском у тепломережі, що дозволяє оперативно реєструвати аварії і витоки, а потім усувати їх.

Крім того, на відміну від водопроводу і каналізації, системи опалення експлуатують тільки в холодний період року, протягом якого і відбуваються аварійні і систематичні витоки.

Якщо відома довжина тепломереж L_T на території площею F , то внесок витоків із тепломереж в обсяг інфільтраційного живлення можна визначити за формулою:

$$\omega_T = \gamma q_T L_T / F, \quad (7.17)$$

де γ – коефіцієнт, що залежить від тривалості опалювального періоду (для України в середньому $\gamma = 0,5$).

У першому наближенні витоки з тепломереж можна вважати рівними питомим витокам з водопроводу, тобто $q_T = q_v$ і приймати за таблицею 7.5. За відсутності відомостей про довжину тепломереж на досліджуваній території середню щільність теплотрас можна приймати за таблицею 7.6.

7.3 Рекомендації щодо оцінки інфільтраційного живлення для інженерних розрахунків

Перші рекомендації щодо величини інфільтраційного живлення на міських територіях були дані в 30-х роках ХХ століття П. Ф. Горбачовим:

у старих неупорядкованих містах – $3,46 \times 10^{-3}$ м/добу, за примітивного благоустрою – $1,29 \times 10^{-3}$ м/добу.

Для розрахунків дренажів у промисловому і цивільному будівництві С. К. Абрамовим рекомендувалися такі значення інфільтраційного живлення: у пісках $(2-5) \times 10^{-3}$; у легких суглинках і супісках – $(1-2) \times 10^{-3}$ м/добу.

Відомості про інфільтраційне живлення для деяких зарубіжних міст (Corlette, 1944) наведені в таблиці 7.9.

Таблиця 7.9 – Величини інфільтраційного живлення для деяких зарубіжних міст (Corlette, США)

Місто	Грунти	Атмосферні опади, мм/рік	Інфільтраційне живлення ω , м/добу
Мюнхен	Крупні піски	1 196	$2,13 \times 10^{-3}$
Амстердам	Дрібні піски	685	$7,7 \times 10^{-4} - 1,05 \times 10^{-3}$
Гаага	Дрібні піски	685	$1,07 \times 10^{-3}$
Тілбург	Дрібні піски	701	$8,6 \times 10^{-4}$
Брюссель	Піски з прошарками глини	701	$6,7 \times 10^{-4}$
Нью-Йорк	Крупні піски	1 193	$(1,0-1,3) \times 10^{-3}$

Як видно, за цими даними порядок величини інфільтраційного живлення переважно становить 10^{-3} м/добу. У більш пізніх роботах, починаючи з сімдесятих років ХХ століття, рекомендовані орієнтовні значення інфільтраційного живлення мають порядок 10^{-4} м/добу. Зокрема, в рекомендаціях ВНДІ ВОДГЕО для прогнозів підтоплення промислових майданчиків величина 2×10^{-3} м/добу зустрічаються тільки як верхня межа інфільтрації для майданчиків ТЕЦ (табл. 7.10).

Таблиця 7.10 – Величини інфільтраційного живлення для забудованих територій (рекомендації ВНДІ ВОДГЕО)

Характер забудови території	Середньорічна інтенсивність інфільтрації, м/добу
Теплові електростанції	$1 \times 10^{-4} - 2 \times 10^{-3}$
Металургійні заводи	$(3-5) \times 10^{-4}$
Хімічні, нафтохімічні і нафтопереробні заводи	$(1-2) \times 10^{-4}$
Гірничо-збагачувальні комбінати	$4 \times 10^{-5} - 7 \times 10^{-5}$
Міські території	$(5,2-5,8) \times 10^{-4}$

В. Є. Анпіловим на підставі узагальнення великої кількості розрахунків методом кінцевих різниць за створами режимних свердловин на забудованих територіях наводяться значення величин інфільтраційного живлення для умов розвитку лесоподібних ґрунтів (табл. 7.11).

Таблиця 7.11 – Величини інфільтраційного живлення для забудованих територій (за В. Є. Анпіловим, 1984)

Характер забудови території	Середньорічна інтенсивність інфільтрації, м / добу
Міська селітебна	$(1,8-5) \times 10^{-4}$
Цементні заводи	$(3-6) \times 10^{-4}$
Коксохімічні заводи	$(5-8) \times 10^{-4}$
Гірничо-збагачувальні комбінати	$(4-7,5) \times 10^{-4}$

Автором цього розділу були узагальнені результати експериментальних визначень величини інфільтраційного живлення на міських селітебних територіях і промислових майданчиках; ці дані наведені в таблиці 7.12.

Таблиця 7.12 – Результати експериментальних визначень величини інфільтраційного живлення для забудованих територій

Територія міста або промислового майданчика	Спосіб визначення	Величина інфільтраційного живлення, м / добу
Селітебні території		
Дніпро	Моделювання	$(6,2 - 6,8) \times 10^{-4}$
Харків	Аналітичний	$(1,4 - 4,8) \times 10^{-3}$
Кривий Ріг	МКР по 11 створах	$3,1 \times 10^{-4}$
Нікополь	МКР	$6 \times 10^{-4} - 1,65 \times 10^{-3}$
Слов'янськ	МКР	$0 - 8,2 \times 10^{-4}$
Новосибірськ	МКР по 4 створах	$(1,4 - 1,6) \times 10^{-3}$
Новочеркаськ	Балансовий	$6,8 \times 10^{-5} - 4 \times 10^{-4}$
Миколаївка, Казахстан	МКР	$(3 - 6) \times 10^{-4}$
Атирау, Казахстан	МКР по 3 балансових ділянках	$5,76 \times 10^{-4}$
Міста Узбекистану	Моделювання	$(5,5 - 8,2) \times 10^{-4}$
Промислові майданчики		
ВО «Атоммаш»	МКР	$2 \times 10^{-3} - 1,2 \times 10^{-2}$
Балхашський ГЗК	МКР по 2 створах	$4,5 \times 10^{-5} - 1,2 \times 10^{-2}$
Невиномиський хімкомбінат	МКР по 11 «конвертах»	2×10^{-3}
Орловський рудник	МКР по 1 «конверту»	5×10^{-4}
Придонський комбінат мінеральних добрив	Аналітичний	$1,5 \times 10^{-4}$
Хімкомбінат м. Навої	Аналітичний	$4,7 \times 10^{-3}$
Промзона міста Дніпра	Моделювання	$(4,8 - 7,2) \times 10^{-4}$
Новочеркаський хімкомбінат	Балансовий	3×10^{-4}
Новочеркаськ, підприємства машинобудування	Балансовий	$1,4 \times 10^{-4}$
Нікопольський Південнотрубний завод	Моделювання	$9,5 \times 10^{-4}$
Примітка. МКР – гідродинамічний метод розрахунку з використанням рівнянь несталого руху ґрунтових вод у кінцевих різницях за Г. Н. Каменським.		

Найявний досвід розрахунків свідчить про те, що величина інфільтраційного живлення може коливатися в широких межах навіть на ділянках з подібними природними і техногенними умовами. Найчастіше отримані значення лежать в межах $2 \times 10^{-4} - 2 \times 10^{-3}$ м/добу, хоча є відхилення як у більшу, так і в меншу сторони (це особливо характерно для промислових майданчиків, де техногенна інфільтрація дуже нерівномірна за площею).

Інфільтраційне живлення ґрунтових вод на міських територіях має низку істотних відмінностей від інфільтрації в природних або слабо порушених умовах, тому безпосереднє використання традиційних методів, розроблених для природних умов, можливо тільки в окремих випадках. Найбільш надійними методами оцінки інфільтраційного живлення, і насамперед додаткової інфільтрації на міських територіях є аналітичні методи розрахунку за даними режимних спостережень за рівнем ґрунтових вод, а також комп'ютерне моделювання.

За відсутності достатньої кількості режимних спостережень можлива оцінка інфільтраційного живлення за окремими свердловинами і створами. У цьому випадку екстраполяція отриманих результатів на всю досліджувану територію потребує спеціального обґрунтування.

Контрольні запитання до розділу 7

1. Чому необхідно знати величину інфільтраційного живлення ґрунтових вод?
2. Природні складові інфільтраційного живлення.
3. Як здійснюється інфільтраційне живлення ґрунтових вод завдяки атмосферним опадам?
4. Що таке коефіцієнт поверхневого стоку?
5. Залежність випаровування ґрунтових вод у природних умовах від глибини їхнього рівня.
6. Техногенні складові інфільтраційного живлення.
7. Витоки з систем водопостачання.
8. Витоки з систем водовідведення.
9. Витоки з систем тепlopостачання.
10. Оцінки інфільтраційного живлення для інженерних розрахунків.

ЧАСТИНА III ІНЖЕНЕРНО-ГІДРОЛОГІЧНІ ТА ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ НА УРБАНІЗОВАНИХ ТЕРИТОРІЯХ

РОЗДІЛ 8 ЗАТОПЛЕННЯ ТЕРИТОРІЙ ПОВЕРХНЕВИМИ ВОДАМИ. ПОВЕНІ

З поверхневими і підземними водами пов'язана ціла низка несприятливих і небезпечних процесів, що час від часу відбуваються на територіях компактного проживання людей в населених пунктах. Згідно з даними ООН, за кількістю загиблих серед всіх видів стихійних лих на першому місці знаходяться гідрометеорологічні катастрофи, до яких належать шторми, урагани, повені, на другому місці – геологічні процеси (землетруси, виверження вулканів) і на третьому – техногенні катастрофи.

Сучасні глобальні зміни клімату призводять до збільшення кількості повеней, що наочно ілюструється діаграмами на рисунку 8.1.

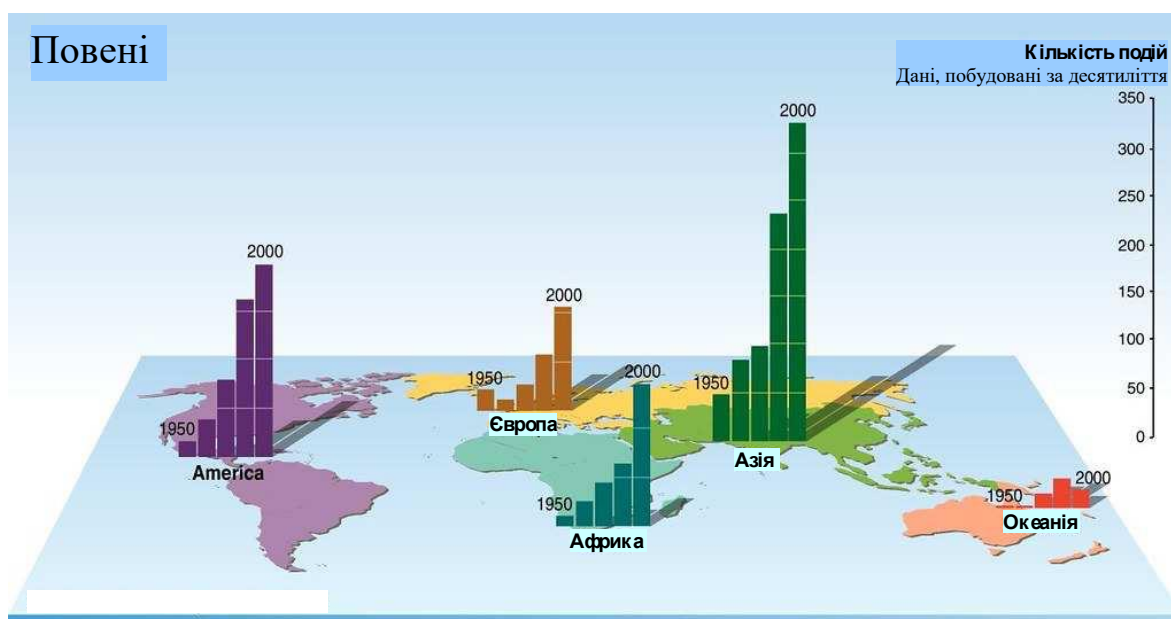


Рисунок 8.1 – Кількість повеней за десятиріччя в період 1950–2000 роки (https://www.researchgate.net/figure/Number-of-flood-events-by-continent-and-decade-since-1950_fig)

Затоплення поверхневими водами – це (відповідно до визначення ДБН В.1.1-25-2009) утворення вільної поверхні води на ділянці території в результаті підвищення рівня водотоку, водойми, накопичення поверхневих вод в низинах рельєфу. Затоплення можуть бути постійними (наприклад, під час створення водосховищ) або тимчасовими.

Повінь – це тимчасове, різне за тривалістю значне затоплення місцевості, викликане природними або антропогенними причинами.

Затоплення місцевості (повінь) виникає найчастіше в результаті підйому рівня води в річках, озерах і морях через інтенсивні дощі, бурхливе танення снігу, вітровий нагін морської води на узбережжях, прориви гребель природних озер або штучних водосховищ та з інших причин. Повені завдають шкоди здоров'ю людей і нерідко призводять до їхньої загибелі, а також завдають величезної матеріальної та екологічної шкоди.

Повені найбільш поширені в районах із тропічним мусонним кліматом (рис. 8.2).

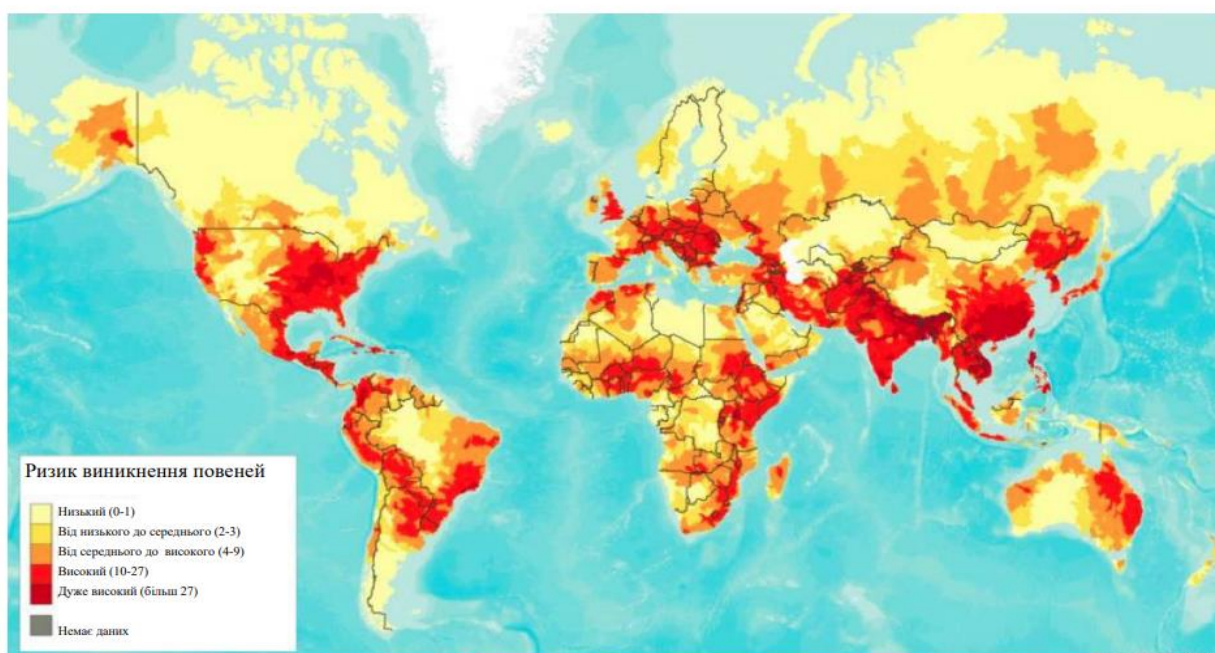


Рисунок 8.2 – Карта ймовірності виникнення повеней (світло-жовтим кольором позначені території з низькою ймовірністю повеней, темно-червоним кольором – з високою ймовірністю) за даними World Resources Institute (http://www.drrplatform.org/images/0_F2F-2015-Introduction-EST-111115.pdf)

Наведемо приклади найбільш значущих історичних і деяких сучасних повеней.

Повінь Св. Марії Магдалини, 1342 р. – найбільша серед зареєстрованих повеней в Центральній Європі. Тоді вийшли з берегів річки Рейн, Мозель, Майн, Дунай, Везер, Ельба, Влтава й їхні притоки та затопили навколишні землі. Багато великих міст, такі як Відень, Кельн, Майнц, Франкфурт-на-Майні, Вюрцбург, Регенсбург були затоплені і серйозно постраждали.

Загальна кількість загиблих невідома, вважається, що тільки в районі Дунаю потонуло близько 6 тисяч осіб. З цією повинню пов'язують епідемію чуми, що стала наслідком через забруднення води та забрала третину населення Європи.

«Велика повінь 1931 року в Китаї»: під час інтенсивних дощів у липні цього року рівень води в річці Янцзи різко піднявся. У результаті річка вийшла з берегів і незабаром досягла міста Нанкіна, яке було на той час столицею Китаю. Безліч людей потонуло, а пізніше багато хто загинув від інфекцій, що переносяться водою, таких як холера і тиф.

«Велика повінь 1993 р.» стала однією з найбільш руйнівних повеней в історії США.

Уже в XXI столітті повінь в Мумбаї, Індії в 2005 р. призвела до загибелі більше 1 000 осіб; повені в Туреччині і Пакистані в 2010 р. призвели до загибелі великої кількості людей, втрати врожаю, руйнування транспортної інфраструктури.

Великі повені часто викликаються тропічними циклонами і штормовими припливами через нагонні явища. Зокрема, ураган «Катрина», що обрушився на місто Новий Орлеан, США в 2005 році, викликав затоплення більшої частини його території (рис. 8.3).



Рисунок 8.3 – Затоплена більша частина Нового Орлеана 30.08.2005
(<https://wjla.com/news/nation-world/gallery/texas-state-officials-report-93-deaths-related-to-hurricane-harvey#photo-5>)

Повені призводять до величезних матеріальних збитків, руйнуючи будівлі, споруди та транспортну інфраструктуру (рис. 8.4).



а

б

Рисунок 8.4 – Руйнування, викликані повенями: а – залізничного полотна (<https://v.daum.net/v/20100316030103973?f=p>); б – автодороги (https://twitter.com/JoN_TM/status/623016444368961536)

Повені як стихійне лихо стають все більш нестерпними явищами. Наукове, інженерне й економічне обґрунтування проєктів захисту від затоплень територій поверхневими водами належить до найважливіших завдань фахівців, передусім будівельників-гідротехніків, гідрологів і екологів.

Основні причини та типи повеней

Причини повеней та їхні типи різноманітні, але загалом виділяють п'ять їхніх основних типів:

1) *повені, пов'язані з максимальним поверхневим стоком під час весняного сніготанення*. Вони відрізняються значним і доволі тривалим підйомом рівня води в річках;

2) *паводки – повені, викликані інтенсивними дощами* (рис. 8.5). Вони характеризуються інтенсивним, порівняно короткочасним підйомом рівнів води в річках;



Рисунок 8.5 – Наслідки дощового паводка в Греції 25.07.2018
(<https://www.lykavitos.gr/news/greece/isxyri-kataigida-eplikse-tin-attiki-plimmyrise-to-marousi-videosphotos>)

3) повені, викликані великим опором, який водний потік зустрічає в руслі річки. Відбувається таке здебільшого напочатку або в кінці зими. Під час раннього льодоставу лід у вигляді шуги (пухких шматків внутрішньоводного льоду і мокрого снігу, які утворилися в верхів'ях річки) нерідко забиває річкове русло в вузьких місцях, і річка виходить з берегів. Такі явища називають зажорами. Наприкінці зими або навесні під час льодоходу можуть виникати крижані затори, що призводять до аналогічних результатів;

4) повені, викликані вітровими нагонами води на узбережжях морів, великих озер і водосховищ, часто в морських гирлах річок;

5) повені, пов'язані з проривом гребель, дамб та інших гідротехнічних споруд. Під час руйнування гідротехнічної споруди або його частин відбувається некероване переміщення великих обсягів води. Ці повені мають зазвичай техногенний характер.

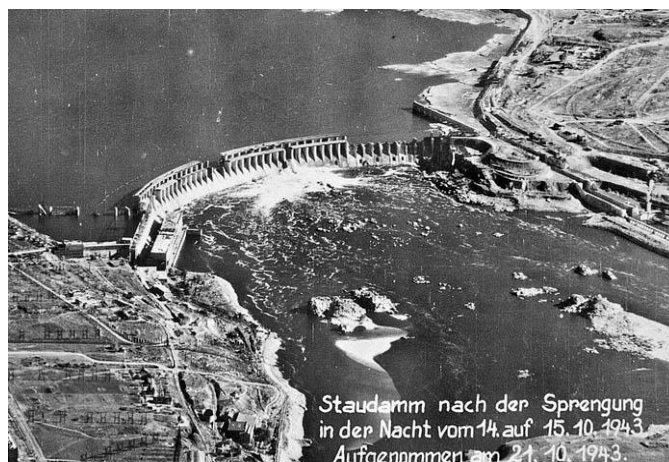
Антропогенні фактори та причини повеней

Безпосередні причини антропогенних (техногенних) повеней пов'язані з руйнуванням різних гребель, дамб на річках, штучних водосховищах і різних промислових накопичувачах, які можуть статися в результаті виникнення серйозних аварійних гідротехнічних ситуацій або під час воєнних дій.

У 1941 р. повінь, викликана підривом частини греблі ДніпроГЕС у Запоріжжі під час відступу радянських військ, призвела до численних жертв серед мирного населення в селах, розташованих нижче за течією Дніпра (рис. 8.6).



а



б

Рисунок 8.6 – Гребля ДніпроГЕС: а – після вибуху в 1941 р. ;

б – 15.10.1943 ([https://1.bp.blogspot.com/-A7xe_tVHYoM/V7YMIYb7QEI/AAAAAAAAAFIk/XphSvsmUVfwKbFkzBqRds3Qj](https://1.bp.blogspot.com/-A7xe_tVHYoM/V7YMIYb7QEI/AAAAAAAAAFIk/XphSvsmUVfwKbFkzBqRds3QjDIxvLjSVgCLcB/s1600/11.jpg)

[DIxvLjSVgCLcB/s1600/11.jpg](https://1.bp.blogspot.com/-A7xe_tVHYoM/V7YMIYb7QEI/AAAAAAAAAFIk/XphSvsmUVfwKbFkzBqRds3QjDIxvLjSVgCLcB/s1600/11.jpg))

Непрямими причинами антропогенних повеней є такі:

– вирубка лісів, за якої різко збільшується поверхневий стік у річки і зменшуються витрати води на транспірацію рослинністю; максимальний стік завдяки зведенню лісу може зрости до 300 %;

– осушення боліт – природних акумуляторів стоку, який збільшується в 1,3–1,6 разів;

– промислова і житлова забудова прибережних територій, яка призводить до зміни гідрологічного режиму річок завдяки збільшенню поверхневої складової стоку. Відбувається зменшення випаровування через улаштування водонепроникних покриттів і забудови. Наявність таких покриттів на

урбанізованій території в 3 рази збільшує паводки порівняно з природним середовищем;

- оранка з сільськогосподарською метою зменшує інфільтраційну здатність ґрунтів і збільшує інтенсивність їхнього змиву;

- зменшення площі живого перетину потоку мостовими переходами, дорогами, дамбами уздовж русла, що зменшує пропускну здатність річок і підвищує рівень води;

- порушення природного режиму витрат і рівнів води, як це відбувається на Дніпрі, Дністрі та інших великих річках під час сезонного регулювання стоку водосховищами. Потреба в електроенергії в зимовий період змушує в 2–3 рази підвищити витрати води взимку, що за наявності крижаного покриву супроводжується зростанням рівня води (зимовими повенями), які іноді перевищують відмітки рівня під час весняної повені.

Варто підкреслити, що на кожному конкретному водному об'єкті повені часто викликаються кількома причинами, і тому для визначення розрахункових характеристик можливого затоплення потрібно здійснювати комплексний аналіз з урахуванням законів розподілу ймовірностей, які властиві різним видам повеней.

Причини і фактори затоплень в Україні

Тимчасові затоплення (повені) виникають під час паводків, танення снігу, тривалих злив, вітрових нагонів води на морські узбережжя, за льодових заторів тощо. Найбільш схильні до повеней території України в басейнах цих річок:

- у північних і центральних регіонах – Дніпро, Прип'ять, Десна і їхні притоки;

- у західних регіонах – верхній Дністер, річки Тиса, Прут, Західний Буг та його притоки;

- у східних регіонах – басейни Сіверського Дінця з притоками, річки Псел, Ворскла, Сула та інші притоки Дніпра;

- у південному і південно-західному регіонах – притоки нижнього Дунаю і Південний Буг.

Великі повені в Україні трапляються в середньому один раз в 5–10 років. Їхня тривалість може досягти від 7 діб до 20 діб і більше. Під час повеней можливе затоплення не тільки сільгоспугідь, але й великої кількості міських територій і промислових небезпечних об'єктів. Приклади затоплення поверхневими водами в результаті розливу річок, сильних злив наведені на рисунках 8.7, 8.8.



Рисунок 8.7 – Затоплення в результаті паводку на річці Лопань, м. Харків, 1893 р. (<https://2day.kh.ua/grandioznyj-novuj-hram-harkov-v-nachale-xx-veka/>)



Рисунок 8.8 – Зливовий паводок у Черкасах, 2013 р. (<https://izvestia.kiev.ua/item/show/84378>)

Необхідність захисту територій річкових заплав і низин від затоплення поверхневими водами визначається потребою і ступенем використання окремих ділянок цих територій під міську або промислову забудову або для інших цілей. Планування і здійснення нового будівництва в межах зон потенційного затоплення (за рівнями води 1 % забезпеченості в прилеглих водних об'єктах) потрібно здійснювати відповідно до вимог «Водного кодексу України».

Варто розрізнити затоплення: глибоководні (покриття поверхні суші водою глибиною більше 5 м), середні (від 2 м до 5 м) і мілководні (до 2 м).

Високі повені і, відповідно, затоплення, більш властиві річкам Дніпро, Дністер, Дунай. Вони супроводжуються затопленням значних територій і викликають необхідність часткової евакуації людей, завдають відчутної матеріальної шкоди. Повені на гірських річках (верхній Дністер, Тиса, Прут, річки Криму) відбуваються дуже швидко, що ставить високі вимоги до оперативності прогнозування та оповіщення населення.

Негативний вплив від затоплення земель водосховищами варто оцінювати залежно від режимів спрацювання водосховищ та тривалості впливу затоплення на прибережну територію. Водночас потрібно відрізнити види затоплення: постійне – нижче позначки рівня мертвого об'єму (далі – РМО) періодичне – між відмітками нормального підпірного рівня (далі – ННР) та РМО; тимчасове (форсування рівня водосховища вище ННР).

Захисні заходи від затоплення

Протипаводкові дамби, греблі обвалування населених пунктів, промислових та інших об'єктів, сільськогосподарських земель необхідно проектувати відповідно до вимог чинних будівельних норм (ДБН В.2.4-3).

Поверхневий стік, що надходить з боку вододілу до споруд захисту територій від затоплення, потрібно відводити за допомогою нагірних каналів, а в разі необхідності, передбачати облаштування водойм для акумулювання частини поверхневого стоку.

Споруди для регулювання поверхневого стоку варто розраховувати на пропуск витрат води залежно від класу наслідків (відповідальності) захисних споруд. Враховуються витрати дощових і талих вод, що надходять у захисні споруди через тимчасові і постійні водотоки.

Планування і проєктування комплексів заходів інженерного захисту територій та споруд від затоплення повинні виконуватися з дотриманням вимог інтегрованого управління водним балансом територій. Для цього оцінюються:

- оптимальність заходів у регіональній системі захисту від підтоплення та затоплення, а також у комплексі з заходами захисту від інших небезпечних геологічних процесів (зсувів, ерозії, суфозії);

- можливість використання дренажних вод і поверхневих стічних вод у різних сферах господарювання;

- доцільність будівництва споруд для захисту від підтоплення та затоплення одночасно з іншими інженерними спорудами і мережами.

Захист територій від затоплення необхідно здійснювати:

- обвалуванням територій з боку річки, водосховища або іншого водного об'єкта;

- штучним підвищенням відміток рельєфу територій до незатоплюваних планових відміток;

- акумуляцією, регулюванням, відведенням стічних і дренажних вод від затоплених, тимчасово затоплюваних, зрошуваних територій та низинних порушених земель.

До складу споруд інженерного захисту від затоплення можуть входити: дамби обвалування, дренажні і водоскидні мережі, дренажі, нагірні водоскидні канали, швидкопливи та перепади, трубопроводи та насосні станції.

Для захисту затоплюваних територій необхідно застосовувати два види обвалування: загальне і за ділянками. Загальне обвалування території доцільно застосовувати, якщо на території, що захищають, немає водотоків, або коли стік водотоків можна перекинути в водосховища або в річку через відвідний канал, трубопровід або за допомогою насосної станції. Обвалування за ділянками варто застосовувати для захисту територій, які перетинають великі ріки, перекачування вод яких економічно недоцільне, або для захисту окремих ділянок території з різною щільністю забудови.

Під час вибору варіантів конструкцій дамб обвалування варто враховувати:

- топографічні, інженерно-геологічні, гідрогеологічні, гідрологічні, кліматичні умови району будівництва;

- економічні показники конструкцій захисних споруд;

- можливість пропуску води в періоди повені та дощових паводків;

- щільність забудови території та розміри зон відчуження, які потребують винесення будівель із зон затоплення;

- доцільність застосування місцевих будівельних матеріалів, будівельних машин і механізмів;

- терміни зведення споруд і зручність їхньої експлуатації;
- вимоги з охорони навколишнього середовища.

Дамби обвалування

Для захисту територій від затоплення застосовуються два типи дамб обвалування – незатоплювані і затоплювані.

Незатоплювані дамби потрібно застосовувати для постійного захисту від затоплення міських і промислових територій, прилеглих до водосховищ, річок та інших водних об'єктів. *Затоплювані дамби* допускається застосовувати для тимчасового захисту від затоплення сільськогосподарських земель у період вирощування на них сільськогосподарських культур, під час підтримки в водосховищі нормального підпірного рівня, для формування і стабілізації русел і берегів річок, регулювання та перерозподілу водних потоків і поверхневого стоку.

На ділянках річок із меандровим типом руслового процесу в складі заходів інженерного захисту територій від затоплення потрібно передбачати такі споруди для регулювання русел:

- поздовжні дамби, що обмежують ширину водного потоку річки розрахункової величини;
- струмененапрямні дамби: поздовжні, прямолінійні або криволінійні, що забезпечують плавний підхід потоку до отворів мосту, греблі, водоприймача та інших гідротехнічних споруд;
- греблі, які перекривають русло від берега до берега, призначені для перегороджування потоку води в рукавах і протоках;
- напівзапруды: поперечні споруди в руслах річок і на заплавах, що забезпечують випрямлення русел і захист берегів, а також забезпечення судноплавних глибин;
- шпори (короткі напівзапруды), що встановлюють під деяким кутом до напрямку течії для забезпечення захисту берегів від розмивання;
- берегові та дамби кріплення, які забезпечують захист берегів і дамб від розмивання плином і хвилями;
- наскрізні споруди, які будують для регулювання русла і стоку наносів через перерозподіл витрат води за шириною русла і створення біля берегів сповільненої (що не розмиває) швидкості течії.

У разі значної довжини дамб уздовж водотоку або в зоні виклинювання водосховища позначку гребеня необхідно знижувати в напрямку течії відповідно до поздовжного ухилу вільної поверхні води розрахункового рівня.

Застосовуються конструкції ґрунтових дамб двох типів: обтиснутого і розпластаного профілю. Профіль дамби (розпластаний або обтиснутий) вибирають з урахуванням наявності місцевих будівельних матеріалів, технології виконання робіт, параметрів вітрових хвиль на верховому укосі та виходу фільтраційного потоку на низовому укосі. Перевагу варто віддавати дамбам розпластаного профілю з біологічним кріпленням укосів.

Типи огорожувальних дамб вибирають з урахуванням природних умов: топографічних, інженерно-геологічних, гідрологічних, кліматичних, сейсмічних, а також за наявності місцевих будівельних матеріалів і умов експлуатації, природоохоронних вимог.

Проектування дамб обвалування варто проводити відповідно до вимог будівельних норм.

Якщо дамба проходить через зсувну або потенційно зсувну ділянку, необхідно розробляти протизсувні заходи.

Траси дамб потрібно вибирати залежно від топографічних та інженерно-геологічних умов будівництва за умови мінімальних змін гідрологічного режиму водотоку і максимального використання обвалованої території.

У разі обвалування переливними дамбами всі захисні споруди повинні допускати затоплення в період паводку.

Під час трасування дамб обвалування в межах міста необхідно передбачати можливість використання території, що захищають під забудову.

У проєктах інженерного захисту необхідно передбачати використання гребенів дамб обвалування для прокладання автомобільних або інших доріг. Ширину гребеня дамби і радіус кривизни необхідно приймати за вимогами відповідних будівельних норм (ДБН В.2.3-4).

У всіх інших випадках ширину гребеня дамби потрібно призначати мінімальною, з огляду на умови виконання будівельних робіт та зручність експлуатації.

Конструкції, які з'єднують ґрунтові греблі з бетонними спорудами, повинні забезпечувати:

- плавний підхід води до водопропускних споруд з боку верхнього б'єфу і плавне розтікання потоку в нижньому б'єфі – для запобігання розмивання тіла і основи дамб і дна водотоку;

- запобігання фільтрації по лінії контакту з бетонними спорудами в зоні прилягання.

Розрахунки дамб з ґрунтових матеріалів повинні відповідати нормативним вимогам.

Нагірні канали

Нагірні канали використовуються для перехоплення поверхневого стоку, який потрапляє на територію, що захищають, з розташованого вище по рельєфу водозбору. Параметри поперечного перерізу й ухил нагірних каналів визначаються гідравлічним розрахунком за умови, що розрахункова швидкість води має бути менше допустимої розмивної і більшою за тієї, коли відбувається замулювання. Коефіцієнт закладання укосів і коефіцієнти шорсткості нагірних каналів варто приймати відповідно до будівельних нормативів для меліоративних каналів.

Ухили нагірних каналів без кріплення дна й укосів повинні забезпечувати пропуск мінімальних витрат води за швидкості, що не перевищує 0,3–0,5 м/с. Найбільші допустимі подовжні ухили нагірних каналів без кріплення дорівнюють 0,005. Мінімальна величина радіуса кривизни нагірної каналу має бути не менше за подвійну ширину каналу по урізу води під час розрахункової витрати. Швидкість води, що допустимо не розмиває для нагірних каналів з витратами понад 50 м³/с приймається на основі досліджень і розрахунків.

Нагірні канали глибиною до 5 м і витратою води до 50 м³/с, а також дюкери і акведуки необхідно проектувати відповідно до вимог будівельних нормативів для меліоративних каналів (ДБН В.2.4-1).

Насосні станції та допоміжні споруди

Склад, компоновку і конструкцію споруд насосних станцій необхідно встановлювати залежно від обсягів перекачування води і можливостей створення акумулювальних ємностей.

Типи, класи наслідків (відповідальності) та потужність насосних станцій та їхнє обладнання необхідно визначати з урахуванням вимог ДБН В.1.2-14, а також:

- розрахункової витрати, висоти подачі і коливання горизонтів води;
- виду джерела енергії;
- забезпечення оптимального коефіцієнта корисної дії насосів, тип і кількість яких визначають розрахунком залежно від типу насосної станції з урахуванням величин розрахункової витрати і напору води й амплітуди коливань горизонтів в нижньому і верхньому б'єфах.

Водозабірні споруди і насосна станція можуть бути суміщеного або роздільного типу.

Водозабірні споруди повинні забезпечувати:

- забір води відповідно до графіка водоподачі і з урахуванням рівнів води у водному джерелі;
- нормальний режим експлуатації і можливість ремонту обладнання;
- захист від потрапляння в них риби.

Водовипускні споруди насосних станцій повинні забезпечувати спокійний випуск води у водні об'єкти і виключати можливість зворотного потоку води.

Охорона навколишнього середовища

До складу проєктів інженерного захисту від підтоплення та затоплення необхідно включати розділ «Організація наглядової гідрорежимної мережі». Цей розділ виконується відповідно до технічних умов, що видаються спеціалізованою організацією в означеному районі відповідно до норм про територіальну діяльність в будівництві (ДБН А.2.3-1). У технічних умовах викладаються вимоги щодо облаштування свердловин і організація, яка буде проводити моніторинг.

Гідрорежимна мережа призначена для виконання моніторингу ґрунтових вод в зоні впливу споруд інженерного захисту і контролю ефективності роботи споруд.

Розділ «Оцінка впливу на навколишнє середовище» (ОВНС) у складі проєктів інженерного захисту територій та споруд від підтоплення та затоплення розробляється відповідно до вимог ДБН А.2.2-1.

Контрольні запитання до розділу 8

1. Визначення затоплення і повені.
2. Де найбільше поширені повені?
3. Основні причини та типи затоплень і повеней.
4. З чим пов'язані антропогенні (техногенні) повені?
5. Причини і фактори затоплень в Україні.
6. Захисні заходи від затоплення.

РОЗДІЛ 9 ПІДТОПЛЕННЯ ГРУНТОВИМИ ВОДАМИ

Підтоплення ґрунтовими водами – це інженерно-гідрогеологічний процес, що проявляється в певних умовах природного середовища на міських територіях і землях сільськогосподарського використання, за якого відбувається значне збільшення вологості ґрунтів і ґрунтів або підняття рівня ґрунтових вод. За граничних значень РГВ порушуються умови будівництва та експлуатації будівель і споруд, відбувається пригнічення і загибель зелених насаджень, засолення та заболочування земель (рис. 9.1). Цей процес відбувається внаслідок спільного впливу чинників і факторів як природного, так і техногенного походження.



Рисунок 9.1 – Заболочування території під час підтоплення
(https://en.wikipedia.org/wiki/Massawepie_Mire)

Під час тривалого підтоплення територій спостерігається низка негативних наслідків. Розвиток процесу підтоплення супроводжується зміною фізико-механічних властивостей і зменшенням несучої здатності ґрунтів, у результаті чого виникають деформації і навіть руйнування будівель і споруд.

Відбувається затоплення підвальних приміщень ґрунтовими водами, зміна водно-сольового режиму в ґрунтах зони аерації, корозія металоконструкцій та інженерних мереж, деградація рослин через вимокання кореневої системи, різко погіршуються санітарно-побутові умови проживання населення через підвищену вологість у приміщеннях, розмноження комарів тощо.

На територіях, що мають складні інженерно-геологічні умови, підтоплення активізує розвиток таких шкідливих і небезпечних геологічних процесів, як зсуви, обвали, ерозія і засолення ґрунтів, заболочування, карст, суфозія, пливуні.

Відповідно до ДБН В.1.1-25-2009 «Інженерний захист територій та споруд від підтоплення та затоплення», виділяють такі види територій:

1) *підтоплювані території* – це піддані підтопленню і затопленню ділянки територій міст та селищ, на яких підвищення вологості ґрунтів, підвищення рівня ґрунтових вод або затоплення вже призвели або можуть привести в майбутньому (за прогнозом) до суттєвого погіршення умов життя населення і ведення господарської діяльності. На окремих ділянках цих територій спостерігаються різні стадії розвитку процесів підтоплення (чи затоплення);

2) *підтоплені території* – це ділянки, на яких постійно або тимчасово на доволі тривалий період (місяць і більше) ґрунтові води піднімаються вище за нормативні граничні глибини залягання, або відбувається затоплення або підвищення вологості ґрунтів, підвищення рівня ґрунтових вод і затоплення, які суттєво впливають на дію об'єктів економіки в регламентованому режимі. Водночас не враховуються випадкові аварійні ситуації;

3) *підтоплені території, які потребують термінового захисту*, – це ділянки, що належать до підтоплених територій, на яких виникла надзвичайна ситуація, пов'язана з підтопленням, затопленням і їхніми наслідками, або в результаті підтоплення і затоплення склалися незадовільні санітарно-гігієнічні або екологічні умови згідно з діючими нормативами;

4) *потенційно підтоплювані території* – це підтоплювані ділянки, на яких умови для віднесення їх до підтоплених територій ще не склалися, але це можливо за прогнозом або за збігом діючих факторів і причин внаслідок забудови або підпору водосховищ. Це території з високим заляганням водотривких шарів, наявністю ґрунтів з літологічною будовою і рельєфом, які сприяють накопиченню опадів, інфільтраційних вод, включаючи витoki з водоносних мереж.

Підтоплення територій в Україні

В Україні протягом останніх десятиліть значно погіршилися умови, пов'язані з підтопленням, особливо в південних областях, де ситуацію загострюють особливості рельєфу місцевості – незначні ухили земної поверхні, що уповільнюють поверхневий стік, велика кількість замкнутих безстічних територій.

Загальні площі підтоплення в інженерно-геологічних регіонах України (згідно з ДСТУ) наведені на рисунку 9.2 і таблиці 9.1

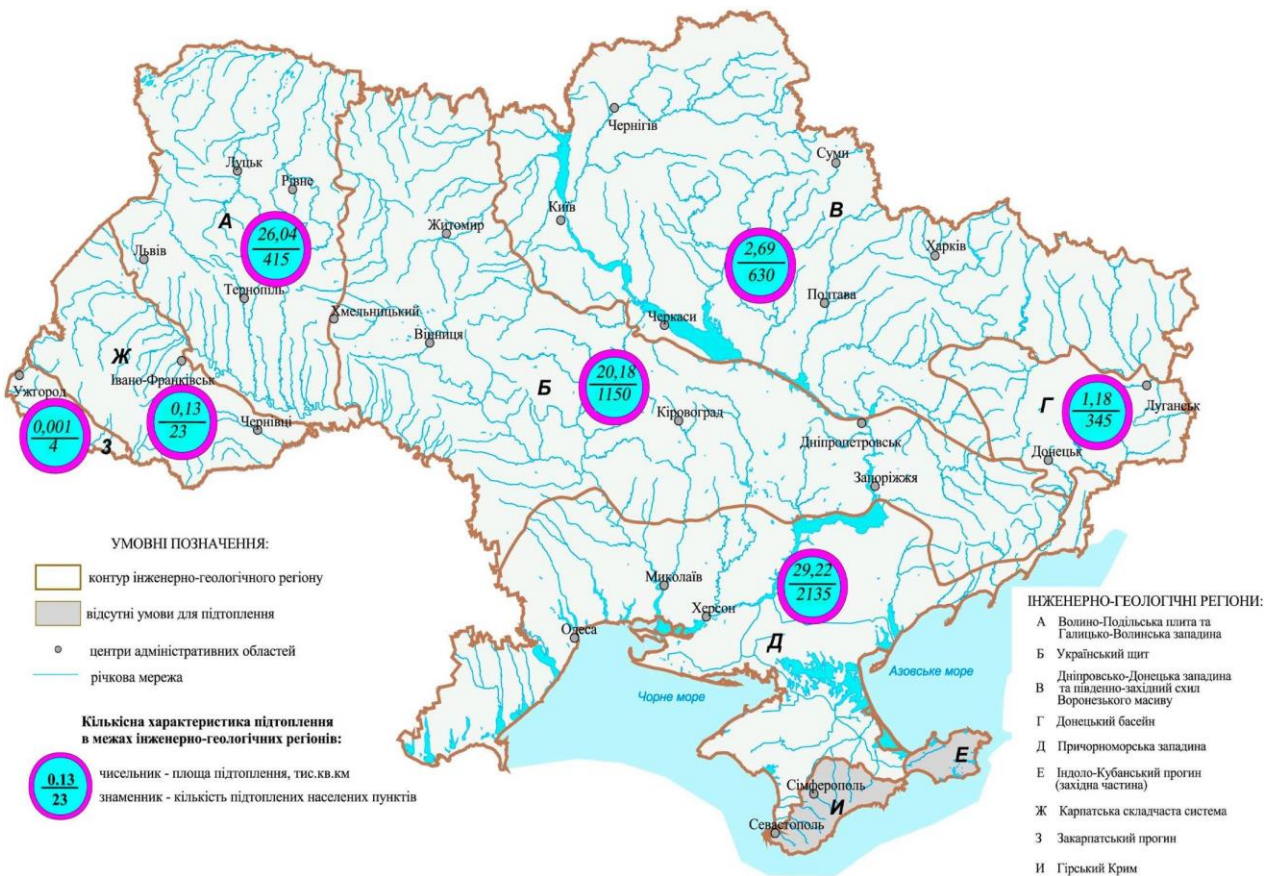


Рисунок 9.2 – Підтоплення територій в Україні в межах інженерно-геологічних районів за ДСТУ Н Б.В.1.1-37:2016

Залежно від джерела підтоплення і впливу основних чинників, підтоплені території (згідно з ДСТУ Н Б.В.1.1-37:2016) поділяються на три типи:

– підтоплення в природних умовах завдяки дії атмосферних опадів (паводкових, талих та дощових вод) за непорушеного балансу ґрунтових вод (територія Полісся (Волинська, Житомирська, Рівненська області та північна частина Київської області), а також північна частина Львівської і Тернопільської областей);

– підтоплення техногенне за порушеного балансу ґрунтових вод під впливом господарської діяльності завдяки дії техногенних джерел підтоплення територій (зрошувальні системи, канали, водосховища, ставки) та населених пунктів (мережі водопостачання та водовідведення). Окремі ділянки техногенного підтоплення існують у межах всієї України, а до найбільш техногенно підтоплених належать: Херсонська, Одеська, Миколаївська, Дніпропетровська, Запорізька, Полтавська, Харківська та Донецька області;

– підтоплення природно-техногенне за слабо порушеного або порушеного балансу ґрунтових вод внаслідок збільшення їхнього живлення, що по'язано зі зниженням природного дренажу ґрунту і спостерігається в центральних та південних регіонах України: у Дніпропетровській, Запорізькій, Харківській, Луганській, Донецькій, на півночі Одеської, Миколаївської та Херсонської областей.

Таблиця 9.1 – Площі підтоплення в межах інженерно-геологічних регіонів України за ДСТУ Н Б.В.1.1-37:2016

Інженерно-геологічні регіони	Площа підтоплення, тис. км ²	Кількість підтоплених населених пунктів, шт.
Волино-Подільська плита та Галицько-Волинська западина	26,041	415
Український кристалічний щит	20,177	1 150
Дніпровсько-Донецька западина та південно-західний схил Воронезького масиву	2,69	630
Донецький басейн	1,185	345
Причорноморська западина	29,22	2 135
Гірський Крим	дані відсутні	дані відсутні
Індоло-Кубанський прогин (західна частина)	дані відсутні	дані відсутні
Карпатська складчаста система	0,13	23
Закарпатський прогин	0,001	4
Всього:	79,44	4 702

Підтоплення територій міст та селищ міського типу зафіксовано в 22 областях України. Найбільш несприятливими за умовами підтоплення є урбанізовані регіони в Дніпровській, Донецькій, Запорізькій, Луганській,

Харківській, Херсонській, Миколаївській, Одеській, Полтавській областях та в Криму. Більш ніж у 24 містах підтоплені площі перевищують 1 000 га.

Загальна площа підтоплення в містах і селищах міського типу загалом в Україні становить 171 300 гектарів. Окрім того, у зоні потенційно підтоплених територій знаходиться більше 150 000 га забудованих територій. На підтоплених територіях в Україні проживає понад 10 млн осіб, що складає майже чверть населення країни. Щорічний збиток держави, викликаний підтопленням, оцінюється в 10–12 тис. грн/га, а в цілому – понад 4,5 млрд грн. Значних матеріальних збитків зазнають і жителі районів індивідуальної садибної забудови, облік яких практично не здійснюється, а санітарно-побутові умови проживання на підтоплених землях різко погіршуються, збільшується кількість захворювань.

За період з 1990 до 2007 роки площі підтоплених територій в містах збільшилися в 2 рази та в 2,7 рази збільшилася кількість населених пунктів, де зафіксовано цей небезпечний процес. Ситуація, що склалася з підтопленням у країні, значною мірою викликана недоліками, які є на всіх етапах містобудівної діяльності, починаючи з інженерно-геологічних вишукувань для будівництва і закінчуючи експлуатацією територій. На підтоплюваних міських територіях існуючі захисні заходи слугують зазвичай для попередження підтоплення окремих об'єктів і не розраховані на додаткові навантаження, на попередження розвитку підтоплення та виникнення надзвичайних ситуацій.

На територіях міст, де підтоплення викликано техногенними факторами (порушення поверхневого стоку, витіки з водних мереж, за відсутності, а також за неефективної експлуатації дренажних систем), динаміка цього процесу має певну специфіку. Площа підтоплених ділянок у місті Дніпро становить близько 6,3 тис. га (18 % міської території), а на площі понад 2 тис. га відбувається інтенсивний підйом РГВ зі швидкістю 0,5–1,0 м/рік.

У м. Харків підтоплення багатьох ділянок пов'язано із засипанням балок, це характерно для низки мікрорайонів Салтівського житлового масиву. Загалом по території Харкова площа підтоплених ділянок збільшилася за останні 20 років з 2 тис. га до 4,7 тис. га (рис. 9.3).

Підтоплення в межах Луганської, Донецької та Дніпровської областей пов'язане з порушеннями режиму ґрунтових вод у результаті проведення гірничодобувних робіт і «мокрої» консервації шахт. Осідання денної поверхні над гірськими виробками викликає небезпечні явища, різко погіршують природні умови і призводять до заболочування значних територій, затоплень, виникнення техногенних джерел, озер і боліт у низинах.

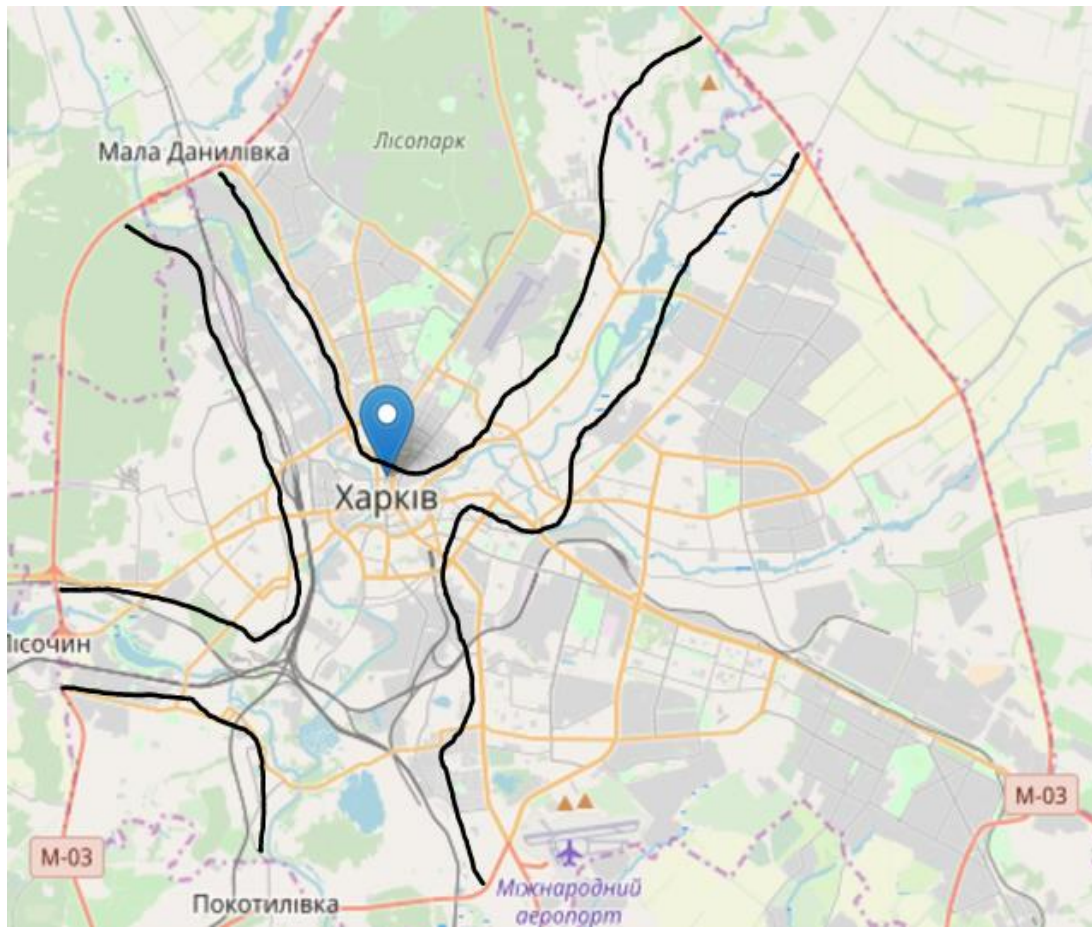


Рисунок 9.3 – Підтоплені та території, що періодично підтоплюються, у місті Харків, які розташовані переважно на заплавах та низких терасах річок Харків, Лопань, Уди (обведені чорним кольором)

У Луганську площа підтоплених територій перевищує 4 тис. га, водночас у заплаві р. Луганки виявилися підтопленими і тими, що періодично підтоплюються, заводські території. У Донецьку площі підтоплених земель становлять 5 180 га (31 % міської території), а в Макіївці – 1 690 га (42 %).

Погіршення ситуації з підтопленням у південних областях пов'язане з виходом із ладу дренажних споруд зрошувальних систем (914 км тільки в межах Миколаївської та Херсонської областей). Основними причинами підтоплення цих районів є значний обсяг додаткової подачі води (зрошувальні меліорації, гідротехнічні споруди, невіпорядковане водокористування).

Активізація процесу підтоплення проявляється також у появі нових техногенних горизонтів ґрунтових вод. Прикладом може бути м. Одеса, де протягом багатьох років втрати з водопровідних мереж складають 25 % і більше.

Особливістю нових техногенних горизонтів є те, що їхні води формуються через 2–3 роки після забудови нових районів, а вже через 5–10 років рівень нерідко досягає критичної глибини 2–3 м.

Загострилася проблема з підтопленням м. Бердянськ, де з 8 265 га міської території підтоплено 1 680 га.

Для вирішення проблеми забезпечення водою населення, промисловості та сільського господарства було здійснено будівництво водогосподарських комплексів, що включають: водосховища, зрошувальні системи, великі канали, що забезпечують дніпровською водою промислові райони Придніпров'я, Донбасу; великі системи водоводів (Аульська, Дніпро – Кропивницький, Дніпро – Мелітополь – Бердянськ). Внаслідок будівництва водосховищ у зоні підтоплення опинилися понад 100 міст і селищ міського типу. Це зони екологічного лиха, що вимагають першочергової уваги.

Будівництво великих зрошувальних систем і каналів у степовій частині України призвело до різкої зміни навколишнього середовища цього регіону. Там, де ґрунтові води були відсутні або з'являлися спорадично, спочатку сформувалися ґрунтові води ірригаційного генезису у вигляді локальних утворень, а потім вони з'єдналися, утворивши єдину гідравлічну систему. У зоні підтоплення опинилися не тільки зрошувані землі, а й населені пункти, зокрема й міста.

Підтоплені території населених пунктів уздовж трас великих каналів. Це міста і селища Миколаївської, Херсонської, Одеської, Запорізької, Дніпровської областей.

Забезпечення водою міст і селищ у маловодних регіонах, відсутність балансу потужностей водоспоживання та водовідведення є вагомою причиною підтоплення територій селищ. Варто зазначити, що централізованою системою водопостачання охоплено 100 % міст, 89 % селищ, тоді як централізованою каналізацією забезпечено тільки 94 % міст і близько 50 % селищ.

Підтоплення територій, складених лесовими ґрунтами, які мають просадочні властивості в південній частині України, призвело до просідань в основах, утворення тріщин у будівлях і спорудах, а в м. Дніпро – до активізації зсувів і до руйнування багатьох будівель (рис. 9.4).

Під впливом міської та промислової забудови сталося техногенне забруднення водоносних горизонтів в багатьох районах Луганська, Рубіжного, Сум, Харкова, Черкас.

Досвід проєктування, будівництва, а також експлуатації будівель і споруд різного призначення показує, що недооблік формування і розвитку процесів підтоплення призводить до невиправданих витрат на компенсацію шкідливих і небезпечних впливів на навколишнє середовище, а часом – до катастрофічних наслідків.



Рисунок 9.4 – Руйнування будівлі школи в м. Дніпро
(<http://blogr.dp.ua/blog/city/history/1243.html>)

Основними природними умовами, у яких формується процес підтоплення, є наявність слабо проникних ґрунтів, розташування водотривких шарів відносно близько до поверхні, слабка дренажність території.

До основних техногенних причин підтоплення міст і населених пунктів в Україні можна віднести такі:

- зміна умов формування поверхневого стоку: відсутність вертикального планування і водовідвідних мереж, перетин шляхів поверхневого стоку дорожніми, вуличними й іншими насипами, створення каскадів ставків і водосховищ на малих річках, у балках;
- засипка природних дрен – ярів, балок, малих водотоків, озер;
- зменшення випаровування і конденсація вологи в ґрунтах у результаті ефекту екранування забудовою;
- недостатня увага улаштуванню зливової каналізації;
- розвиток мереж водопостачання за відсутності будівництва мереж побутової каналізації;
- баражний ефект насипів доріг, фундаментів будівель, паль, великих колекторів і метрополітенів;

- витоки води з водогінних мереж і комунікацій;
- вплив промислових підприємств, що мають «мокрі» технології;
- закриття і затоплення шахт тощо.

Захист від підтоплення

Під час проектування інженерного захисту територій та споруд від підтоплення варто розробляти комплекс заходів, що забезпечують запобігання підтопленню або усуненню негативного впливу цих процесів залежно від вимог функціонального використання територій та охорони природного середовища. Інженерний захист територій та споруд від підтоплення виконується з метою безперервного та надійного забезпечення об'єктів господарювання, створення належних екологічних і соціальних умов життя населення, дотримання нормативних санітарно-гігієнічних умов.

Граничні глибини залягання ґрунтових вод, які повинні забезпечуватися на територіях міст і селищ шляхом вжиття заходів інженерного захисту від підтоплення, приймають відповідно до таблиці 9.2 за умови, що висота капілярного підняття Δh_k у шарі ґрунту, що містить ґрунтові води, не перевищує 0,5 м, а також на території, де відсутні карстові явища. На територіях промислових зон і окремих підприємств граничні глибини залягання ґрунтових вод визначаються відповідно до технологічних вимог виробництва, стандартів підприємств, галузевих стандартів.

Комплекси заходів інженерного захисту від підтоплення повинні включати запобіжні заходи і будівництво захисних споруд.

Заходи попередження призначають на потенційно підтоплюваних і підтоплених територіях для компенсації техногенних змін складових водного балансу або підвищення відміток поверхні території. Захисні споруди забезпечують безпосереднє зниження рівня ґрунтових вод або перешкоджають затопленню на підтоплених територіях і територіях, які потребують невідкладного захисту, вони також застосовуються для захисту від підтоплення та затоплення окремих будівель і споруд.

Заходи для попередження підтоплення та затоплення територій і споруд полягають в усуненні причин і факторів підвищення рівня ґрунтових вод або в штучному підвищенні відміток поверхні території. Запобіжні заходи повинні прийматися на всіх потенційно підтоплюваних територіях. На підтоплених територіях їх приймають якщо, за попередньою оцінкою, вони визначені як ефективні та екологічно безпечні.

Заходи попередження підтоплення та затоплення повинні включатися в комплекс робіт з інженерної підготовки території до забудови. На забудованих територіях і в інших окремих випадках ці заходи вживаються самостійно.

Таблиця 9.2– Граничні глибини залягання ґрунтових вод для територій міст і селищ за ДБН В.1.1-25-2009

Призначення території	Гранична глибина до рівня ґрунтових вод, м	Примітки
Багатоповерхова капітальна забудова:		
– якщо глибина промерзання 0,7 м і більше;	Не менше 2,0	Не менше 0,5 м від подошов фундаментів споруд
– так само, менше 0,7 м	Не менше 1,5	Так само
З підвальними приміщеннями	Від підлоги підвалів не менше 1,0	
З розвиненим підземним простором (підземні пішохідні і транспортні споруди, канали комунікаційні, тунелі і колектори)	Від підлоги заглиблених споруд не менше 0,5	
Малоповерхова садибна забудова	Не менше 1,5	Не менше глибини промерзання
Вулиці, дороги, площі не менше	Не менше 1,0	Так само
Міжміські автодороги в межах міст і селищ	Згідно з нормами будівництва автомобільних доріг	Так само
Від низу трубопроводів питної води	Не менше 1,0	Так само
Парки, сквери, зелені насадження	Не менше 1,0	Так само
Стадіони, спортивні майданчики, інші площинні споруди	Не менш 0,5	Необхідне локальне водозниження для капітальних споруд

Головними видами попереджувальних заходів є такі:

- штучне підвищення планувальних відміток поверхні території;
- нормативне ущільнення ґрунту під час засипання котлованів і траншей;
- забезпечення належного відводу стоку поверхневих вод;
- забезпечення ретельного виконання робіт із будівництва водоносних мереж, штучних водомістких об'єктів;

- улаштування гідроізоляції фундаментів, заглиблених споруд і комунікацій;
- улаштування протифільтраційних екранів під промисловими накопичувачами і завіс навколо них;
- будівництво берегових, головних, перехоплюючих та інших видів дренажів для запобігання підтопленню території.

Штучне підвищення планувальних відміток поверхні території впроваджують зазвичай на заплавах і заболочених ділянках, які за цільовим призначенням підлягають освоєнню і забудові. Штучне підвищення здійснюють шляхом підсипання або намивання ґрунту, з обов'язковим попереднім відсипанням дренажного шару. До складу супровідних робіт включають розчищення і випрямлення русел річок і струмків, облаштування їхніх берегів.

Захист від підтоплення ґрунтовими водами територій міст і селищ, а також окремих споруд потрібно проводити так:

- улаштування дренажів різних типів;
- виконання зовнішньої або внутрішньої гідроізоляції.

Використання для захисту від підтоплення протифільтраційних екранів (завіс) вважається недоцільним через створення перед ними зон небезпечного підвищення рівня ґрунтових вод, що сприяє розвитку баражного ефекту.

Для зниження рівня ґрунтових вод у містах і селищах варто зазвичай передбачати дренажі закритого типу. Відкрита осушувальна мережа допускається в районах малоповерхової садибної забудови, на територіях парків і скверів.

У комплексах інженерного захисту від підтоплення ґрунтовими водами територій та споруд потрібно застосовувати дренажі таких видів: горизонтальний, вертикальний, комбінований, променевий, внутрішній, а в деяких випадках – спеціальні види дренажів (вакуумні, вентиляційні, електродренажі тощо)

Горизонтальний дренаж є найпоширенішим видом дренажу. Ці дренажі бувають двох типів, які застосовують у різних ґрунтових умовах:

- досконалого типу – в усіх видах ґрунтах без обмежень;
- недосконалого типу – у добре проникних ґрунтах (в інших ґрунтах – за наявності обґрунтування ефективності застосування).

Конструктивно горизонтальний закритий дренаж виконується у вигляді перфорованих труб з обсипанням піщано-гравійною сумішшю або обгорнутих геотканиною, або із застосуванням трубофільтрів із крупнопористого фільтраційного бетону або синтетичних матеріалів. Дренажні труби виготовляються з синтетичних матеріалів, зокрема ПВХ і склопластику,

кераміки, азбесту, бетону. Матеріал дренажних труб вибирають з урахуванням корозійних, температурних і механічних властивостей ґрунту і хімічного складу дренажних вод.

На ділянках з піщаними ґрунтами застосовують головні і берегові дрени по фронту схилового та руслового припливу ґрунтових вод. До них підключають вуличні дрени для збору і перехоплення інфільтраційного живлення і витоків. На ділянках із глинистими ґрунтами потрібно додатково передбачати місцеві кільцеві і попутні дрени, що забезпечують захист від підтоплення окремих будівель, споруд та інженерних мереж.

Вертикальний дренаж найбільш ефективний у випадках, коли слабо проникні ґрунти підстилаються проникними ґрунтами з напірними водами.

Комбінований дренаж застосовується у випадках складної будови ґрунтової товщі, коли верхній слабо проникний шар великої товщини стелить шарами водопроникних ґрунтів невеликої потужності з водоносним горизонтом у них (напірним або безнапірним).

Променивий дренаж застосовується для глибокого зниження рівня ґрунтових вод. Він є ефективним для дренажу територій зі складною будовою рельєфу поверхні і ґрунтових шарів, на ділянках з щільною забудовою і підземним простором із численними комунікаціями.

Внутрішній дренаж застосовується для захисту будівель і споруд за неможливості влаштування класичних систем дренажу в таких випадках:

– проведення ремонту або реконструкції підвального приміщення, коли розкриття фундаментних пазух неможливе в умовах розміщення навколишніх об'єктів (будівлі, споруди, автодороги, комунікації, рослинність тощо) або призведе до недоцільних матеріальних витрат на відновлення таких об'єктів;

– у разі використанні методів будівництва типу «знизу догори» або «згори вниз», які не дозволяють влаштувати інший вид дренажу. У цих випадках можливе спільне використання внутрішнього дренажу спільно з гідроізоляційним покриттям в умовах подальшого влаштування систем управління вологістю приміщень підземної частини будівлі.

Спеціальні види дренажів застосовуються для посилення ефекту осушення слабо проникних ґрунтів (прискорення темпів осушення, поліпшення роботи фільтрів). До них належать *вакуумний, електроосушувальний, вентиляційний* та інші дренажі.

Системи внутрішнього дренажу застосовуються при реконструкції будівель і споруд, коли немає жорстких вимог до вологості в приміщенні і за відсутності зосередженого ґрунтового припливу. Якщо є необхідність забезпечення нормативної вологості в приміщенні, встановлюють системи управління вологістю.

Контрольні запитання до розділу 9

1. Що таке підтоплення ґрунтовими водами?
2. Які негативні наслідки тривалого підтоплення територій?
3. Чим відрізняються підтоплювані території, підтоплені території та потенційно підтоплювані території?
4. Визначте поняття: підтоплення в природних умовах, підтоплення техногенне та підтоплення природно-техногенне.
5. Головні чинники підтоплення в Україні.
6. Основні техногенні причини підтоплення міст.
7. Граничні глибини залягання ґрунтових вод для територій міст і селищ.
8. Заходи для попередження підтоплення та затоплення територій і споруд.
9. Назвіть основні види дренажів.

РОЗДІЛ 10 ПРОЦЕСИ, ЩО ПОВ'ЯЗАНІ З ВОДОВІДЛИВОМ І ВОДОЗНИЖЕННЯМ

Інтенсивні або тривалі відкачування підземних вод, вилучення з надр нафти або газу можуть викликати осідання земної поверхні, обумовлене зниженням їхніх напорів (рівнів), зменшенням зважувальної дії рідини, що викликає збільшення напружень у ґрунтовому масиві. Терміни «осідання земної поверхні» або «дегідратаційно-гравітаційне стиснення ґрунтів і осідання поверхні» (за Ф. В. Котловим) у цей час відносять саме до осідань, викликаних цією діяльністю. Динаміка розвитку осідань земної поверхні залежить від цілої низки чинників: геологічної будови і геоморфологічних умов району, потужності, складу і фізико-механічних властивостей товщі ґрунтів, що осідає, інтенсивності відбору води або інших підземних флюїдів (нафти, газу, конденсату, газоводонафтових сумішей різного складу), величини спрацювання напорів.

Негативні наслідки явища осідання спостерігалися в Японії, Мексиці, США, Італії, Нідерландах, Таїланді. Максимальні осідання, що охоплюють великі території, пов'язані з видобутком з надр Землі води, нафти і/або газу. Характерні приклади осідань наведені в таблиці 10.1.

Таблиця 10.1 – Приклади масштабів, темпів і причин осідань земної поверхні (за даними Г. А. Разумова, 1991)

Територія, країна	Швидкість осідання, см/рік	Максимальна глибина осідань, м	Причини
Токіо, Японія	18	4	Відкачування води
Ніїгата, Японія	50		Видобування газу
Осака, Японія		2,8	Відкачування води
Мехіко, Мексика	50	8	Відкачування води
Гавань Лонг-Біч, США	75	9	Видобуток нафти
Долина Сан-Хоакін, США		8,5	Відкачування води
Узбережжя Техасу, США		3	Відкачування води
Дельта річки По, Італія	50		Видобування газу
Равенна, Італія	11		Видобуток нафти

Менший ступінь осідань зареєстрований в різних країнах і в багатьох містах: Таллінні, Венеції, Лондоні, містах Нідерландів тощо.

Осідання земної поверхні в низці випадків відбувається настільки інтенсивно, що приносить величезний економічний збиток. З цим процесом пов'язане підвищення рівня ґрунтових вод із заболочуванням території, підтоплення будівель і промислових споруд, затоплення прибережних ділянок морів і річок. Під час нерівномірних осідань трапляються деформації і руйнування будівель, мостів, доріг і підземних комунікацій, портів, набережних та інших споруд.

В м. Токію до сьогодні майже п'ята частина території міста опустилася нижче рівня моря і відгороджена від води дамбами, у разі руйнуванні яких (наприклад, під час землетрусу) багатьом районам міста загрожує затоплення. Рівні річок і каналів, що впадають у Токійську затоку, знаходяться вище поверхні землі.

Відкачування підземних вод проводиться у великих обсягах у багатьох районах світу, здебільшого з метою господарсько-питного водопостачання і зрошення. Основні водозабори прилаштовані до місць інтенсивного споживання підземних вод: міст, великих промислових зон, сільськогосподарських масивів зрошення. Водозабірні споруди включають десятки і сотні свердловин, розташованих на відносно невеликій площі.

Під час інтенсивних відкачувань підземних вод відбувається зниження рівнів ґрунтових водоносних горизонтів або зниження напорів в артезіанських горизонтах. Виникає депресійна воронка (лійка), яка охоплює площі в сотні і тисячі квадратних кілометрів. Наприклад, у районі Лондона площа депресійної воронки становила 1 800 км², у Токію – 300 км², у долині Сан-Хоакін, США, (де проводиться доволі інтенсивний водозабір для зрошення підземними водами) – 11 тис. км². Глибина депресійних воронок (за даними Г. А. Разумова) досягає: у Лондоні – понад 100 м, у Києві – 60 м, у Москві і Петербурзі – 50 м, район Сан-Хоакін – до 150 м.

Над територіями розвитку депресійних лійок, викликаних інтенсивними відкачуваннями підземних вод, виникають і мульди осідання поверхні землі. Зокрема, американськими дослідниками в Техасі було встановлено, що обсяг осідання ґрунтів склав майже 22 % від обсягу води, видобутої з піщано-глинистих товщ. Середнє осідання поверхні зрошуваних масивів у долині Сан-Хоакін, США, з 20-х років ХХ століття становили понад 0,3 м (при максимумі в 8,5 м поблизу водозаборів). Цей регіон є найбільшою територією інтенсивного осідання поверхні на Землі.

Осідання поверхні може відбуватися під час навіть короткочасних відкачувань ґрунтових вод для будівельного водозниження з метою захисту котлованів споруджуваних будівель, транспортних тунелів та інших споруд. Зниження рівня ґрунтових вод викликає збільшення тиску і стиснення ґрунтової товщі під власною вагою. Величина осідання поверхні залежить від глибини водозниження і ступеня стисливості ґрунту. У межах радіусу впливу (зони депресії) відкачування осідання поверхні нерідко нерівномірне: максимальна найчастіше спостерігається в центрі і зменшується до країв.

Рисунок 10.1 ілюструє схему глибинного водозниження за допомогою двох водознижувальних свердловин.

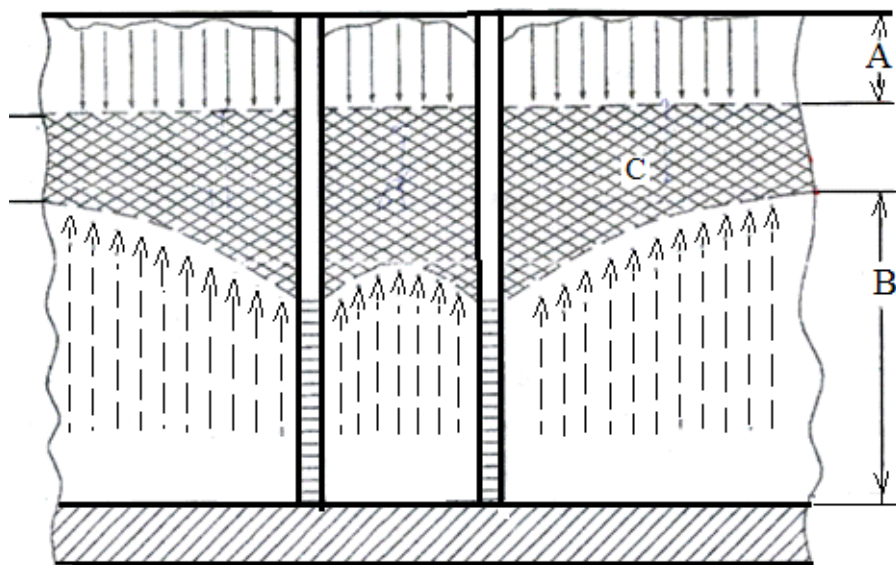


Рисунок 10.1 – Схема осідання поверхні землі під час водозниження:

А – зона аерації до водозниження, В – зона повного водонасичення, С – зона осушеного ґрунту в процесі водозниження (за А. Т. Симановським, О. Р. Челнокової, 2017)

На цьому рисунку видно, що в зоні депресії РГВ (зона С) значно зменшується зважувальна дія води, що може викликати осідання земної поверхні.

Прогнозний розрахунок осідання земної поверхні під час зниження РГВ

У разі зниження рівня ґрунтових вод більш ніж на 2 м, особливо в слабких глинистих ґрунтах, торфу і мулі, необхідно проводити розрахунок очікуваних осідань земної поверхні в зоні розвитку депресійної воронки.

Згідно з методикою, розробленою на кафедрі геотехніки СПбДАБУ, розрахунок осідання території $S_{гр}$ роблять за формулою:

$$S_{гр} = \Delta\gamma S^2 / 2 \cdot E, \quad (10.1)$$

де $\Delta\gamma = \gamma - \gamma_{sb}$, γ – питома вага ґрунту інженерно-геологічного елемента (ІГЕ), в межах якого відбулося зниження рівня підземних вод, кН/м^3 ;

$\gamma = g\rho$, ρ – щільність ґрунту, г/см^3 відповідного ІГЕ;

g – прискорення вільного падіння $9,8 \text{ м/с}^2$;

γ_{sb} – питома вага ґрунту нижче рівня ґрунтових вод, кН/м^3 ;

$$\gamma_{sb} = (\gamma_s - \gamma_w) (1 - n);$$

γ_s – питома вага твердих частинок ґрунту, кН/м^3 ;

$$\gamma_s = g\rho_s;$$

ρ_s – щільність твердих частинок ґрунту, г/см^3 , приймається за даними для відповідного ІГЕ;

γ_w – питома вага води, $\gamma_w = 9,8 \text{ кН/м}^3$;

n – пористість, приймається за даними для відповідного ІГЕ, д. од. ;

S – величина водозниження, м;

E – модуль загальної деформації ґрунту в зоні депресійної лійки, кПа (кН/м^2).

Формула для розрахунку $S_{гр}$ справедлива за умови $R/H_b \geq 3$, де R – радіус впливу, а H_b – потужність водоносного шару.

Контрольні запитання до розділу 10

1. Чим обумовлено осідання земної поверхні або дегідратаційно-гравітаційне стиснення ґрунтів?
2. Від чого залежить динаміка розвитку осідань земної поверхні?
3. Негативні наслідки осідань.
4. Осідання поверхні під час короткочасних відкачувань ґрунтових вод для будівельного водозниження.
5. Принцип методики розрахунку осідання поверхні території.

ЧАСТИНА IV ІНЖЕНЕРНО-ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ ВИШУКУВАННЯ І МОНІТОРИНГ ГІДРОГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА

РОЗДІЛ 11 ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ ВИШУКУВАННЯ

Гідрогеологічні вишукування (дослідження) виконують для вирішення спеціальних гідрогеологічних завдань у складі комплексних інженерно-геологічних вишукувань або окремо. Порядок виконання досліджень регламентується діючими нормативними документами: ДБН А.2.1-1-2014 «Інженерні вишукування для будівництва»; ДБН В.1.1-24:2009 «Захист від небезпечних геологічних процесів. Основні положення проектування»; ДБН В.1.1-25-2014 «Інженерний захист територій від підтоплення та затоплення».

Основний обсяг гідрогеологічних досліджень проводиться зазвичай на початкових стадіях проектування (ТЕО, ТЕР, ЕП, П), з можливістю коригування і доповнення на подальших стадіях розробки проєктів (РП, Р).

Об'єктом інженерно-гідрогеологічних вишукувань для будівництва є підземні води у всіх природних станах (гравітаційні, капілярні, плівкові тощо), які впливають на інженерно-геологічні та геотехнічні умови.

Вплив підземних вод на інженерно-геологічні умови об'єктів будівництва може мати прямий і непрямий характер.

До впливів прямого характеру відносять прояви безпосередньої дії підземних вод на умови будівництва та експлуатації будівель і споруд, а саме:

- підтоплення заглиблених частин інженерних споруд, комунікацій, будівельних котлованів;
- корозія матеріалів підземних конструкцій;
- явища, пов'язані з гідростатичним і гідродинамічним тиском підземних вод;
- погіршення загальних екологічних, санітарно-епідеміологічних і меліоративних умов територій та ділянок.

Впливи непрямого характеру проявляються у вигляді зміни характеристик міцності та деформаційних властивостей ґрунтів під дією підземних вод, а також виникнення і активізації інженерно-геологічних процесів, до яких відносять:

- просадочні явища;
- набухання глинистих ґрунтів;
- зсувні процеси на схилах;

- карст;
- суффозію;
- морозне здійсання;
- пливунні явища;
- зміна сейсмічних властивостей ґрунтів.

Гідрогеологічні дослідження в складі комплексних інженерно-геологічних вишукувань повинні враховувати наявність у межах ділянки (території) ґрунтів з особливими властивостями, здатними змінюватися під впливом підземних вод, а також можливість виникнення і інтенсифікації інженерно-геологічних процесів, у зв'язку зі зміною гідрогеологічних умов.

Види й обсяги гідрогеологічних досліджень повинні забезпечувати отримання вихідних даних, достатніх для прогнозування можливих змін гідрогеологічних умов і їхнього впливу на інженерно-геологічні умови території (ділянки), а також для прийняття проєктно-технічних рішень щодо захисту територій і споруд.

Самостійні гідрогеологічні вишукування виконують для вирішення завдань, пов'язаних із безпосереднім негативним впливом підземних вод на інженерно-геологічні умови. Вони спрямовані переважно на вирішення проблеми підтоплення територій, окремих ділянок і споруд. Процес підтоплення – це підйом рівня підземних вод і (або) підвищення вологості ґрунтів у зоні аерації до критичних значень, за яких відбувається зміна характеристик міцності і деформаційних властивостей ґрунтів.

За характером (станом) умов підтоплення варто розрізняти підтоплені (природно або з техногенних причин, постійно і тимчасово) і непідтоплені території, серед яких виділяються території, що потенційно підтоплюються та потенційно НЕ підтоплюються.

Під час виконання гідрогеологічних досліджень першочергово необхідно визначити стан конкретної території щодо умов розвитку підтоплення. Для цього потрібно врахувати дію всіх режимоутворювальних факторів (чинників підтоплення), що визначають режим підземних вод на цій території. З огляду на складність і багатофакторність геогідродінамічних процесів, формування режиму підземних вод конкретної локальної ділянки нерідко відбувається завдяки факторам, що діють далеко за її межами. Тому територіально гідрогеологічні дослідження не повинні обмежуватися майданчиком проєктованих об'єктів будівництва. Межі досліджуваної території обґрунтовуються в програмі вишукувань.

Стан території (або ділянки споруди) за умовами підтоплення визначається на початкових стадіях пошуків, що дає можливість скорегувати склад і обсяги подальших дослідницьких робіт. Основним критерієм при цьому є гранична глибина залягання рівня підземних вод за ДБН В.1.1-25 (див. табл. 9.1), зменшення якої, залежно від функціонального використання і характеру забудови конкретної території, дозволяє вважати її підтопленою.

Потенційна схильність до підтоплення встановлюється на основі аналізу сукупності даних про природно-техногенні умови територій (ділянок), з визначенням основних факторів і причин розвитку процесу підтоплення на регіональному і локальному рівнях. Важливою є кількісна або якісна оцінка (за можливості) всіх прибуткових і витратних складових балансу підземних вод як основної передумови розвитку процесу підтоплення території.

Геоморфологічними факторами підтоплення є такі:

- недостатня природна дренажність території через слабку вертикальну розчленованість рельєфу;
- розташування поверхні території на невисоких відмітках щодо природного базису дренажування, яким зазвичай є гідрографічна мережа;
- наявність від'ємних замкнутих форм рельєфу (низини, западини, «степові блюдця»), у яких відбувається акумуляція поверхневого стоку і його трансформація в підземний.

До геолого-літологічних факторів підтоплення належать:

- неглибоке залягання регіонального водотривкого шару;
- нерівний рельєф поверхні водотривкого шару, наявність підземних балок стоку – знижень у покрівлі водотрива, які слугують зонами акумуляції і транзиту підземних вод (згідно з ДБН В.1.1-3);
- розвиток у зоні аерації слабо проникних порід із низькою водовіддачею, що викликає формування зон перезволоження і повного водонасичення;
- наявність у вертикальному розрізі прошарку слабо проникних порід, що відіграють роль локальних водотривів;
- латеральна літолого-фаціальна мінливість порід водоносної товщі, яка створює умови для підпору підземних вод завдяки підвищенню фільтраційного опору на шляху руху підземного потоку;
- наявність зон тектонічних порушень, через які відбувається розвантаження напірних водоносних горизонтів у товщах, що залягають вище;
- наявність зон ерозійного розмиву порід регіонального водотрива, які обумовлюють зв'язок із напірними водоносними горизонтами нижчого рівня;
- наявність слабо проникних руслових відкладень у зонах розвантаження підземних вод.

Гідролого-метеорологічними чинниками є такі:

- перевищення річної кількості опадів над випаровуванням;
- наявність тривалих періодів з інтенсивними атмосферними опадами і негативними температурами повітря;
- великі амплітуди природних сезонних коливань рівня води в водоймах і водотоках.

До техногенних факторів належать:

- додаткове інфільтраційне живлення підземних вод завдяки витокам з водоносних мереж, інтенсивність якого прямо залежить від кількісних характеристик водоспоживання об'єкта (території);
- зміна природного рельєфу територій з порушенням умов поверхневого стоку;
- екранування земної поверхні будівлями, інженерними спорудами і штучними покриттями, що перешкоджають випаровуванню з вільної поверхні ґрунтових вод і вологи з зони аерації;
- наявність зрошувальних систем;
- створення баражного ефекту в результаті підпору підземного потоку пальовими фундаментами, тунелями та іншими підземними спорудами;
- підпір ґрунтового потоку під час влаштування водосховищ і ставків, під час штучного регулювання режиму рівнів водних об'єктів;
- виведення з експлуатації підземних водозаборів;
- створення умов розвитку техногенних водоносних горизонтів у масивах насипних або наливних ґрунтів;
- техногенне забруднення геологічного середовища, внаслідок якого відбувається цементация порід мінеральними новоутвореннями і зміна водно-фізичних властивостей порід під впливом хімічних і органічних речовин (наприклад, під час нафтохімічного забруднення); хімічне забруднення також може викликати появу або посилення агресивних властивостей підземних вод і ґрунтів щодо матеріалів заглиблених конструкцій.

Оцінка розвитку потенційного підтоплення проводиться на основі якісного прогнозування природних і техногенних змін гідрогеологічних умов території, у результаті яких можливе виникнення таких явищ:

- підвищення вологості ґрунтів зони аерації;
- формування локальних водоносних горизонтів («верховодки»);
- збільшення амплітуди природних сезонних і багаторічних коливань рівня підземних вод;
- техногенні зміни рівня підземних вод;
- зміна хімічного складу підземних вод, здатне викликати підвищення ступеня їхньої агресивності щодо матеріалів підземних конструкцій.

Гідрогеологічні вишукування на підтоплених і потенційно підтоплених територіях виконуються зазвичай в комплексі з інженерно-гідрологічними, інженерно-метеорологічними та інженерно-екологічними дослідженнями.

Головною метою інженерно-гідрогеологічних вишукувань на підтоплених і потенційно підтоплюваних територіях є отримання вихідних даних для розробки заходів щодо інженерного захисту територій (споруд) від шкідливого впливу підземних вод. Перелік необхідних для цього даних вноситься в технічне завдання.

За особливих вимог у технічному завданні вказують граничну глибину залягання рівня підземних вод для проєктованої споруди (ДБН В.1.1-25), з урахуванням усіх видів негативних впливів.

Якщо підтоплення пов'язане з високим рівнем або спрямованим підйомом рівня підземних вод в існуючому природному водоносному горизонті, до характеристик гідрогеологічних умов території (ділянки), визначення яких у процесі вишукувань є обов'язковим, належать такі:

- просторове розташування в розрізі і в плані меж водоносних горизонтів, що потрапляють у зону взаємодії проєктованої споруди з геологічним середовищем;

- поточний і прогностичний стан рівня ґрунтових вод і п'єзометричного рівня напірних вод;

- швидкість і напрямок ґрунтового потоку;

- наявність і ступінь гідравлічного взаємозв'язку між окремими водоносними горизонтами;

- граничні умови водоносних горизонтів;

- гідрогеологічні параметри водоносних горизонтів (коефіцієнти водопровідності та рівнепровідності або п'єзопровідності);

- особливості взаємозв'язку між підземними та поверхневими водами;

- умови живлення і розвантаження водоносних горизонтів;

- хімічний склад і корозійна активність підземних вод щодо матеріалів будівельних конструкцій.

Якщо підтоплення розвивається внаслідок зволоження ґрунтів зони аерації та (або) формування локальних зон водонасичення («верховодки») і нових техногенних водоносних горизонтів, гідрогеологічні вишукування слід направляти на вивчення властивостей ґрунтів зони аерації, для яких додатково визначається:

- літологічний склад;

- фільтраційні властивості;

- вологість ґрунтів і динаміка її зміни в часі;

- коефіцієнт нестачі водонасичення.

За наявності особливих вимог і відповідного обґрунтування під час інженерно-гідрогеологічних досліджень потрібно визначати такі характеристики:

- фільтраційні властивості порід водотривкого шару;
- висоту капілярного підняття вологи в ґрунтах зони аерації;
- величини основного і додаткового інфільтраційного живлення;
- активну пористість порід водоносного горизонту;
- коефіцієнт водовіддачі порід водоносного горизонту і зони аерації;
- амплітуди сезонних і багаторічних коливань рівня підземних вод;
- гідравлічний (фільтраційний) опір днищ водойм;
- коефіцієнт перетікання через водотривкий шар;
- гранулометричний склад порід водоносного горизонту;
- показники міцності і деформаційних властивостей ґрунтів за різних значень вологості і ступеня водонасичення.

Види й обсяги досліджень визначаються залежно від складності інженерно-гідрогеологічних умов та ступеня вивченості території. У загальному випадку інженерно-гідрогеологічні вишукування виконуються у певній послідовності і містить такі види робіт:

- вивчення літературних і фондових матеріалів: відомостей про регіональні особливості гідрогеологічних умов території, результатів наукових досліджень, стаціонарних режимних спостережень, балансових розрахунків, матеріалів досліджень і проектних розробок минулих років;
- рекогносцирувальне обстеження території з виявленням і оцінкою діючих природних і техногенних факторів підтоплення;
- розвідувальне гідрогеологічне буріння, яке виконують для визначення літологічного складу порід зони аерації і водоносної товщі, положення рівня підземних вод і водотривкого ложа; буріння розвідувальних гідрогеологічних свердловин доцільно поєднувати з бурінням інженерно-геологічних свердловин;
- польові дослідно-фільтраційні роботи проводяться для визначення фільтраційних властивостей порід зони аерації, водоносної і водотривкої товщ, гідрогеологічних параметрів і граничних умов водоносного горизонту;
- лабораторні роботи включають визначення хімічного складу підземних вод, окремо виконуються лабораторні визначення гранулометричного складу, вологості і фільтраційних властивостей ґрунтів як природних геологічних ознак, на основі яких оцінюється потенційна можливість підтоплення території;
- стаціонарні спостереження за режимом підземних вод виконують за особливих умов у складі вишукувань для будівництва відповідальних споруд (класу наслідків (відповідальності) СС-3), а також для інженерного освоєння

значних за площею територій; необхідність проведення цього виду досліджень обґрунтовується в програмі виконання робіт;

– моделювання гідродинамічних процесів із застосуванням як фізичних моделей, так і спеціального програмного забезпечення виконується для складних гідрогеологічних умов, коли аналітичні рішення геофільтраційних завдань за допомогою типових розрахункових схем є нездійсненними або допускають суттєві похибки;

– камеральна обробка фактичних даних, отриманих у процесі досліджень, розробка пошукових та нормативних прогнозів, формулювання і обґрунтування висновків і рекомендацій для подальших проєктних розробок.

Використання нестандартних методів і методик обґрунтовують у програмі виконання робіт.

Під час вибору методу розвідувального буріння перевагу потрібно віддавати ударно-канатному способу як найбільш ефективному для гідрогеологічних досліджень. Глибина гірничих виробок під час гідрогеологічних досліджень повинна визначатися з урахуванням зони можливого взаємного впливу об'єкта проєктування і підземної гідросфери, але в будь-якому випадку має бути не менше глибини залягання регіонального водотривкого шару із заглибленням в нього на 2–3 метри.

Гідрохімічні випробування водоносних горизонтів виконують для оцінки агресивних властивостей води до бетонів і металів, а також для оцінки видів і ступеня забруднення підземних вод. Кількість відібраних проб і аналізів має бути не менше трьох.

Розрахункові величини фільтраційних і ємнісних властивостей порід водоносного горизонту, зони аерації і водотривкого шару, що використовують в подальшому для обґрунтування заходів інженерного захисту територій та споруд від підтоплення, варто визначати польовими дослідно-фільтраційними методами (за ДСТУ Б В.2.1-24). Дані лабораторного визначення цих характеристик можуть використовуватися тільки для попередніх орієнтовних розрахунків.

Під час виконання стаціонарних режимних спостережень необхідно за можливості використовувати існуючі пункти державної і відомчих гідрорежимних мереж, а також гідрометричних постів. Система стаціонарних спостережень у перспективі може стати основою для створення постійно діючої гідрогеологічної моделі території. Тривалість стаціонарних режимних спостережень повинна має не менше одного гідрологічного року.

Під час виконання інженерно-гідрогеологічних вишукувань на підтоплених і потенційно підтоплюваних територіях, а також під час розробки рекомендацій з проєктування заходів захисту від підтоплення, необхідно

враховувати можливість виникнення негативних інженерно-геологічних процесів і явищ, викликаних зменшенням вологості й зниженням рівня підземних вод. До них належать такі процеси:

- дегідратаційно-гравітаційне осідання ґрунтів, викликане зниженням ефекту гідростатичного зважування;

- механічна суфозія;

- активізація карсту і хімічної суфозії;

- формування гідродинамічних зсувів;

- усадка і розчленування масивів, складених набухаючими ґрунтами.

Дія зазначених процесів може поширюватися на суміжні ділянки, що особливо потрібно враховувати на ділянках існуючої щільної забудови в межах міських територій. Розробка рекомендацій щодо попередження або усунення цих процесів входить до складу нормативного прогнозування змін інженерно-геологічних умов під впливом проєктованої діяльності.

У період будівництва, експлуатації та ліквідації будівель (споруд) інженерно-гідрологічні вишукування виконують з метою:

- контролю ефективності та коригування виконаних заходів із захисту від підтоплення;

- верифікації прийнятих геофільтраційних моделей і розрахункових схем, накопичення досвіду для його використання на об'єктах з аналогічними природно-техногенними умовами;

- оцінки впливу досліджуваного об'єкта і захисних споруд на суміжні ділянки та будівлі;

- дослідження впливу на підземну гідросферу ліквідації об'єкта та виведення з експлуатації захисних споруд.

Результати інженерно-гідрологічних вишукувань оформлюють у вигляді розділу в науково-технічному звіті про комплексні інженерно-геологічні дослідження або у вигляді окремого звіту. Звітна документація повинна містити такі відомості та дані:

- методику проведення інженерно-гідрологічних досліджень;

- регіональну характеристику гідрологічних умов території;

- визначення й оцінку основних факторів підтоплення;

- перелік і глибини залягання водоносних горизонтів у зоні активної існуючої і прогнозованої взаємодії об'єктів будівництва з підземною гідросферою;

- опис і графічне відображення граничних умов досліджуваної області фільтрації з оцінкою її ролі в формуванні гідродинамічного режиму території;

- водно-балансові показники й особливості режиму підземних вод;

- гідрогеологічні параметри водоносних горизонтів і фільтраційні характеристики ґрунтів зони аерації і водотривкого шару;
- наявність і характеристику небезпечних інженерно-геологічних процесів, пов'язаних з дією підземних вод;
- оцінку хімічного складу й агресивності підземних вод;
- інженерно-гідрогеологічного районування (для великих за площею територій);
- пошуковий і нормативний прогнози зміни гідрогеологічних умов у зоні впливу проєктованої інженерної діяльності;
- висновки і рекомендації для прийняття проєктно-технічних рішень щодо попередження та (або) захисту території (споруди) від підтоплення та пов'язаних із ним небезпечних інженерно-геологічних процесів.

Контрольні запитання до розділу 11

1. Що є об'єктом інженерно-гідрогеологічних вишукувань для будівництва?
2. Визначте прямий і непрямий вплив підземних вод на інженерно-геологічні умови об'єктів будівництва.
3. Чим обумовлене виникнення і активізація шкідливих інженерно-геологічних процесів?
4. Назвіть природні фактори підтоплення.
5. Назвіть техногенні фактори підтоплення.
6. Оцінка розвитку потенційного підтоплення.
7. Головна мета інженерно-гідрогеологічних вишукувань на підтоплених і потенційно підтоплюваних територіях.
8. Які характеристики гідрогеологічних умов території (ділянки), визначення яких у процесі вишукувань є обов'язковим?
9. Які види робіт виконують у загальному випадку інженерно-гідрогеологічних вишукувань?
10. Особливості інженерно-гідрогеологічних вишукувань на підтоплених і потенційно підтоплюваних територіях.
11. Назвіть основні методи польових інженерно-гідрогеологічних вишукувань.
12. Вміст звіту про комплексні інженерно-геологічні та гідрогеологічні дослідження.

РОЗДІЛ 12 СТАЦІОНАРНІ СПОСТЕРЕЖЕННЯ Й ІНЖЕНЕРНО-ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ ВИШУКУВАННЯ В ОСОБЛИВИХ І СКЛАДНИХ УМОВАХ

Стаціонарні спостереження за станом елементів гідрогеологічного середовища і його впливу на конструкції будівель і споруд здійснюють як в процесі моніторингу, так і в процесі виконання вишукувальних робіт. Стаціонарні спостереження проводять з метою отримання інформації про розвиток інженерно-геологічних і гідрогеологічних процесів, їхньої циклічності, впливу на стан і експлуатаційну придатність будівель і споруд. Тривалість стаціонарних спостережень повинна бути обґрунтована програмою виконання робіт.

Системи стаціонарних спостережень створюють під час будівництва об'єктів класу наслідків (відповідальності) СС-3 у складних інженерно-геологічних умовах з метою оцінки впливів об'єкта на резонансні фактори навколишнього середовища й оцінки фактичних впливів цього середовища на об'єкт.

Вивчення інженерно-гідрогеологічних процесів і явищ виконують на основі аналізу і синтезу інформації, одержуваної на всіх етапах виконання польових, лабораторних і камеральних робіт. За відповідного обґрунтування в програмі виконання робіт передбачають спеціальні види робіт (стаціонарні наземні спостереження, геофізичні роботи, спеціальні лабораторні випробування і моделювання).

Інженерно-гідрогеологічні вишукування в складних умовах

Складність інженерно-гідрогеологічних умов оцінюють відповідно до таблиці 12.1.

Додаткові вимоги поширюються на інженерно-гідрогеологічні вишукування на територіях з III категорією складності умов. Склад і обсяги додаткових інженерно-гідрогеологічних робіт призначають залежно від факторів, що визначають складність умов, і за спеціальним завданням.

На ділянках зі складним рельєфом і геологічною будовою відстані між свердловинами і глибину буріння призначають виходячи з необхідності достовірного відображення наявних особливостей. На ділянках поширення ґрунтів з особливими властивостями способи вивчення цих властивостей і обсяги визначень повинні забезпечувати отримання достовірних характеристик для проєктування.

Таблиця 12.1 – Категорії складності інженерно-гідрогеологічних умов за ДБН А.2.1-1-2015

Категорія складності умов	Комплекс показників для віднесення територій до тієї чи іншої категорії складності
Прості	<p>Наявність у межах зони взаємодії споруди і підземної гідросфери одного водоносного горизонту (комплексу), витриманого за простяганням. Фільтраційні параметри стійкі. Граничні умови вимагають обліку не більше однієї планової межі. Ознак можливого зв'язку з іншими водоносними горизонтами немає. Додаткові техногенні впливи або відсутні, або не перевищують впливу садибної чи малоповерхової забудови. Виробництва з використанням шкідливих речовин відсутні. Небезпечне підвищення рівнів підземних вод не фіксується спостереженнями. Активні фізичні процеси в підземній гідросфері відсутні.</p>
Середньої складності	<p>Наявність у межах зони взаємодії споруди і підземної гідросфери одного водоносного горизонту, не витриманого за простяганням, або двох водоносних горизонтів з простими морфометричними показниками, або одного водоносного горизонту, прилаштованого до колекторів масивного типу. Граничні умови прості, меж для кожного горизонту не більше однієї, легко ідентифікованої за геологічними ознаками. Територія освоєна змішаною промисловою і селітебною забудовою. Гідрогеологічні особливості розрізу визначають незначний розвиток процесів підтоплення за побутових техногенних навантажень, але сприяють розвитку підтоплення під час ймовірності зростання техногенних навантажень. Сучасні фізичні процеси у верхній частині літосфери, пов'язані з проявами водоносності повсюдні, але незначні за масштабами. Небезпечні впливи на організм людини, пов'язані з техногенними змінами хімізму підземних вод, не відзначаються</p>
Складні	<p>Наявність у розрізі двох і більше водоносних горизонтів (комплексів), у різний ступень пов'язаних один з одним, що характеризуються нестійким літологічним складом водовмісних ґрунтів, виклинцюванням у плані, переходами один в одного. Граничні умови складні, кількість меж різного роду явно більше 2 ... 3, або їхня наявність можна припускати, виходячи з особливостей структурно-геологічної та геоморфологічної будови. Взаємний вплив граничних умов складно і важко ідентифікується. Техногенні впливи на рівень і гідрохімічний режим великі. Освоєння території різнопланове. За спостереженнями в окремих пунктах відбувається інтенсивний підйом рівнів підземних вод. Території підтоплені й ті, що потенційно підтоплюються.</p>

На підтоплених і потенційно здатних до підтоплення територіях склад і обсяг інженерно-гідрогеологічних робіт повинен забезпечувати прийняття рішень по територіальному або локальному захисту.

На територіях формування і поширення несприятливих і небезпечних інженерно-гідрогеологічних процесів вишукування виконують також поза контурами проєктованих споруд в обсягах, достатніх для прогнозування розвитку цих процесів, і додатково створюють системи відповідних спостережень.

Інженерно-гідрогеологічні вишукування для реконструкції повинні забезпечити комплексне вивчення умов ділянки з урахуванням техногенного впливу, прогнозування змін гідрогеологічних умов після реконструкції, бути достатніми для вибору та розробки найбільш надійного й економічно доцільного проєктного рішення під час реконструкції будь-якого виду. Геотехнічні категорії об'єктів реконструкції наведені в таблиці 12.2.

Під час проведення польових вишукувальних робіт (бурових, гірничопрохідницьких, дослідно-фільтраційних) необхідно виключити негативний вплив на фундаменти і ґрунти основи споруди, що реконструюють. Порушені покриття, вимощення, гідроізоляція мають бути відновлені після закінчення польових вишукувальних робіт.

Кількість розвідувальних і досвідчених свердловин приймається достатньою для визначення умов залягання і фільтраційних властивостей ґрунтів, виділення ділянок зі зміненим станом ґрунтів у результаті техногенного впливу. Розташування гірничих виробок залежить від конфігурації споруди, що реконструюється, і системи впливу на основу (місце розташування ділянок, що мають різну товщину активної зони, ділянок, які зазнали замочування, термічного впливу або інтенсивного забруднення).

На підставі порівняння результатів досліджень і архівних даних повинен бути зроблений висновок про зміну інженерно-гідрогеологічних умов майданчика, викликаних будівництвом і експлуатацією споруди, що реконструюється, зроблений прогноз про можливість їхніх подальших змін після проведення реконструкції. Звіт про вишукування для проєкту реконструкції повинен містити інформацію про стан фундаментів і ґрунтів основи, рекомендації щодо можливого посилення основ і фундаментів реконструйованих будівель і споруд, а також захисту території та прилеглої забудови.

Таблиця 12.2 – Геотехнічні категорії умов для об'єктів реконструкції (за ДБН А.2.1-1-2015)

Категорії складності інженерно-гідрогеологічних умов	Житлові будинки та будівлі соціально-побутового призначення			Промислові будівлі та споруди			
	Група будівель і споруд						
	A	B	C	D	E	F	G
I Проста	2	1	1	2	2	1	1
II Середньої складності	2	2	2	3	3	2	2
III Складна III а. Особливо складна III б. Екстремальні умови	3	3	3	3	3	3	3

Примітки.

Житлові будинки та будівлі соціально-побутового призначення

Група А. Дво-, три-, чотириповерхові будинки в межах історичної міської забудови. Вік близько 100 років. Індивідуальні проекти, фундаменти різної конструкції. Часто мають деформації. Мета реконструкції – перепрофілювання. Види робіт: внутрішнє перепланування, надбудова, прибудова, поглиблення і благоустрій підвалів. Геотехнічна вивченість може бути недостатньою.

Група В. П'ятиповерхові будівлі і будівлі соціально-побутового призначення. Вік 40–50 років. Типові проекти. Деформації не мають масового характеру. Мета реконструкції – підвищення комфортності проживання, підвищення надійності конструкцій, перепрофілювання. Види робіт: надбудова поверху, внутрішнє перепланування, посилення конструкцій. Геотехнічна вивченість задовільна.

Група С. Сучасні (9–16 поверхів) житлові будинки. Вік 30 років і менше. Типові проекти. Деформації осадового характеру практично відсутні. Мета реконструкції – розширення споживчої інфраструктури. Види робіт: перепланування першого поверху, благоустрій підвалів, малоповерхова прибудова. Геотехнічна вивченість хороша.

Промислові будівлі і споруди

Група D. Підприємства чорної та кольорової металургії, хімічної, коксохімічної, нафтопереробної і газової промисловості. Устаткування розміщується в цехах довжиною до 1 500 м і на відкритих майданчиках. Значна кількість джерел замочування ґрунтів основи. Можливість динамічного і термічного впливу. Наявність токсичних, вибухо- та пожежонебезпечних виробництв.

Група E. Підприємства машинобудівного виробництва. Характерна наявність загальних та індивідуальних фундаментів під обладнання. Джерела техногенного впливу такі ж, що і для групи D, але більш низької інтенсивності.

Група F. Підприємства харчової та м'ясомолочної промисловості. Характерна наявність потужних холодильних установок і пов'язаних із технологічним процесом змінних статичних навантажень на фундаменти.

Група G. Підприємства легкої промисловості. Мінімальний рівень техногенного впливу.

Інженерно-гідрогеологічні вишукування в процесі будівництва виконують у разі поетапного будівництва, яке викликає зміни умов у міру реалізації проектних рішень, за відсутності доступу до місця робіт, а також як контроль дотримання проектних рішень та нормативних вимог, під час здійсненні функцій авторського нагляду.

На цій стадії дослідницька організація здійснює:

- обстеження котлованів, траншей та інших будівельних виїмок як основ для фундаментів;
- визначення відповідності фактичних інженерно-гідрогеологічних умов тим, які прийняті в проекті;
- контроль рівня підземних вод, зокрема під час будівельного водозниження;
- спостереження за розвитком інженерно-геологічних процесів і факторів, обумовлених господарським освоєнням території, уточнення прогнозу розвитку небезпечних гідрогеологічних процесів.

Інженерно-гідрогеологічні вишукування для підземного будівництва

Під час виконання цього виду досліджень у програму робіт, залежно від специфіки об'єкта, входить:

- вивчення гідрогеологічної будови, властивостей ґрунтів у межах території можливого впливу під час будівництва та експлуатації об'єкта;
- вивчення складу і властивостей ґрунтів у межах товщі в основі споруди;
- за наявності ґрунтових вод (фактичній або прогнозованих), визначення польовими і лабораторними методами фільтраційних властивостей ґрунтів і моделювання процесів при тимчасовому і постійному водозниженні та, за необхідності, проведення дослідних відкачок для оцінки параметрів дегідратаційно-гравітаційного осідання поверхні;
- у разі використання заморожування ґрунтів – виконання випробувань для оцінки морозного здіймання ґрунтів;
- улаштування системи спостережень за рівнями, хімічним складом та іншими характеристиками підземних вод;
- вивчення та оцінка суфозійної стійкості ґрунтів.

Результати додаткових робіт мають бути відображені у відповідних розділах науково-технічного звіту.

Пошукові прогнози під час інженерно-гідрогеологічних досліджень розробляють з метою оцінки можливості (ризик) виходу умов в цілому або окремих компонентів з допустимих (нормативних) станів. Основні напрямки прогнозів полягають у такому:

- оцінка можливих змін властивостей і стану ґрунтів;
- оцінка зміни гідрогеологічних умов;
- визначення характеру й інтенсивності розвитку небезпечних інженерно-геологічних і гідрогеологічних процесів.

Вибір методів розробки прогнозів повинен здійснюватися з урахуванням складності умов і цільового призначення вишукувальних робіт. Під час розробки та зіставлення з реальністю оцінка пошукових прогнозів здійснюється за достовірності (ймовірність і повнота подій) і точності (час і параметри).

Оцінка ризику виходу умов з допустимого (нормативного) стану здійснюється шляхом зіставлення прогнозованих і допустимих параметрів системи. За результатами оцінки визначається необхідність розробки і вміст нормативних прогнозів.

Відповідно оцінці ризику складні інженерно-гідрогеологічні умови підрозділяються на додаткові категорії:

III – ризик виходу системи з допустимого стану слабкий, захисні заходи не потрібні;

III а – ризик виходу системи з допустимого стану істотний, необхідні спеціальні профілактичні заходи з регулювання впливів або захисту від небезпечних процесів;

III б – ризик виходу системи з допустимого стану екстремальний, необхідні спеціальні заходи щодо попередження катастрофічних наслідків.

Камеральна обробка матеріалів. Технічні вимоги до результатів інженерно-гідрогеологічних досліджень

Камеральна обробка матеріалів включає опис, аналіз і модельне відображення інформації про геологічну будову, властивості ґрунтів, стан і режим гідросфери, поширення і активності інженерно-гідрогеологічних процесів і явищ. Результати камеральної обробки повинні відповідати технічним завданням, програмі виконання робіт і вимогам до звіту про вишукування.

На завершальному етапі камеральних робіт розробляють такі види прогнозів:

- *пошуковий прогноз*, у якому здійснюють якісну і/або кількісну характеристику змін і можливих станів природно-техногенних умов;

- *нормативний прогноз*, у якому наводять рекомендації щодо досягнення необхідного (нормативного) стану природних і техногенних умов за допомогою регулювання впливів і/або виконання спеціальних заходів (планування

території, дренажування, будівництва утримувальних споруд, закріплення ґрунтів тощо).

Достовірність прогнозів забезпечується обсягом і якістю вихідної інформації, регламентованої відповідними нормативними документами. На основі прогнозів, зокрема прогнозів взаємодії споруди з навколишнім середовищем, необхідно здійснювати оцінку ефективності та якості прийнятих проектних рішень.

Розробка пошукових і нормативних прогнозів є обов'язковою складовою інженерно-гідрогеологічних робіт і обов'язковим елементом звіту.

Результати досліджень повинні відповідати таким критеріям якості:

- відповідність проведених досліджень технічним завданням;
- відповідність складу і вмісту звіту цільовому призначенню робіт і нормативним документам;
- наявність посилань на використані літературні та фондові матеріали (або посилання на їхню відсутність);
- наявність документів про метрологічну повірку та підтвердження відповідності приладів і обладнання, що використовуються під час досліджень;
- кількість і розміщення гірничих виробок, точок польових дослідних робіт, що забезпечують отримання обґрунтованої інформації про інженерно-геологічні та гідрогеологічні умови території (ділянки) вишукувань і прогнозування можливих загроз від небезпечних процесів;
- глибини проходки гірських виробок, що забезпечують вивчення активної зони і можливість багатоваріантного проєктування основ і фундаментів;
- відбір проб ґрунтів порушеної та непорушеної структури, який забезпечує вивчення фільтраційних властивостей шарів ґрунту в виділених інженерно-геологічних елементах;
- відповідність методики і технології польових і лабораторних випробувань ґрунтів нормам національних стандартів;
- відповідність складу й обсягу гідрогеологічних робіт категорії складності гідрогеологічних умов;
- обґрунтованість пошукового і нормативного прогнозів результатами досліджень;
- відповідність складу й оформлення звітної документації нормативним вимогам.

Контрольні запитання до розділу 12

1. Яка мета створення системи стаціонарних спостережень за рівнем ґрунтових вод?
2. Основні методи моніторингу гідрогеологічних умов.
3. Як визначають складність інженерно-гідрогеологічних умов?
4. Особливості інженерно-гідрогеологічних вишукувань для реконструкції.
5. Як визначають геотехнічні категорії умов для об'єктів реконструкції?
6. Мета і зміст інженерно-гідрогеологічних вишукувань у процесі будівництва.
7. Особливості інженерно-гідрогеологічних вишукувань для підземного будівництва.
8. Основні напрямки і мета пошукових прогнозів під час інженерно-гідрогеологічних досліджень.
9. Чим відрізняються пошуковий і нормативний прогнози?
10. Головні критерії якості результатів інженерно-гідрогеологічних вишукувань (досліджень).

РОЗДІЛ 13 СУЧАСНІ ПРОБЛЕМИ ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНИХ І ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ ВИШУКУВАНЬ ДЛЯ БУДІВНИЦТВА В УКРАЇНІ

В останні десятиліття в економіці, господарській політиці і будівництві сформувалися фактори, які суттєво впливають на зміст вишукувальних робіт. З-поміж них можна назвати такі:

- різке зниження обсягів масового будівництва житла в містах;
- зниження обсягів промислового будівництва;
- вибіркова забудова ділянок, що відносили раніше до малоприсадибних для будівництва;
- збільшення поверховості житлового будівництва;
- розвиток індивідуального будівництва котеджів;
- масова реконструкція існуючих будівель і споруд;
- активізація негативних впливів на літосферу і гідросферу в містах, через старіння інженерних мереж.

Ці фактори будуть діяти і в доступному для огляду майбутньому. Але вже зараз визначилися нові тенденції в інженерно-геологічних, гідрогеологічних та геотехнічних вишукуваннях. Вони полягають в такому:

- тенденція мінімізації складу та обсягів робіт;
- зниження обсягів бурових, польових дослідних і лабораторних робіт;
- підвищення складності та відповідальності за результати робіт;
- оптимізація видів робіт (зниження обсягів польових випробувань ґрунтів, практично відмову від геофізичних методів вивчення геологічної будови, складу і стану ґрунтів);
- широке використання матеріалів вишукувань минулих років і перехід на виконання вишукувань в обсязі контрольних;
- збільшення обсягів шурфопрохідницьких робіт і випробування ґрунтів в основі багатоповерхових існуючих будівель.

Дуже важливим фактором, що сильно впливає на склад і обсяги традиційних видів робіт, є високий ступінь вивченості інженерно-геологічних умов у великих містах, особливо в обласних центрах. Там, де інформацію узагальнювали і складали відповідні карти, сучасні дослідження спрямовані на локальні уточнення, переважно сучасного стану рівня ґрунтових вод, а також на контроль раніше виконаних прогнозів, якщо такі були наявні.

Досвід останніх років показує, що розвиток небезпечних процесів на урбанізованих територіях триває. Це передусім процеси підтоплення територій і пов'язані з ними розвиток зсувних деформацій, осідання поверхні над природними порожнинами і гірничими виробками, просадки лесових ґрунтів

тощо. З цими процесами також пов'язане зниження експлуатаційної придатності або деформації і руйнування будівель та споруд. Зазвичай негативні наслідки виявляються в випадках, коли проєктувальники і будівельники недостатньо поінформовані про особливості геолого-гідрогеологічного середовища або ці особливості не враховано в проєктних рішеннях.

Незважаючи на те, що розробка прогнозів взаємодії людини з геологічним і гідрогеологічним середовищем впливає із самої суті інженерної геології і гідрогеології, теоретичні основи прогнозування не відображені в навчальній і слабо представлені в нормативно-методичній літературі. Тому на практиці без належного обґрунтування застосовуються різні методи, що створюють ілюзію кількісного прогнозу тих чи інших змін геологічного середовища в майбутньому. Найчастіше це інтуїтивні (експертні) описи можливості розвитку несприятливих і небезпечних процесів (підтоплення, затоплення, обвали, карстові провали тощо.). У багатьох випадках це екстраполяція тенденцій, що спостерігаються. За наявності вихідних даних застосовуються формалізовані методи, зокрема математичні методи кореляційного і регресійного аналізу, методи групового обліку аргументів і факторного аналізу, також комплексні системи, типу прогнозного графа, системи Паттерн й інші.

Існуючі методи прогнозування інженерно-геологічних процесів можна розділити на три основні групи:

- експертні;
- розрахункові;
- моделювання процесу.

У кожному разі автор вибирає той метод, який відповідає природі процесу, меті прогнозу, можливості отримання і коректної обробки інформації, намагається задовольнити вимоги замовника про видачу достовірної кількісної прогнозованої інформації. Але за необґрунтованих вимог нерідко виникають конфліктні ситуації, тому що жоден з відомих методів не може забезпечити, наприклад, прогноз підвищення рівня ґрунтових вод з точністю до декількох десятків сантиметрів.

Проблема достовірності прогнозів об'єктивно існує і вимагає спеціального розгляду. На нашу думку, достовірність – це сукупна властивість прогнозу, що характеризується такими ознаками:

- ймовірність події (й);
- повнота подій;
- час;
- параметри.

Під час розробки традиційних інженерно-геологічних і гідрогеологічних прогнозів зазвичай достовірно вказується тільки ймовірність події. Рідше дається правильне перелічення взаємопов'язаних подій. Вкрай рідко (випадково) правильно визначається час і параметри події (й).

Розробникам і замовникам прогнозів необхідно знати, що навіть теоретично інженерно-геологічні та гідрогеологічні прогнози не можуть бути повністю реалізовані за часом і параметрами, тому що кількість врахованих і неврахованих змінних завжди перевищує відому математичну межу. Якщо до цього додати уявлення про неможливість адекватного моделювання процесу (від мікроструктурного рівня до заданої генералізації), то довіра до кількісних прогнозів буде зруйнована. Розуміючи це, ми вважаємо, що в теорії і практиці інженерно-геологічного та гідрогеологічного прогнозування свого часу була зроблена низка припущень про аналогію природних (геологічних) і природно-техногенних (інженерно-геологічних і гідрогеологічних) процесів, про статистичну однорідність об'єктів нестатистичної природи (впливів), про можливість адекватного моделювання, які призвели до переоцінки можливостей прогнозування.

Отже, в основу теорії і методики інженерно-геологічних досліджень для реального будівництва мають бути покладені уявлення про те, що система «людина – геологічне середовище» є кібернетичною. І прогнозування системи в цілому або її частини повинно здійснюватися відповідно до правил з управління розвитком. Для цієї мети ми ввели в діючі нормативні документи поняття про *пошуковий і нормативний прогнози*. Як відомо, пошуковим прогнозом характеризується можливий стан системи в майбутньому, а в нормативному – дається визначення шляхів досягнення можливих станів системи в майбутньому, прийнятих як мета.

Таким чином, під час розробки пошукового прогнозу вивчають властивості системи, зокрема і стійкість до зовнішніх впливів, а нормативний прогноз розробляється на основі врахування цих властивостей. Природно, що сучасний процес прогнозування вимагає участі інженерів-геологів-гідрогеологів у прийнятті проектних рішень із регулювання впливів або підвищення стійкості природного середовища. Надалі, під час контролю за реалізацією прогнозу (моніторингу), за участю інженера-геолога приймаються додаткові рішення, що забезпечують розвиток системи за значущими змінними в заданих межах.

У зв'язку з випадками виникнення небезпечних інженерно-геологічних і гідрогеологічних процесів на урбанізованих територіях, а також у зв'язку з освоєнням ділянок, які належали раніше до несприятливих для будівництва, потрібно було ввести додаткові, соціально-екологічні категорії складності інженерно-геологічних умов. Це, у межах III категорії складності, виділення

населення (особливо додаткових категорій, що характеризують ступінь ризику для життєдіяльності складні та екстремальні умови). Виділення таких ділянок сприяє більш конкретній оцінці ризику і відповідному підходу до освоєння або захисту території, будівель і споруд від небезпечних процесів (табл. 13.1).

Таблиця 13.1 – Оцінка ризику виходу інженерно-гідрогеологічних та інженерно-геологічних умов з допустимого (нормативного) стану в прикладах

Процеси	Параметри			Категорії складності й оцінка ризику	Рекомендації щодо усунення ризику (нормативний прогноз)
	встановлені	прогнозні (пошуковий прогноз)	Допустимі (нормативні)		
1	2	3	4	5	6
Інженерно-гідрогеологічні та гідрологічні процеси					
Затоплення поверхневими водами	Відомості про затоплення відсутні	Прогнозний рівень при 1-відсотковій забезпеченості нижче позначки ділянки	Ймовірність $\leq 1\%$	Ш, ризик слабкий	Заходи не потрібні
	Є дані про затоплення заплави	Затоплення можливе	Ймовірність $\leq 1\%$	Ша, ризик суттєвий	Обмеження зони забудови. Підсіпка (намив) території. Облаштування захисних споруд
	Територія періодично затоплюється	Ймовірність затоплення вище норми	Ймовірність $\leq 1\%$	Шб, екстремальна ситуація	Відселення людей, обмежене використання
Підтоплення ґрунтовими водами	РГВ глибше 5,0 м	$> 5,0$ м	$> 2,0$ м	Ш, ризик слабкий	Заходи не потрібні
	РГВ глибше 5,0 м	$\leq 1,5$ м	$\geq 2,0$ м	Ша, ризик суттєвий	Зниження живлення ґрунтових вод. Поліпшення умов стоку ґрунтових вод. Облаштування дренажів. Гідроізоляція підземних частин будинків

Продовження таблиці 13.1

1	2	3	4	5	6
	РГВ на глибині менше 1,0 м	0,0 м	$\geq 2,0$ м	Шб, екстремальна ситуація	Необхідний захист території від підтоплення або відселення людей
Абразія	Висота хвилі < 1,5 м, ширина пляжу > 3,0 м	Висота хвилі < 1,5 м, ширина пляжу > 3,0 м	Висота хвилі < 1,5 м, ширина пляжу > 3,0 м	Ш, ризик слабкий	Заходи не потрібні
	Висота хвилі > 1,5 м, ширина пляжу < 3,0 м	Висота хвилі < 1,5 м, ширина пляжу > 3,0 м	Висота хвилі < 1,5 м, ширина пляжу > 3,0 м	Ша, ризик суттєвий	Облаштування берегозахисних споруд, підсіпка пляжу тощо
	Висота хвилі > 1,5 м, ширина пляжу < 3,0 м	Висота хвилі < 1,5 м, ширина пляжу < 3,0 м	Висота хвилі < 1,5 м, ширина пляжу > 3,0 м	Шб, екстремальна ситуація	Обмежене використання до виконання захисних заходів
Дегідратаційно-гравітаційне осідання поверхні землі	Відкачування підземних вод не виконується	Відкачування не планується	Допускається регульоване відкачування	Ш, ризик слабкий	Заходи не потрібні
	Зміна відміток поверхні при відкачуванні підземних вод	Можливі перевищення допустимих меж	Допускається в нормативних межах	Ша, ризик суттєвий	Припинення відкачування води або зниження її інтенсивності. Облаштування відрізних стінок
	Осідання поверхні перевищує нормативні межі	Розвиток осідання поверхні і деформації будівель і споруд	Допускається в нормативних межах	Шб, екстремальна ситуація	Припинення відкачування
Суфозія	Ознаки та умови для розвитку відсутні	Умови для розвитку відсутні	Не допускається	Ш, ризик слабкий	Заходи не потрібні
	Наявність провалів і осідань поверхні	Можливі прояви	Не допускається	Ша, ризик суттєвий	Заліковування порожнин, дренажування, закріплення ґрунтів тощо

Продовження таблиці 13.1

1	2	3	4	5	6
	Провали в межах забудови	Розвиток воронки і нових провалів	Не допускається	Шб, екстремальна ситуація	Відселення людей. Виконання спеціальних заходів
Інженерно-геологічні процеси					
Зсуви	$K_{ст} > 1,25$ (коефіцієнт стійкості)	$K_{см} > 1,25$	$K_{уст} \geq 1,25$	Ш, ризик слабкий	Заходи не потрібні
	$K_{см} \leq 1,25$	$K_{см} < 1,00$	$K_{уст} \geq 1,25$	Ша, ризик суттєвий	Організація поверхневого стоку, обмеження будівництва поблизу брівки, будівництво дренажів і утримуючих конструкцій, інші протизсувні заходи
	$K_{см} < 1,0$	$K_{см} < 1,00$	$K_{уст} \geq 1,25$	Шб, екстремальна ситуація	Заходи з евакуації населення і відновлення нормативної стійкості схилу
Обвали	Крутизна схилу	<60 град.	< 60 град.	Ш, ризик слабкий	Заходи не потрібні
	< 60 град.	≥ 60 град.	< 60 град.	Ша, ризик суттєвий	Терасування, обмежене використання
	≥ 60 град., є сліди обвалів	> 60 град., обвали часті	< 60 град.	Шб, екстремальна ситуація	Не придатні для забудови
Селеві потоки	крутизна схилу < 30 град.	< 30 град.	< 30 град. відсутність ознак активізації селів	Ш, ризик слабкий	Заходи не потрібні
	≥ 35 град.	≥ 35 град. за водонасичення ґрунтів	< 30 град.	Ша, ризик суттєвий	Організація стоку зливових і талих вод, які утримують споруди, селедуки тощо

Продовження таблиці 13.1

1	2	3	4	5	6
	> 35 град.	> 35 град., активізація селів за водонасичення ґрунтів	< 30 град., ознаки активізації селів	Шб, екстремальна ситуація	Відселення людей, селедуки на дорогах
Лавини	Крутизна схилів < 6 град.	< 6 град.	< 6 град.	Ш, ризик слабкий	Заходи не потрібні
	від 6 град. до 20 град.	від 6 град. до 20 град., сходи лавин можливі	< 6 град.	Ша, ризик суттєвий	Контроль за сніговим покривом, обстріл снігових полів, обмеження використання території
	> 20 град., сходи лавин щорічні	> 20 град., сходи лавин щорічні, можливі жертви	< 6 град.	Шб, екстремальна ситуація	Відселення людей
Ерозія	Ухили поверхні ≤ 2 град., ярів немає	ухили поверхні ≤ 2 град., ярів немає	Ухили поверхні ≤ 2 град., ярів немає	Ш, ризик слабкий	Заходи не потрібні
	> 2 град., ознаки утворення ярів, лесові ґрунти	> 2 град., ознаки утворення ярів	Ухили поверхні ≤ 2 град., ярів немає	Ша, ризик суттєвий	Організація поверхневого стоку (нагірні канали, лотки з водовідбійними колодязями, висадка дерев та чагарників, кріплення)
	> 2 град., утворення ярів	> 2 град., активне утворення ярів	Ухили поверхні ≤ 2°	Шб, екстремальна ситуація	Відселення людей, протиерозійний захист

Продовження таблиці 13.1

1	2	3	4	5	6
Карст	Провали і воронки відсутні	Умов для розвитку карстових процесів немає	Не допускається	Ш, ризик слабкий	Заходи не потрібні
	Наявність карстових провалів, воронок у районі забудови	Можливі провали	Не допускається	Ша, ризик суттєвий	Усунення можливості розвитку або утворення нових порожнин і провалів. Заліковування порожнин, облаштування спеціальних фундаментів і конструкцій
	Провали на ділянці забудови	Розвиток провальних воронок. Велика ймовірність нових провалів	Не допускається	Шб, екстремальна ситуація	Відселення людей. Придатність для забудови оцінюється після виконання спеціальних заходів
Сейсмічні впливи	Сейсмічність ≤ 6 балів	≤ 6 балів	≤ 6 балів	Ш, ризик слабкий	Заходи не потрібні
	> 6 балів	7–9 балів	≤ 6 балів	Ша, ризик суттєвий	Інженерна підготовка території (дренування). Облаштування ґрунтових подушок із великоуламкових (щебенистих) порід. Конструктивні заходи
	> 9 балів	9–10 балів	≤ 6 балів	Шб, екстремальна ситуація	Відселення людей або розробка спеціальних заходів щодо захисту
Примітка. Бали наведені з урахуванням заданої ймовірності					

Продовження таблиці 13.1

1	2	3	4	5	6
Здатність до просідання	Реальні навантаження нижче початкового просадного тиску. Замочування відсутні	Замочування можливо. Осідання не прогнозується	Допускається в межах норм	Ш, ризик слабкий	Заходи не потрібні
	II тип ґрунтових умов за просіданням (просадка від власної ваги > 5 см)	Загальне осідання > 15 см, нерівномірне осідання – 1,2 см	Допускається в межах норм	Ша, ризик суттєвий	Виключення замочування, уникати тривалих перерв у будівництві. Ущільнення важкими трамбівками, прорізання просідаючих ґрунтів шпалями, зі спеціальними конструктивними заходами
Набухання усадка	Відносне набухання $\epsilon_{sw} < 5\%$	Відносне набухання $\epsilon_{sw} < 4\%$	Відносне набухання $\epsilon_{sw} < 4\%$	Ш, ризик слабкий	Заходи не потрібні
	Відносне набухання $\epsilon_{sw} > 4\%$.	$\epsilon_{sw} > 4\%$, $p_{sw} > 0,2$ МПа. Відносні зміщення перевищать допустимі	$\epsilon_{sw} < 5\%$, $p_{sw} < 0,2$ МПа	Ша, ризик суттєвий	Збільшення глибини закладення фундаментів або збільшення додаткового тиску на основу. Захист ґрунтів основи від замочування і висушування, зокрема скорочення простоїв котлованів
	Тиск набухання $p_{sw} > 0,2$ МПа. Параметри набухання та усадки вище норм	Деформації будівель і споруд	$\epsilon_{sw} \geq 5\%$, $p_{sw} > 0,4$ МПа	Шб, екстремальна ситуація	Капітальний ремонт, технічна меліорація ґрунтового масиву з метою стабілізації вологості ґрунтів основи

Закінчення таблиці 13.1

1	2	3	4	5	6
Осідання поверхні над гірничими виробками	Умови відсутні	Осідання не прогнозується	Нормативні значення	Ш, ризик слабкий	Заходи не потрібні
	У межах мульди зрушення	Осадка > 15 см	Нормативні значення	Ша, ризик суттєвий	Зміна місця розташування об'єкта. Виконання заходів з посиленням будівельних конструкцій. За масової забудові – забутовка виробленого простору, а також піддомкращування споруд
	Деформації й аварійний стан будівель і споруд	Руйнування будівель та споруд. Осадка > 15 см	Нормативні значення	Шб, екстремальна ситуація	Відселення людей, капітальний ремонт або розбирання будівель і споруд
Примітка. Практично всі випадки, які наведені в таблиці, мають реальне підґрунтя. Під час оцінки ризику необхідно керуватися вимогами нормативних документів.					

У зв'язку з будівництвом у складних умовах та обмеженого простору з'явилися нові технології будівництва основ і фундаментів, стабілізації схилів, створення штучних геотехнічних масивів. Специфіка теоретичного, методичного та технічного забезпечення подібних завдань визначила необхідність виконання інженерно-геотехнічних досліджень як у комплексі інженерно-геологічних вишукувань, так і самостійно (на ділянках, достатньо вивчених в інженерно-геологічному відношенні). Розвиток геотехнічних досліджень сприятиме підвищенню якості досліджень і проєктних рішень.

До геотехнічних вишукувань належать роботи, які пов'язані з вивченням складу і властивостей гірських порід як ґрунтів основ, середовища для влаштування підземних споруд, а також для оцінки стійкості природних і штучно сформованих ґрунтових масивів, схилів і укосів. До конкретного вмісту геотехнічних досліджень належать:

- вивчення складу і фізико-механічних властивостей ґрунтів на основі діючих нормативних документів і державних стандартів;
- прогноз змін властивостей ґрунтів у часі під впливом зміни рівня підземних вод, зволоження, впливу низьких або високих температур, вібрації,

вибухів, підрізування підстави схилів і укосів, підвантаження та підробітку ґрунтового масиву, суфозії, вивітрювання, технічної меліорації тощо;

– оцінка стійкості схилів і укосів як в існуючих умовах, так і з урахуванням можливих змін;

– вивчення характеристик штучних геотехнічних масивів, створених шляхом армування ґрунтів;

– розробка заходів для влаштування штучних утворень (терикони, шлакові відвали, хвістосховища, наливні території тощо) різними методами;

– випробування натурних паль статичним і динамічним навантаженнями.

З перелічених видів робіт нам видається найбільш перспективними роботами, пов'язані зі створенням штучних геотехнічних масивів. Завдання геотехнічних досліджень буде для цього складатися у вивченні властивостей ґрунтів природного масиву, розробці рекомендацій щодо перетворення і оцінки властивостей перетвореного або штучно створеного масиву. Вже сьогодні варто ширше застосовувати буроін'єкційні технології як особливо ефективні під час будівництва на ґрунтах зі слабкими структурними зв'язками.

Проблема вибору однієї зі стратегій (врахувати властивості ґрунтів основи або їх перетворити) об'єктивно існує, але на сучасному етапі розвитку будівельної галузі в багатьох випадках кращою виявляється стратегія перетворення основи.

Контрольні запитання до розділу 13

1. Назвіть сучасні фактори, які суттєво впливають на вміст вишукувальних робіт.

2. Які типові недоліки можуть бути в матеріалах вишукувань?

3. Три основні групи методів прогнозування інженерно-геологічних процесів.

4. Назвіть ознаки достовірності прогнозів.

5. Вміст та мета геотехнічних вишукувань.

ЧАСТИНА V КОНЦЕПТУАЛЬНІ АСПЕКТИ ВЗАЄМОДІЇ ЛЮДИНИ З ГЕОЛОГІЧНИМ СЕРЕДОВИЩЕМ

РОЗДІЛ 14 ВПЛИВ НА ПІДЗЕМНУ ГІДРОСФЕРУ НА УРБАНІЗОВАНИХ ТЕРИТОРІЯХ

14.1 Системний підхід до взаємодії людини з геологічним середовищем

Накопичені знання про властивості геологічного середовища забезпечують можливість будівництва в різних, навіть дуже складних інженерно-геологічних і гідрогеологічних умовах. Найчастіше ці умови характеризуються наявністю ґрунтів зі специфічними властивостями, негативних процесів, пов'язаних із підтопленням, розвитком зсувів, суфозії, впливом підземних виробок тощо.

Інтенсивність впливів людини на геологічне середовище і негативні наслідки, пов'язані з цим, ставлять питання про причини виникнення таких процесів, як підтоплення, зсуви схилів, суфозійні провали поверхні, просадки або набухання ґрунтів тощо. Зрозуміло, що в кожному конкретному випадку є свої причини. Однак головну причину, що впливає з теоретичних основ, ми схильні вбачати в тому, що людина виступає як споживач природних ресурсів, перебуваючи ніби за межами системи. Розуміння необхідності змін у природокористуванні ще не привело до розробки цих змін, і, як і раніше, ухвалюючи рішення про планування поверхні, про влаштування централізованого водопостачання за відсутності каналізації, про зрошення сільгоспугідь тощо, ми не враховуємо віддалені наслідки.

На цей час стає очевидним, що перетворювальна діяльність людини призвела до екологічної кризи. Сьогодні ми повинні керуватися уявленнями про те, що використання природних ресурсів не повинно знижувати шанси майбутніх поколінь на гідне життя. Такий підхід не підвищує визначеність у наших конкретних рішеннях, але створює теоретичні та методичні передумови переходу від *планування дій до планування взаємодії з природою*. Це принципово інший підхід, у якому прогнозування і планування дій є не кінцевою метою, а інструментом у вивченні можливих станів геологічного середовища. Звісно, цей інструмент буде ефективно працювати тільки в тому випадку, якщо впроваджуватимуться сучасні уявлення про основні види прогнозів, їхнє призначення, достовірності й точності.

В інженерно-геологічних і гідрогеологічних дослідженнях для будівництва вже впроваджуються сучасні види прогнозів. Зокрема, в нормативних документах фігурують два основних види прогнозів: «пошуковий» і «нормативний». У «пошуковому» відбивається уявлення про можливий стан системи в майбутньому, за збереження тенденцій або за додаткових впливів. Результати такого прогнозу використовуються для оцінки можливості виходу системи зі стійкого стану, виявлення найбільш значущих дій і резонансних факторів всередині системи, а також для вибору однієї з двох стратегій поведінки в майбутньому (запобігти або врахувати можливі зміни). У «нормативному» прогнозі втілюються розробки шляхів досягнення необхідних (нормативних) станів системи в майбутньому. Таким чином, прогнозування спільно з оцінкою ризику і вибором стратегії управління стає методичною та практичною основою для прийняття управлінських рішень.

Недосконалість існуючої системи управління ми вбачаємо у відсутності (у теорії, методиках і будівельних нормах) об'єктивного методу прийняття оптимальних проєктних рішень. Відсутні навіть принципи оцінки оптимальності, які повинні відповідати цілям сталого (гармонійного) розвитку.

Розглянемо можливі визначення того, що таке сталий розвиток. Ми пропонуємо взяти до уваги, що природно-техногенна система, яка вільно розвивається, у початковий період свого розвитку характеризується зміною кількісних показників (наприклад: змінюється коефіцієнт стійкості схилу або рівень ґрунтових вод тощо), а потім, після перевищення «порогових» значень, ми отримуємо якісно нову систему (зсувну ділянку, підтоплену територію). Таким чином відбувається загибель одних і поява нових систем, що, звичайно ж, не можна відносити до сталого розвитку. У нашому розумінні, сталий розвиток забезпечується діями з підтримки значущих змінних, що характеризують систему, у нормативних межах. Іншими словами, система є стійкою, якщо її фазові координати не перевищують допустимі значення. З цього випливає, що процедура забезпечення сталого розвитку полягає в ухваленні рішень, що забезпечують це. Ми вважаємо, що завдання визначення допустимих станів на локальному (об'єктному) рівні здебільшого вирішена, але будуть потрібні чималі зусилля для її вирішення на територіальному (міста, великі ділянки забудови) і регіональному рівнях. Для цього необхідне більш сучасне методичне забезпечення.

З прийняттям синергетичних уявлень про цілі та завдання інженерної гідрогеології потрібно звернути увагу на розвиток методик для оцінки ресурсів стійкості інженерно-геологічних і гідрогеологічних систем до зовнішніх впливів.

Аналогічна надзадача об'єктивно існує в різних прикладних науках, наприклад, в екології, біології, медицині. І тільки через спроби її вирішення можна просунути у створенні керованої або стійкої саморегульованої системи. У медичних термінах її можна назвати гомеостатичною.

Доречно висловити певні міркування в частині моніторингу за станом геологічного середовища. У загальноприйнятому розумінні моніторинг є процедурою, що дозволяє отримати дані про ефективність раніше прийнятих і реалізованих рішень, і підготувати рішення щодо «вторинного» управління. Безумовно, ця найважливіша процедура повинна здійснюватися як на локальному, так і на територіальному і регіональному рівнях.

Визначення поняття «моніторинг» в останні десятиліття постійно еволюціонує, що відповідає розвитку наук геолого-екологічного комплексу. На наше переконання, структура моніторингу повинна охоплювати всі рівні управління, але не як окремий вид робіт, а як елемент технологічного ланцюга: «вишукування – проектування – будівництво – експлуатація». Цього можна домогтися, якщо кожен об'єкт буде прийматися в експлуатацію з результатами «базового виміру», станом резонансних факторів (геометрія ґрунтового масиву і споруди, рівень ґрунтових вод, швидкість абразії берега тощо). Надалі, дані «базового виміру» будуть використовувати як для оцінки експлуатаційної придатності об'єкта, так і для розробки рішень щодо забезпечення стійкого стану системи «будівельний об'єкт – природне середовище». Істотними елементами в наших уявленнях про моніторинг є: отримання «базової інформації», контроль стану навколишнього середовища і параметрів впливів, оцінка ресурсу стійкості і прийняття рішень щодо гармонізації взаємодії. Таким чином, ми пропонуємо деяке уточнення цілей моніторингу.

Природно, що сучасний етап розвитку інженерної гідрогеології вимагає відповідних теоретичних і методичних розробок, але найважчим, як нам здається, буде формування нової соціальної психології взаємодії з навколишнім середовищем. Поки що системний підхід до вирішення інженерно-геологічних і гідрогеологічних завдань підміняється більш доступним – геотехнічним. Коріння такого підходу достатньо глибокі та викликають концептуальні розбіжності. Наприклад, одні методології вважають інженерно-геологічні та гідрогеологічні вишукування частиною технологічного циклу будівництва, а інші – процесом науково-технічного забезпечення будівництва. За цього роль технічного завдання велика, але рівноцінна таким визначальним факторам, як склад і обсяг робіт, складність і ступінь вивченості інженерно-геологічних і гідрогеологічних умов.

Тому, розглядаючи перспективи розвитку інженерної геології і гідрогеології як наук, необхідно подбати про підвищення інтелектуального внеску в конкретні дослідження і обґрунтування проєктних рішень. Дуже перспективним у сприянні цьому нам видається районування природних ділянок за стійкістю до різних видів впливів. Почати можна з освоєних або освоюваних територій, для яких потрібно визначити рівень стійкості до додаткового інфільтраційного живлення. У подальшому конкретні проєктні рішення необхідно буде узгоджувати з цією оцінкою. Аналогічно доведеться узгоджувати й інші види впливів на резонансні фактори геологічного середовища.

Велику роль у розвитку теоретичних основ відіграє освіта. Адже ні в одному підручнику з інженерної геології та гідрогеології ми не знайдемо сучасних уявлень про порушені вище питання. Мабуть, потрібно ввести спеціальний курс лекцій для студентів: «Основи управління розвитком геологічного середовища урбанізованих територій». У межах такого курсу необхідно знайомити майбутніх фахівців з основами системного аналізу, теорією живучості складних систем, з теорією і методами прогнозування та оцінки ризику, методами групового обліку аргументів і методами оптимізації проєктних рішень.

Звісно, гармонійна взаємодія з природним середовищем на сьогоднішньому рівні розвитку суспільства є, ймовірно, напрямком, у якому повинні розвиватися науки геолого-екологічного комплексу. Спираючись на це, можна сподіватися, що розвиток інженерної геології і гідрогеології як наук буде націлений на створення синергетичної системи «людина – геологічне середовище».

14.2 Оптимізація містобудівних рішень з урахуванням стійкості територій до зовнішніх впливів

На сучасному етапі урбанізації актуальними стали питання ущільнення міської забудови та підвищення поверховості будинків. Також природно, що ці процеси супроводжуються зміною умов живлення і розвантаження підземних вод, зміною напруженого стану ґрунтових масивів, розвитком великої кількості інженерно-геологічних і гідрогеологічних процесів.

Процеси, що виникають, зазвичай мають негативний характер для будівництва, тобто підвищується загроза аварій і катастроф.

На цей період тільки в Україні відбувається щорічно понад тисячу випадків аварійних деформацій будівельних конструкцій на об'єктах цивільного і промислового призначення.

Як показують результати спеціальних аналізів, переважна більшість цих аварій (понад 90 %) відбувається через відсутність або недооблік інженерно-геологічної та гідрогеологічної інформації. Особливо катастрофічний характер мають аварії на об'єктах, під час будівництва яких відбулося недостатньо коректне використання методів теорії ймовірності та математичної статистики, хоча необхідність використання цих методів дуже важлива.

З огляду на тенденції негативних змін на територіях населених пунктів особливої актуальності набули питання гармонізації відносин у системі «людина – навколишнє середовище», тобто перехід від використання природних ресурсів до самоорганізації системи.

З цією метою нами розроблена достатньо проста методика для оцінки можливості виходу системи з допустимого стану. Вся процедура, що має характер оптимізації проєктних рішень, складається з таких основних елементів:

- оцінка існуючого стану елементів навколишнього середовища;
- прогноз зміни в результаті запланованих впливів (пошуковий прогноз);
- оцінка можливості (ризик) виходу системи з допустимого стану (відповідно до таблиці 13.1);
- розробка рішень для досягнення необхідного (нормативного) стану системи, тобто нормативний прогноз.

Якщо цієї процедури будуть дотримуватися під час прийняття всіх проєктних рішень, буде істотно знижений ризик виникнення аварійних ситуацій в містобудуванні. Такий підхід може застосовуватися не тільки під час вирішення інженерних, а й екологічних завдань у містобудуванні. Цей підхід містить у собі деякі прийоми теорії живучості складних систем (у нашому викладі – це оцінка ресурсу стійкості системи). І це дозволяє розпочати гармонізацію або самоорганізацію системи «людина – довкілля». Виходячи з цього особливе значення для розробки різних програм містобудівного вмісту відіграватимуть оцінки з негативними значеннями ресурсу стійкості, що вказують на необхідність термінового вжиття відповідних заходів захисту.

14.3 Методологічні особливості оцінки природного і природно-техногенного ризику для будівництва

На цей час методика оцінки природно-техногенного ризику в інженерній геології вже розроблена.

Це комплексне завдання, що складається з вивчення і оцінки стану геологічного середовища, виконання *пошукового прогнозу*, зіставлення прогнозних і гранично допустимих параметрів і, на цій основі, оцінка ризику виходу системи з допустимого стану. За наявності суттєвого ризику необхідно

виконати *нормативний прогноз*, який полягає у визначенні шляхів і способів досягнення або збереження необхідного стану. Такий підхід відповідає уявленням щодо управління ризиками.

Під природними ризиками ми розуміємо можливість системи або об'єкта випробувати вплив природних процесів і явищ, наслідки яких будуть мати катастрофічний характер. Причому оцінка ризику може мати тільки якісний характер (наприклад: ризик слабкий, ризик суттєвий, екстремальна ситуація), оскільки будь-які кількісні оцінки зазвичай використовуються для отримання якісних висновків.

Нагадаємо, що оцінка ризику природно-техногенних процесів ґрунтується на уявленнях про наявність невизначеності у відносинах людини з природним середовищем, на уявленнях про живучість складних систем, на основних видах прогнозів і методах оцінки ризику.

Для цілей аналізу ми виділяємо шість умовних видів невизначеності:

– *природна* – полягає в недостатньому знанні або обліку властивостей природного середовища;

– *стратегічна* – пов'язана з існуванням двох стратегій: «запобігти» або «врахувати»;

– *методична* – полягає у виборі адекватного методу прогнозування;

– *концептуальна* – пов'язана з недостатнім знанням видів впливів на період прогнозу;

– *тимчасова* – пов'язана з недостатнім знанням часу настання впливу;

– *параметрична* – пов'язана з недостатнім знанням параметрів впливу.

Перелічені умовні види невизначеності характерні практично для всіх природно-техногенних процесів і явищ.

У цьому випадку зниження невизначеності кожного виду допомагає вибрати стратегію («запобігти» або «врахувати») і ухвалити конкретне проектне рішення.

У чому ж відмінність в оцінках природно-техногенних і природних ризиків?

По-перше, у природних процесів і явищ події мають більш однозначний характер, і для оцінки ризику відомі основні складові процесу, а нам доступна тільки одна стратегія – «врахувати».

За наявності цих уявлень (вид події, характер впливів і відсутність необхідності вибрати стратегію) залишається необхідність усунення методичної, тимчасової і параметричної невизначеності.

Традиційне прогнозування катастрофічних подій, побудоване на ймовірно-статистичній основі, себе не виправдало (землетрус у північній Вірменії, цунамі на Філіппінських і Японських узбережжях, урагани в США, Мексиці тощо). На наше переконання, формальні ймовірно-статистичні

прогнози створюють небезпечну ілюзію наукової обґрунтованості довгострокових рішень з розміщення і захисту відповідальних об'єктів (міста, великі підприємства, АЕС та інші потенційно небезпечні об'єкти). Виходом із цієї ситуації може бути перехід на «абсолютні» оцінки можливості події, якщо використовувати метод, що близький до «закону Мерфі», який звучить так: «якщо подія теоретично можлива, то вона обов'язково станеться завтра».

Таким чином, ми усуваємо методичну і тимчасову невизначеності і, більше того, створюємо передумови для подальших досліджень причин виникнення небезпечних процесів.

Залишається розібратися з таким важливим чинником, як параметрична невизначеність, бо для оцінки ризику необхідно зіставити параметри впливів і здатність об'єктів витримувати (сприймати) ці дії, та зберігати за цього свої якісні характеристики і функції. Вважаємо, що найбільш простий шлях, достатньо випробуваний на практиці, полягає в районуванні територій за проявами небезпечних природних процесів і явищ та ранжування за інтенсивністю впливів (у балах або натуральних показниках). Під час ухвалення рішень щодо освоєння територій для різних об'єктів можна ввести додаткові коефіцієнти безпеки.

Таким чином, оцінка природного ризику – це безвідносно до часу абсолютна оцінка невідворотних впливів, що підлягають обліку під час проєктування та будівництва. У всіх випадках механізм обліку складається із зіставлень прогнозованих впливів з ресурсом стійкості об'єкта (системи) до цих дій. Використовуючи це поняття – «ресурс стійкості», ми маємо на увазі, що будь-яка система є стійкою, якщо її фазові координати не перевищують допустимий максимум і не знижуються нижче допустимого мінімуму.

Безумовно, реалізація такого уніфікованого підходу вимагає певних організаційних зусиль і науково-методичного забезпечення. Можливо, що створення міжнародних стандартів могло б сприяти вирішенню проблеми і, головне, підвищити рівень безпечної життєдіяльності людини в складних природних умовах.

Наявний досвід (наприклад: ліквідація наслідків катастрофічного Спітакського землетрусу і нового будівництва в містах північної Вірменії) показує, що пропонуваній підхід дозволить уникнути значної частини катастрофічних подій, пов'язаних із природними процесами і явищами.

Розробляючи і впроваджуючи методи оцінки ризику в нормативні документи, необхідно стимулювати підвищення інтелектуального внеску спеціалістів з інженерних вишукувань у результати своєї роботи, бо від якості вихідних даних залежить якість та ефективність ухвалених проєктних рішень.

Контрольні запитання до розділу 14

1. Які існують види невизначеності в системі «людина – геологічне середовище»?
2. Визначте поняття «ресурс стійкості до зовнішніх впливів».
3. Процедура оцінки можливості виходу системи з допустимого стану.
4. У чому ж відмінність в оцінках природно-техногенних і природних ризиків?

ЧАСТИНА VI РОЗВИТОК І МЕТОДОЛОГІЯ ДОСЛІДЖЕННЯ ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ СИСТЕМ

РОЗДІЛ 15 ОРГАНІЗАЦІЯ ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ СИСТЕМ

15.1 Роль підземних вод у житті суспільства

Вище підземні води розглянуті переважно як чинник ускладнення інженерної діяльності людини. У цьому підрозділі для створення цілісності сприйняття ролі підземної гідросфери у людській діяльності підземні води висвітлюються як важливий відновлюваний природний ресурс. Сьогодні питання використання підземних вод у житті людини і суспільства не можна розглядати окремо від всіх інших компонентів природного середовища, бо людина сприймає природне середовище інтегровано, не виділяючи його окремі складові. Одним із перших міжнародних документів, що обґрунтовують такий холістичний (цілісний) підхід, стала концепція стійкого розвитку, оприлюднена у 1992 році в Ріо-де-Жанейро. За Л. Немець (2016), вона перетворилась на глобальну програму виживання людства, яка ставить жорсткі вимоги до трансформації свідомості людей у відносинах з навколишнім природним і соціальним середовищем. З неї, зокрема, випливає, що тільки на основі комплексного підходу з дослідженням *синергічної* взаємодії всіх компонентів природного і соціального середовища можливе знаходження шляхів розв'язання нагальних проблем відносин суспільства і природи.

Синергічний – від гр. *ἔργον* – той, що діє – це сумарний ефект, який полягає у тому, що під час взаємодії двох або більше факторів їхня дія суттєво переважає ефект кожного окремого компонента у вигляді простої їхньої суми. Звідси *синергетика* – наука, що вивчає зв'язки між елементами структури (підсистемами), які утворюються у відкритих системах (біологічних, фізико-хімічних та інших) завдяки інтенсивному (потоківому) обміну речовиною та енергією з навколишнім середовищем у нерівноважних умовах.

Ще у першій половині ХХ ст. В. І. Вернадський встановив, що людська діяльність за масштабами і наслідками досягає потужності геологічних процесів, що накладає на людство особливу відповідальність за стан біосфери на Землі.

На жаль, ще й сьогодні нові природозгідні (*такі, що повністю узгоджуються із законами розвитку природи*) технології дуже повільно впроваджуються в практику природокористування. Це, окрім інших негативних наслідків, призводить до нераціонального використання і виснаження природних ресурсів, зокрема – підземних вод, що ставить під загрозу життєдіяльність майбутніх поколінь. Вичерпність багатьох видів корисних копалин вимагає не тільки ощадливого відношення до них, але й прогнозування можливих змін їхнього стану, властивостей і можливостей використання. Відновлювані ресурси у цьому аспекті є більш стабільними і захищеними природними (інколи разом із штучними) механізмами відновлення, але під шаленим натиском людської діяльності вони не встигають пройти повний цикл відновлення і теж виснажуються.

У зв'язку з викладеним вище особливої уваги заслуговують водні ресурси, які належать до відновлюваних, але дуже динамічних і вразливих природних багатств планети. За Л. Немець (2016), підземні води, порівняно з поверхневими, мають певні переваги. По-перше, вони значно краще захищені від забруднення з поверхні землі, бо перекриті зверху шарами водотривких порід. По-друге, на одній території вони мають різний хімічний склад і властивості залежно від глибини залягання і тому є більш варіативним джерелом водопостачання для різних потреб. По-третє, їхній склад і властивості відносно стабільні у часі, що надає підземним водам надійності під час водопостачання. По-четверте, гідродинамічний, гідрохімічний і гідротермальний режим підземних вод менше залежить від атмосферних і поверхневих факторів, що дозволяє точніше прогнозувати його зміни. Єдиний недолік підземних вод з погляду їхнього використання для водопостачання – це можливість виснаження водоносних горизонтів. Справа у тому, що цикли відновлення підземних вод залежно від глибини залягання складають від сотень до сотень тисяч років. Інакше кажучи, це різновид геологічного колообігу речовини, який вимірюється за геологічною шкалою часу. Тому за умов катастрофічного режиму експлуатації підземних вод, коли з водоносного горизонту відбирається більше води, ніж притікає з контуру живлення, починається виснаження водного ресурсу, і через деякий час водоносний горизонт осушується практично повністю. Отже, з погляду підтримки і забезпечення стійкого розвитку регіону найбільш важливими є водні ресурси, зокрема – підземні води.

Проблеми захисту, збереження, відновлення і використання підземних вод в аспекті стійкого розвитку інваріантні, майже не залежать від умов конкретного регіону і тому розглядаються далі в узагальненому вигляді.

Підземні води використовуються у суспільстві щонайменше для задоволення таких соціальних потреб (за Л. Немець, 2016):

- 1) задоволення індивідуальних біологічних потреб кожної людини;
- 2) покращення і збереження здоров'я людини;
- 3) задоволення соціальних рекреаційних потреб;
- 4) задоволення потреби у воді для технологічних процесів і технічних цілей;
- 5) задоволення потреби у воді для меліорації ґрунтів і агропромислового виробництва;
- 6) задоволення потреби у прісній воді для харчової промисловості;
- 7) задоволення потреби у воді як мінеральній сировині.

Біологічні потреби людини. Вода разом із киснем атмосфери є найбільш біологічно необхідною речовиною для підтримання життя людини. Отже, якісна вода в такому разі є життєво необхідним і незамінним ресурсом, бо на основі її використання базується одна з найважливіших суспільних функцій – питне водопостачання. Зрозуміло, що питна вода повинна мати найвищу якість і повністю відповідати стандартам за всіма параметрами. Підкреслимо, що поверхневі води часто-густо погано захищені від забруднення і тому не можуть розглядатися як надійне джерело питного водопостачання. На жаль, ще за радянських часів під час вирішення питань водопостачання керувалися економічним принципом вибору і перевага віддавалася варіантам водопостачання з найменшими капітальними затратами. Тому у багатьох населених пунктах України з централізованим водопостачанням використовуються застарілі системи водопостачання з поверхневих джерел, що є потенційно небезпечним. Крім цього, у більшості сільських населених пунктів для водопостачання використовуються ґрунтові води, які залягають на першому від поверхні водотривкому шарі та практично незахищені від забруднення зверху. Сьогодні в Україні майже повсюдно ґрунтові води забруднені і непридатні для питного водопостачання. Тому у подальшій розбудові нашої держави і переході на модель стійкого розвитку потрібно рішуче відмовлятися від сумнівних варіантів водопостачання та переходити на, можливо, й дорожчі, але безпечніші підземні джерела.

Технологічно питне водопостачання здійснюється разом із побутовим, коли чиста питна вода використовується для санітарно-гігієнічних потреб, прання, миття посуду тощо, і це виправдано міркуваннями санітарної безпеки. Все це є невід'ємною частиною соціальної безпеки населення.

Необхідно зазначити, що за даними ВОЗ у 2015 році приблизно 1,5 млрд людей на Землі не мали вільного доступу до якісної питної води, що є однією з ознак гуманітарної катастрофи. Тож не дивно, що за прогнозами експертів і

вчених у першій половині ХХІ ст. чиста питна вода стане чи не найдорожчим і найдефіцитнішим природним ресурсом, як це було, наприклад, з нафтою і природним газом у ХХ ст.

Така нагальна потреба людини – *поліпшення та збереження здоров'я* – теж задовольняється у певний спосіб завдяки підземним водам. Це передусім стосується групи мінеральних та термальних вод, які містять бальнеологічно активні елементи або мають фізичні властивості, що впливають на окремі функції внутрішніх органів або на організм людини загалом. Наприклад, столові води впливають на органи травлення і покращають їхнє функціонування; термальні води використовують у різних фізико-терапевтичних процедурах; лікувальні грязі, які утворюються за участю мінеральних вод, відновлюють функції опорного кістково-м'язового апарату, суглобів, кровоносної системи тощо.

На сьогодні всі бальнеологічні курорти, рекреаційні та лікувальні заклади більшою або меншою мірою використовують лікувальний потенціал мінеральних вод. Зазначимо, що цей також незамінний природний ресурс має бути доступним для всіх прошарків населення незалежно від соціального статусу. Чинне законодавство в галузі водних ресурсів забороняє використовувати цінні мінеральні води не за цільовим призначенням, що є ознакою розуміння суспільством важливості цього виду природного ресурсу.

Ще одна важлива узагальнена потреба людини – відновлення трудового та творчого потенціалу, що досягається реалізацією цілої *низки рекреаційних заходів*. До цього виду використання підземних вод відноситься організація зон відпочинку на базі джерел підземних вод, купалень (терми), спортивних майданчиків з водними процедурами та багато чого іншого. У такий спосіб задовольняється ціла низка часткових потреб населення – рекреаційні, естетичні, пізнавальні та інші; люди залучаються до здорового способу життя, вчаться любити та розуміти природу тощо.

Далі розглянемо *технологічні аспекти використання підземних вод*. У багатьох промислових виробничих процесах вода є важливим елементом технологічного середовища для охолодження, змащення, промивання, застосування у різних технологічних розчинах тощо. Через не дуже жорсткі вимоги до якості технічної води для технічних цілей використовують як підземні, так і поверхневі води. З метою економії води на виробництві застосовують замкнуті цикли, де обмежений обсяг технічної води використовується багатократно. Прикладом такого виробництва є теплоелектроцентралі та інші теплообмінники з водяним охолодженням.

Термальні підземні води, які мають температуру більше 50 °С, використовуються для енергетичних цілей і опалення. Теплова енергія

високотемпературних підземних вод використовується для виробництва електроенергії. Сьогодні гідротермальні електростанції особливо поширені в тектонічно активних зонах молодого й сучасного вулканізму. Але особливої привабливості такому використанню термальних вод надає та обставина, що вони знаходяться майже повсюдно на значних глибинах і в перспективі можуть використовуватись без обмежень. У світі, де очікується енергетична криза, це може стати альтернативним джерелом теплової енергії.

Використання підземних вод *для водної меліорації ґрунтів і сільськогосподарського виробництва* має певні особливості, пов'язані з вимогами до якості і хімічного складу води. Справа у тому, що для поливного землеробства необхідно використовувати води з низькою мінералізацією, щоб запобігти засоленню ґрунтів. Механізм засолення полягає у тому, що за умови залягання ґрунтових вод на глибині 2–3 метри від поверхні землі у теплий період часу відбувається випаровування води як розчинника, а розчинені в ній речовини (солі) накопичуються у породі і ґрунті. Внаслідок багатократного повторення циклу випаровування в ґрунті формується насичений солями прошарок, який робить ґрунт непридатним для землеробства. Прикладом такого погіршення якості ґрунтів є степова частина України, де десятки тисяч гектарів плодородної землі виведені з ладу через надмірний полив у минулому. Водночас для тваринництва краще застосовувати солонуваті води з обмеженнями на вміст деяких шкідливих елементів та сполук. Такий широкий спектр вимог на одній території можна задовольнити використанням підземних вод різних водоносних горизонтів.

Задоволення *потреби у прісній питній воді для харчової промисловості* заслуговує особливої уваги.

Особливо варто зазначити використання прісних підземних вод у процесах виробництва продуктів харчування: хлібобулочних, макаронних виробів, проконсервів і консервів, різних напоїв тощо. Тут вимоги до якості води особливо жорсткі. Проблеми з централізованим водопостачанням, а саме – зношеність водних комунікацій, забруднення водогонів, не дуже якісна підготовка води на станціях водопостачання та інші негативні процеси призводять до того, що до кінцевого споживача вода приходиться з погіршеною якістю, сторонніми запахами, присмаками тощо. Все це сприяє попити на розливу питну воду. Цей процес характерний для всіх країн світу і свідчить про формування принципово нового типу соціальної потреби, якої не було ще декілька десятиліть тому. Йдеться про перетворення звичайної чистої питної води на дорожочінний товар. Для розливу питної води застосовуються складні процеси фільтрування, іонного обміну, консервації та інші види водопідготовки, що забезпечує анонсовану якість води. Під час розливу

столових і мінеральних вод головна увага звертається на збереження лікувальних властивостей води. Для цього використовується спеціальна скляна тар, як консервант, наприклад, використовується вільна вуглекислота. Термін зберігання розлитих мінеральних вод зазвичай обмежений.

Для виготовлення різних напоїв вода повинна відповідати певним вимогам з точки зору вмісту розчинених речовин, газів тощо. Необхідно додати, що довготривале зберігання напоїв у пластиковій тарі неминуче призводить до погіршення їхньої якості.

Нарешті, підземні води використовуються і як *мінеральна сировина*. Це стосується насамперед промислових вод з високими концентраціями розчинених сполук, які використовуються для видобутку з води цінних мінеральних компонентів та елементів. Сьогодні існують технології видобутку 10–15 таких компонентів, але в майбутньому з промислових підземних вод будуть видобувати значно більше цінних елементів, що перетворює цей природний ресурс на практично невичерпне джерело хімічної сировини.

Перспективи використання підземних вод пов'язані з тим, що питна вода стає дуже цінним незамінним товаром, який швидко завойовує світовий ринок. Мине кілька десятиліть і на Землі стане нормою будівництво міжнародних і міжконтинентальних водогонів в аридні зони для запобігання гуманітарним катастрофам у зв'язку з дефіцитом питної води. Це буде одним із доступних засобів забезпечення всього людства чистою питною водою.

Тому володіння таким важливим природним ресурсом, як прісна питна вода, для будь-якого регіону буде запорукою суспільного прогресу, соціальної безпеки населення і зростання якості життя людей, що відповідає головним ідейним цінностям концепції стійкого розвитку регіону.

15.2 Структурно-функціональна організація гідрогеологічних систем

Підземна гідросфера є специфічною динамічною підсистемою літосфери – геологічної системи, що виділяється в планетарному масштабі і має низку особливостей. По-перше, літосфера є відносно тонкою зовнішньою геологічною оболонкою земної кулі, крізь яку здійснюється масо- й енергообмін надр Землі з поверхнею. У ній відбуваються всі перехідні процеси, зумовлені взаємодією ендегенних і екзогенних факторів, і формується геологічний кругообіг речовини та енергії. Друга особливість літосфери, яка принципово відрізняє її від інших геологічних оболонок, це те, що в її верхній частині існує життя (вона просторово перетинається з біосферою). Це, зокрема, стало підставою для визначення такого поняття, як «геологічне середовище», під яким за Є. Сергєєвим із співавторами (1985) розуміється частина літосфери,

яка виступає як мінеральна основа біосфери. Біогенні процеси відіграють винятково велику роль у розвитку літосфери і визначають формування біогенного кругообігу речовини і енергії. Третя найголовніша особливість літосфери – активна господарська діяльність людини. Верхня частина літосфери, що потрапила в техносферу, зазнає деструктивного впливу антропогенних факторів, що посилюється, у ній відбуваються специфічні техногенні процеси, не характерні для літосфери в цілому, і формується антропогенний кругообіг речовини та енергії.

Підземна гідросфера як підсистема літосфери також характеризується вказаними особливостями і, маючи високу динамічність, займає особливе місце в планетарному механізмі кругообігу речовини, енергії та інформації. Через неї з безпосередньою участю підземних вод відбувається взаємодія внутрішніх і зовнішніх джерел речовини і енергії, здійснюються геологічний, біологічний і антропогенний кругообіги хімічних елементів і власне води. При цьому підземна гідросфера є не тільки учасником, але і потужним регулятором цих процесів. Вона також становить інтерес і з позицій суспільної діяльності, бо є безпосереднім джерелом задоволення багатьох потреб людства. У зв'язку з цим є важливим аналіз організації підземної гідросфери з погляду управління й оптимізації природних і техногенних процесів, що протікають у ній.

Управління гідрогеологічною системою вимагає однозначного опису та ідентифікації її найголовніших системних властивостей – структурних і функціональних. Відповідно до закону взаємної адаптації систем ці системні властивості пов'язані з проявами внутрішніх і зовнішніх процесів адаптації системи і відображають:

- *структурні* – взаємну адаптацію внутрішніх компонентів системи;
- *функціональні* – взаємну адаптацію системи із зовнішнім середовищем.

Відповідно до цього розглядаються дві взаємопов'язані складові організації гідрогеологічної системи – структурна і функціональна. Під структурною організацією гідрогеологічної системи будемо розуміти просторове співвідношення її підсистем і елементів, що забезпечують функціонування системи. Функціональна організація гідрогеологічної системи подана процесами переносу енергії і речовини в складі більш загальної гідрогеологічної системи.

Таким чином, кожна гідрогеологічна система може бути описана двома векторами – статичним вектором стану системи (описує структуру системи) і динамічним вектором стану процесу (описує динаміку процесу, що протікає). Необхідно зазначити, що за інтенсивних керуючих впливів, коли гідрогеологічна система суттєво виводиться з рівноважного стану, перший вектор також набуває динамічного характеру.

Складна ієрархія гідрогеологічної системи вимагає чіткого і однозначного визначення ієрархічного рівня тієї системи, яка в такому випадку спостерігається, досліджується, описується або управляється. Таку гідрогеологічну систему зручно називати актуальною (поточною), тоді гідрогеологічна система вищого ієрархічного рівня щодо попередньої є зовнішнім середовищем, а гідрогеологічна система нижчого рівня є підсистемами або елементами актуальної гідрогеологічної системи.

Структурними елементами підземної гідросфери, є гідрогеологічні системи різних ієрархічних рівнів: окремі порові канали або тріщини, їхні сукупності, водоносні і водотривкі прошарки, горизонти, комплекси, гідрогеологічні поверхи, артезіанські басейни, системи артезіанських басейнів, гідрогеологічні масиви та інші великі структурні елементи земної кори, що утримують підземні води.

У загальному випадку структура гідрогеологічної системи за К. Немцем (1999) є вторинною щодо геологічної структури.

У регіональних дослідженнях гідрогеологічні системи співналежать з геологічними структурами різного порядку і в загальних рисах зберігають ієрархію геологічних систем на великих таксономічних рівнях, коли розглядаються процеси, просторово співрозмірні з первинними геологічними структурами. Такі гідрогеологічні системи просторово і функціонально замкнуті в межах геологічних структур і тому з більшим чи меншим ступенем обґрунтованості можуть розглядатися як автономні системи. Під час переходу на інший рівень узагальнення і розгляду процесів, що визначаються дією загальних і місцевих факторів (наприклад, врізи річкових долин), формуються більш дрібні гідрогеологічні системи, пов'язані як із геологічною структурою (геологічна будова річкової долини, наявність терас, їхній склад, літологічні особливості тощо), так і з особливостями діючих місцевих чинників (наприклад, наявність дренажного або живильного водотоку, взаємозв'язок поверхневих і підземних вод). Під час вивчення локальних процесів, наприклад, взаємодії інженерної споруди з геологічним середовищем, виділення гідрогеологічної системи здійснюється з урахуванням геоструктурних факторів (літологічна характеристика водоносного горизонту, його потужність, просторовий розвиток тощо), діючих місцевих факторів (зовнішні межі й граничні умови), а також ще однієї групи факторів, опосередкованих у понятті «сфери взаємодії» (розміри і особливості інженерної споруди, її специфіка у взаємодії з підземними водами тощо). Під час дослідження мікропотоків гідрогеологічні системи виділяються з урахуванням геоструктурного фактора (розміри і конфігурація порових каналів або тріщин, наявність цементу тощо), гідродинамічного фактора (розподіл гідродинамічного напору в реальному

пористому середовищі) і фізичних властивостей води (густина, в'язкість, пружність, мінералізація, температура та ін.). Нарешті, під час дослідження фізико-хімічної взаємодії на атомно-молекулярному рівні виділення гідрогеологічної системи вимагає врахування геоструктурного фактора (мінеральний склад скелету породи, особливості кристалічної ґратки, її стійкість до вилуговування і розчинення тощо), гідрохімічного фактора (наявність активних іонів у розчині, їхня рухливість і агресивність), гідродинамічного фактора (швидкість водообміну, що визначає інтенсивність реакцій), термодинамічного фактора (температура, тиск) тощо.

Наведені приклади показують, що геоструктурний фактор як ознака організації геологічного середовища, на різних рівнях узагальнення є провідним у визначенні гідрогеологічної системи.

Вектор стану гідрогеологічної системи будь-якого ієрархічного рівня в просторі ознак обов'язково містить геоструктурні координати поряд із координатами, що несуть різноманітну інформацію іншої природи (геоморфологічну, гідрогеологічну, гідродинамічну, гідрологічну, гідрохімічну, термодинамічну тощо). У такому випадку мається на увазі якісне різноманіття інформації, а не її кількісна оцінка, яка визначає детальність опису гідрогеологічної системи на одному і тому ж ієрархічному рівні. Цей висновок побічно підтверджує тезу про те, що кожному структурному рівню організації гідрогеологічної системи відповідає певний функціональний рівень із власним вектором стану процесу. З переходом від одного структурного рівня гідрогеологічної системи до іншого повинні спостерігатися якісні зміни або зміни функціональної мірності процесів, що протікають у цій системі. Цим, зокрема, пояснюється принципова відмінність моделей гідрогеологічних систем різних ієрархічних рівнів.

У геоструктурному аналізі використовуються різні критерії і підходи, але найбільш продуктивним виявився підхід, заснований на аналізі неоднорідності геологічного простору з урахуванням «роздільної здатності» методів аналізу походження речовини. У численній геологічній літературі описується застосування різних критеріїв геоструктурного аналізу. Однак особливості гідродинаміки підземних потоків, гідрогеохімічної міграції та енергопереносу в підземній гідросфері визначають наявність власне «гідрогеологічних» структурних рівнів, які в геологічній структурі не фіксуються. Аналіз різних схем структурної організації геологічного простору, заснованих здебільшого на літологічних умовах, показує, що стосовно гідрогеологічних систем, за К. Немцем (1999), вони мають бути доповнені як мінімум трьома критеріями:

- 1) фазового стану води;
- 2) збурюючого (техногенного) впливу;

3) фізико-хімічної взаємодії.

1. *Критерій фазового стану води.* На кожному рівні структурної організації геологічного простору можна виділити просторові або просторово-часові структури за фазовим станом води. Зокрема, рухомість межі фазової рівноваги типу «вода – лід» і «лід – пара» визначається термодинамікою масиву в області розвитку багаторічномерзлих порід або в межах шару сезонного промерзання або відтанення. Межа типу «вода – пара» може бути границею термодинамічної фазової рівноваги (що пов'язано з температурним режимом літосфери) або границею, що виділяється у міру насичення порід (межа між зоною повного насичення і зоною аерації, в якій концентрація водяної пари може бути далека від граничного значення). Критерій фазового стану води є специфічним і вторинним щодо літологічного критерію.

2. *Критерій збурюючого (техногенного) впливу.* Доцільність введення цього критерію зумовлена високою динамічністю і швидкістю реакції підземної гідросфери на впливи. Природні істотні збурення гідрогеологічних систем, що викликаються природними катастрофами і катаклізмами, виникають вкрай рідко, значно частіше спостерігаються техногенні збурення, які мають масовий і повсюдний характер. Тому цей критерій актуальний для природно-техногенних гідрогеологічних систем.

Розвиток гідрогеологічної системи необхідно розглядати як мінімум у двох часових вимірах: у шкалі геологічного й історичного часу. Огляд еволюції гідрогеологічної системи в розрізі геологічного часу дозволяє оцінити її динаміку, тобто відокремити моменти якісної і кількісної зміни розвитку структури, системних зв'язків і різних властивостей системи. Етапи розвитку останньої в геологічному часі можуть тривати десятки і сотні мільйонів років, що на багато порядків перевищує тривалість періоду безпосереднього спостереження людини над геосистемами в історичному часі (у кращому випадку – десятки років). Звідси випливає, що принципово природна динаміка зміни параметрів і властивостей геосистеми може бути оцінена лише в геологічному часі, бо спостереження над геосистемами в історичному часі за відповідної точності вимірювань дозволяють зафіксувати такі зміни її стану, за якими неможливо однозначно диференціювати природні флуктуації і прояви тенденцій розвитку геосистеми. Внаслідок недостатньої репрезентативності часових рядів спостережень над станом геосистеми, остання в історичному часі сприймається як певна статична структура з постійними властивостями. Це можна розглядати як свідчення відносно рівноважного стану гідрогеологічної системи, коли існує баланс в обміні речовиною та енергією з зовнішнім середовищем. Структура системи стабільна, системні зв'язки і властивості характеризуються постійністю (хоча в геологічному часі ця система

знаходиться в нерівноважному стані). Введення в природну гідрогеологічну систему активного техногенного елемента (водозабору, дренажу, поглинаючої свердловини тощо) стрибкоподібно змінює її структуру і призводить до збурення системи, різкого виведення її зі стану відносної рівноваги. Напочатку у незбуреній природній системі з'являється новий техногенний системоутворювальний фактор, який, по-перше, впливає на вже сформовані системні зв'язки і, по-друге, визначає необхідність розвитку нових системних зв'язків.

Таким чином, природна гідрогеологічна система перетворюється в природно-техногенну систему. Ступінь її збурення залежить від інтенсивності дії техногенного елемента. Внаслідок антропоцентризму природокористування – прагнення до задоволення запитів людства (зокрема і потреби в водних ресурсах) за будь-яку ціну – техногенні збурювальні впливи на підземну гідросферу в цей час відрізняються прогресуючою динамікою та інтенсивністю. Це проявляється, наприклад, у збільшенні обсягів і темпів водовідбору з підземних джерел, розвитку і поглибленні великих депресійних воронок у районах концентрації гірничо-видобуваючих підприємств, інтенсивного та прогресуючого видобутку рідких вуглеводнів і природного газу з глибоких горизонтів, який створює масовий характер забруднення підземних вод тощо. Всі ці процеси розвиваються в історичному часі (декілька останніх десятиліть) і мають тенденцію до прискорення. Отже, стабільні в історичному часі природні гідрогеологічні системи, переходячи в стан природно-техногенних систем, набувають дисбалансу в обмінних процесах із зовнішнім середовищем, характеризуються високою динамічністю в зміні зв'язків і властивостей, що зрештою призводить до втрати відносної стійкості і зміни характеру їхнього функціонування.

Вплив на техногенно-природну гідрогеологічну систему техногенних елементів можна аналізувати у двох аспектах: часовому і просторовому. Часовий аспект вимагає аналізу інтенсивності впливу, тобто ступеню збурення за одиницю часу. Аналіз збурення в просторі пов'язаний з такими важливими поняттями інженерної геології і гідрогеології, як «сфера взаємодії» і «зона впливу» інженерної споруди. Часовий і просторовий аспекти обурення системи пов'язані фундаментальним співвідношенням – критерієм Фур'є:

$$F_0 = a \frac{t}{L^2}, \quad (15.1)$$

де t – час збурення;

L – характерний розмір зони впливу;

a – параметр інерційності системи – коефіцієнт рівне- або п'єзопровідності гідрогеологічної системи.

З критерію Фур'є (15.1) видно, що розмір зони впливу залежить від часу збурення. Вплив техногенного елемента спочатку проявляється не у всій системі, а в деякій її частині, що примикає до джерела збурення.

Тут відбуваються початкові зміни системних зв'язків, властивостей, структури, а також характеру функціонування системи, які потім поширюються у просторі. Тому сфера взаємодії, що виділяється в гідрогеологічній системі як підсистема, може істотно змінювати свої розміри в часі. Цей висновок має принципове значення, бо дозволяє обґрунтувати критерій структурної організації гідрогеологічної системи за техногенним впливом – інтенсивності і тривалості дії техногенного навантаження.

3. *Критерій фізико-хімічної взаємодії.* Введення цього критерію зумовлено особливостями формування потоків речовини і енергії в підземній гідросфері на мікро- та макрорівнях і пов'язане з необхідністю переходу від реального дискретного фільтраційного середовища до гіпотетичного неперервного геофільтраційного середовища з безперервно розподіленими параметрами. Під час руху рідини в пористому середовищі формуються випадкові поля мікрошвидкостей, що мають складну структуру залежно від конфігурації, розмірів та інших геометричних параметрів порового простору, фізико-кінетичних властивостей рідини, особливостей взаємодії між рідиною і мінеральним скелетом породи та інших факторів. Якщо під час опису мікропотуку врахування цих факторів є неминучим, то під час переходу до макропотуку (в об'ємах, що значно перевищують характерні геометричні розміри порового простору) стає можливим їхнє статистичне осереднення і заміна інтегральним параметром – коефіцієнтом фільтрації, що суттєво спрощує опис фільтраційного процесу і дозволяє використовувати методи механіки суцільних середовищ. Мінімальний радіус сферичного елементарного (репрезентативного) об'єму породи, в межах якого осереднені параметри пористого середовища ще зберігають статистичну сталість, визначає межу між двома принципово різними рівнями структурної організації гідрогеологічної системи. Розмір елементарного об'єму залежить від літологічного складу і характеру пустотності породи. Аналогічно враховуються параметри хімічної взаємодії під час дослідження гідрогеохімічної міграції. Але в цьому випадку поряд із розміром репрезентативного об'єму враховується і характерний час вирівнювання концентрації речовини в цьому об'ємі.

Необхідно підкреслити, що критерій фізико-хімічної взаємодії заснований на гідродинамічних закономірностях формування підземного потоку і має об'єктивний характер. Водночас він відображає недосконалість

нашого знання про підземну гідросферу (принципово неможливо описати фільтрацію в кожному поровому каналі для макрооб'ємів) і в тому є суб'єктивним.

Застосування розглянутих критеріїв дозволяє, за К. Немцем (1999), побудувати таку ієрархію природних і природно-техногенних гідрогеологічних систем, наведену нижче.

1. Атомно-молекулярний рівень.
2. Міцелярно-гранулярний рівень.
3. Порovo-тріщинний рівень.
4. Континуальний рівень.
5. Континуально-шаруватий рівень:
 - 5 а – водоносний комплекс;
 - 5 б – артезіанський басейн;
6. Континуально-просторовий рівень:
 - 6 а – група артезіанських басейнів;
 - 6 б – водонапірна система;
 - 6 в – підземна гідросфера.

Кожному з виділених рівнів відповідають власні вектори стану, що відображають структуру, характерні процеси, діючі сили, можливості управляючого впливу, апарат аналізу, опису і прогнозу.

Контрольні запитання до розділу 15

1. Соціальні потреби, що задовольняються завдяки підземним водам.
2. Роль підземної гідросфери в речовинно-енергетичному та інформаційному обміні на Землі.
3. Внутрішні та зовнішні процеси адаптації гідрогеологічних систем.
4. Структурна та функціональна складові організації гідрогеологічних систем.
5. Структурні елементи підземної гідросфери.
6. Роль геоструктурного фактора у визначенні гідрогеологічних систем.
7. Критерій фазового стану води.
8. Критерій збурювального (техногенного) впливу.
9. Критерій фізико-хімічної взаємодії.
10. Сфера взаємодії, зона впливу інженерної споруди.
11. Узагальнена ієрархія природних та природно-техногенних гідрогеологічних систем.

РОЗДІЛ 16 ОСНОВИ СУЧАСНОЇ МЕТОДОЛОГІЇ ДОСЛІДЖЕННЯ ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ СИСТЕМ

З 60-х років ХХ ст. у загальнонауковій методології відбулися суттєві зміни, пов'язані з усвідомленням нелінійності всіх процесів у навколишньому світі. У міру розвитку технічних і технологічних можливостей наукових досліджень, що дозволяло вченим більш глибоко проникати в суть досліджуваних процесів і явищ, з'ясувалося, що лінійні уявлення про розвиток природних об'єктів (систем) все частіше були неспроможні пояснити невідповідність нових наукових фактів теорії. Назріла наукова революція, яка потребувала формування нових парадигм, підходів і принципів наукових досліджень. У результаті цього у другій половині ХХ ст. почали стрімко розвиватися нові наукові напрями, засновані на концепції нелінійної динаміки. Узагальненням і результатом переосмислення парадигм класичної науки стала загальнонаукова синергетична парадигма, яка увібрала в себе новітні наукові досягнення другої половини ХХ ст. у галузі теорії систем, теорії інформації, нелінійної термодинаміки, кібернетики, нелінійної механіки суцільного середовища тощо.

Не обминули наукові інновації і наук про Землю, зокрема – гідрогеологію. Особливості цих наук, а саме неможливість спостерігати розвиток геосистем у реальному часі, професійна інерційність і неготовність геологів у широкому загальному до осмислення синергетичної парадигми тощо певним чином гальмує її використання в практиці геологічних досліджень. Сьогодні зусилля вчених у галузі геології та гідрогеології спрямовані на усвідомлення і впровадження синергетичної парадигми в теорію і практику. Для ознайомлення майбутніх фахівців із будівництва з основними положеннями синергетики та теорії інформації стосовно проблем інженерної гідрогеології у цьому розділі розглянуто деякі нові підходи у гідрогеологічних дослідженнях.

16.1 Синергетика розвитку гідрогеологічних систем

Синергетика (англ. «synergetics», від грецьк. «συν» – префікс зі значенням спільності та «εργον» – діяльність, дія) – це наука про взаємодію та самоорганізацію в системах різноманітної природи. Вона вивчає явища та процеси, у результаті яких у системі можуть з'явитися властивості, яких може не бути в жодній з частин.

Виявлення та використання загальних закономірностей в різних галузях передбачає міждисциплінарність – співробітництво в розробці синергетики представників різних наукових дисциплін.

Сформована наприкінці минулого століття синергетична парадигма докорінно змінила наукові уявлення про розвиток навколишнього світу. Синергетичний підхід зацікавив насамперед вчених, які досліджують системи в реальному масштабі часу. У науках про Землю ситуація з упровадженням синергетичної парадигми істотно інша. Наприклад, у геології об'єкти дослідження – геосистеми – розвиваються в геологічному масштабі часу і характерний період розвитку геологічних процесів складає приблизно 10^6 – 10^8 років. Внаслідок цього геологічні структури (геосистеми) представляються сучасній людині статичними і досліджуються лише як джерела структурної інформації, яка склалася на сьогодні. Інструментом вивчення динаміки геосистем є переважно гіпотетичні концептуальні моделі, які знаходять часткове підтвердження в результатах польових досліджень. Тому інтерпретація і дослідження можливостей застосування принципів синергетики у вивченні геосистем є не тільки важливою теоретичною, а й прикладною задачею.

Синергетика як наука з'явилася в середині ХХ століття завдяки фундаментальним дослідженням німецького вченого Г. Хакена (зокрема, 1991, 2003, 2005). Він в середині 1960-х років сформулював основні положення синергетики як науки про взаємодію і саморозвитку великих складних відкритих систем. Сприяли цьому дослідженню в першій половині ХХ століття розробки з теорії систем А. Богданова і Л. Берталанфі, з кібернетики Н. Вінера, з теорії інформації Р. Гартлі і К. Шеннона, з термодинаміки нерівноважних процесів і систем І. Пригожина із співавторами (1973, 1979, 1986, 1991, 2002) та багатьох інших дослідників. Важливим методологічним наслідком є те, що І. Пригожин (1979) обґрунтував інформаційний критерій еволюції систем, що дозволяє розглядати їхній розвиток як безперервний процес накопичення і перетворення інформації.

Сучасна синергетика як наука про саморозвиток базується на двох фундаментальних положеннях, невластивих для класичної науки. Це нелінійність і непередбачуваність процесів еволюції в складних системах і режими з загостренням (швидкого лавиноподібного зростання). Сьогодні синергетичний підхід починає все ширше використовуватися в геології, бо синергетичні принципи і закономірності саморозвитку великих складних систем, безумовно, поширюються і на геосистеми.

Основний процес у гідрогеосистемах – фільтрація флюїду в пустотах і тріщинах водовмісних порід. Тому їхня найважливіша особливість полягає в

тому, що вони як вторинні утворення щодо первинних геологічних структур є більш динамічними, змінюються значно швидше і їхня еволюція доступна для спостереження та дослідження протягом декількох десятків років. Ще одна особливість гідрогеосистем зумовлена тим, що всі види їхнього режиму (гідродинамічний, гідрохімічний, гідротермальний та інші) добре формалізовані й описуються відповідними рівняннями, що дозволяє використовувати для їхнього дослідження математичні моделі. До того ж режимом гідрогеосистем легше управляти, тобто можна експериментувати з їхньою динамікою.

Як впливає з досліджень наукової школи І. Пригожина, розвиток будь-якої великої складної і відкритої системи залежить від ступеня її нерівноважності. Коли система перебуває в стані повної рівноваги, стоки і джерела в ній відсутні. Це означає, що градієнти і потоки речовини й енергії всередині системи і між нею і зовнішнім середовищем відсутні, а загальна ентропія досягає максимального значення. У гідродинамічній інтерпретації це означає, що в гідрогеосистемі відсутній градієнт гравітаційного потенціалу (напору) і потоку підземних вод немає. Частинки води (агрегати молекул) у поровому просторі можуть хаотично рухатися тільки під впливом сил молекулярної взаємодії. Після виведення системи зі стану рівноваги виникають градієнти речовини і енергії між нею і зовнішнім середовищем, у результаті чого починається матеріально-енергетичний та інформаційний обмін всередині системи і з середовищем. У слабо нерівноважному стані (в області гомеостазу) ці потоки мають лінійний оборотний характер, флуктуації параметрів системи під впливом зовнішнього середовища придушуються механізмами негативного зворотного зв'язку, у результаті чого система зберігає певну сталість структури і функціонування з мінімумом виробництва ентропії. Стосовно гідрогеосистем варто зазначити, що поява в ній градієнта напору внаслідок зміни зовнішнього середовища починає впливати в поровому просторі на процеси молекулярної взаємодії між частинками води і породи. У порах достатньо великого розміру гравітаційний рух води починається за мінімального градієнта напору. У більш дрібних порах за наявності в гранулометричному складі породи великої кількості глинистих частинок спочатку проявляється структурна в'язкість води, зумовлена сорбційним потенціалом породи.

Рух води в порах починається з досягненням деякого початкового градієнта напору, достатнього для подолання сил молекулярної взаємодії. І тільки після цього у всьому просторі гідрогеосистемі формується ламінарний потік підземних вод, що описується лінійним законом фільтрації Дарсі. Структура потоку залежить від конкретних характеристик первинної геологічної структури гідрогеосистем і гідродинамічних особливостей на

границях системи. У кожній точці потоку вектор швидкості стійкий у напрямку, а його довжина залежить від величини градієнта напору. У цьому полягає сталість гідродинамічної структури потоку та гідрогеосистеми загалом.

У більш нерівноважному стані (поблизу границі області гомеостазу) матеріально-енергетичні та інформаційні потоки в системі набувають нелінійного характеру (описуються нелінійними рівняннями). Внаслідок цього починають помітно проявлятися механізми позитивного зворотного зв'язку, що сприяють накопиченню в системі флуктуацій (мутацій). У сильно нерівноважному стані (далеко від стану рівноваги) дія механізмів позитивного зворотного зв'язку переважає, у результаті чого флуктуації не придушуються, а накопичуються. Під час досягнення ними критичних значень у точках біфуркації в стані нестійкості система переживає фазовий перехід, тобто стрибкоподібно переходить у новий стан – формуються нові структура, властивості, поведінка, функції тощо. У гідрогеосистемі збільшення нестійкості призводить до турбулізації потоку, коли вектор швидкості в будь-якій точці починає пульсувати – хаотично змінювати напрямок і довжину. Такий режим потоку описується двочленною залежністю швидкості фільтрації від напірного градієнта з переважанням квадратичного члена. У добре проникних пористих породах при цьому спостерігається суффозія, внаслідок чого змінюється не тільки мезоструктура потоку підземних вод, але і необоротно змінюється літологічний склад водовмісних порід завдяки виносу дрібних частинок. Таким чином, за межами області гомеостазу (лінійного режиму потоку) в гідрогеосистемі відбуваються незворотні зміни, які у виродженому випадку можуть призвести до її повного руйнування. Водночас у зоні впливу такої гідрогеосистеми інженерні споруди (наприклад, греблі) через порушення основи можуть частково або повністю втрачати стійкість і руйнуватися.

Часто в точці біфуркації існує безліч можливих варіантів подальшого розвитку системи (нових станів), з яких випадково «вибирається» один, найбільш ймовірний на цей момент. Далі система продовжує розвиток за «обраним» варіантом до такого стану біфуркації.

Таким чином, траєкторія розвитку нерівноважних систем є черговою точкою біфуркації, у яких реалізується революційна стрибкоподібна фаза розвитку, а між ними – більш спокійна еволюційна з поступовим накопиченням нових властивостей. За цього, якщо в еволюційній фазі розвитку накопичується велика кількість сильних змін параметрів, у черговій точці біфуркації система може перейти в область тяжіння іншого атрактору (*англ. «attract» – притягати – множина точок у фазовому просторі, до якої збігаються фазові траєкторії системи*). Це призводить до кардинальної зміни цілей розвитку. Крім цього, на вищих ієрархічних рівнях системи формуються специфічні параметри порядку,

які визначають її поведінку та властивості на макрорівні, оскільки мають значно більший вплив порівняно з діючими факторами нижчих ієрархічних рівнів. Внаслідок стохастичного характеру поведінки нерівноважної системи в точках біфуркації прогнозування її розвитку загалом стає проблематичним.

I. Пригожин у 70-х роках минулого століття показав, що за сильно нерівноважних станів системи з'являється ще один новий інваріант розвитку – у результаті самоорганізації формуються дисипативні структури, які відрізняються високою стійкістю щодо збурень зовнішнього середовища. У гідрогеосистемах, мабуть, дисипативні структури локально формуються в карстових порожнинах, системах тріщин і великим розкриттям тощо, де опір руху підземних вод мінімальний і енергія потоку витрачається не тільки на рух, а й розсіюється завдяки інтенсивному механічному перемішуванню цівок і формуванню вільної поверхні.

З викладеного вище видно, що в предметно-об'єктній області гідрогеології можна знайти підтвердження і методологічні можливості застосування основних положень і принципів синергетики в дослідженні гідрогеосистем. Однак варто зазначити одну важливу особливість функціонування гідрогеосистем: всі вони майже без винятку на різних ієрархічних рівнях відчують дію потужного універсального параметра порядку – впливу людини. В одних випадках цей вплив є цілеспрямованим, тоді можна говорити про управління гідрогеосистемами (дренаж, водозабори, поповнення запасів, оптимізація режиму тощо). В інших воно є непередбачуваним результатом природокористування (опустелювання, зміна ландшафту, просідання земної поверхні, погіршення якості підземних вод, виснаження водоносних горизонтів).

У першому випадку атрактор розвитку гідрогеосистеми (мета розвитку) задається спеціально суспільством, а в другому – формується випадково внаслідок неспроможності людини передбачити негативні наслідки природокористування.

У цьому саме полягає необхідність врахування синергетичних ефектів у розвитку гідрогеосистем, щоб краще розуміти механізми мінімізації або повного виключення негативних наслідків управління гідрогеосистемами і природними системами в цілому.

На сьогодні, за В. Будановим (2009), обґрунтовано сім основних принципів синергетики – два принципи буття (стану), три – становлення (розвитку) і два – конструктивні.

Принципи буття:

1. ***Гомеостатичність*** – підтримання стану і функціонування гідрогеосистеми так, щоб траєкторія її розвитку відповідала обраному

атрактору – цілі гідрогеологічного процесу. Якщо гідрогеосистема управляється, тобто її стан цілеспрямовано змінюється людиною, найбільш актуальним є завдання контролю реальної траєкторії розвитку і своєчасної діагностики критичних відхилень від планової (проектної) траєкторії, яка передбачає досягнення атрактора з мінімальними витратами ресурсів – часу, енергії і речовини. У разі виявлення критичних відхилень вживаються заходи для повернення реальної траєкторії в допустимий коридор. Оскільки керовані гідрогеосистеми належать до типу природно-техногенних, їхній режим встановлюється і коригується за допомогою техногенних елементів (свердловин, дренажів, завіс тощо).

Якщо зміни гідрогеосистем відбуваються як наслідок непередбачених, побічних явищ природокористування, зазвичай потрібне коригування основного процесу. Наприклад, під час водовідбору понад допустиму норму з основного водоносного горизонту може відбутися істотне порушення гідродинамічного режиму пов'язаних із ним інших водоносних горизонтів. Для виправлення становища потрібна оптимізація режиму експлуатації основного водоносного горизонту з урахуванням всіх можливих зв'язків у гідрогеосистемі та можливих наслідків. Очевидно, що вирішення подібних завдань вимагає організації оптимальної системи моніторингу та компетентності керівників підсистем.

2. Ієрархічність – наявність ієрархічної структури складної системи, коли підсистеми більш високого порядку складаються з підсистем нижчого порядку з передачею останнім частини своїх ступенів свободи і функцій, а також створенням нової якості (емерджентність).

Гідрогеосистеми зазвичай мають складну ієрархічну будову відповідно до геологічних умов (первинної геологічної структури) і критеріїв фазового стану води, техногенного впливу і фізико-хімічної взаємодії.

У реальних гідрогеосистемах можна виділяти багато ієрархічних рівнів організації – від глобальної підземної гідросфери до порового простору. Але в них спостерігається загальна закономірність, яка є суттю синергетичного принципу ієрархічності, а саме – у підсистемі вищого порядку (макросистемі) формуються параметри порядку, які визначають її режим і функціонування підсистем нижнього порядку (за принципом підпорядкування). Плавні зміни параметрів порядку обумовлюють когерентну (узгоджену) дію підсистем нижчого рівня, що і є проявом самоорганізації гідрогеосистеми загалом. Якщо за цього зміни параметрів порядку призводять до кризового стану в підсистемах нижчого рівня, така підсистема переходить у стан біфуркації. Таким чином, гідрогеосистема найвищого ієрархічного рівня

має параметри порядку, які визначають її атрактор і поведінку на всіх рівнях ієрархії.

Принципи становлення:

3. **Нелінійність** проявляється у порушенні дії принципу суперпозиції, коли результат суми причин не є сумою результатів причин. Нелінійні ефекти завжди виникають біля границь області гомеостазу гідрогеосистем, коли процеси набувають незворотного характеру. Нелінійність обумовлює зниження стійкості гідрогеосистеми аж до переходу у стан хаосу, за якого формується точка біфуркації і гідрогеосистема переходить у новий стан. Необхідно підкреслити, що під час переходу до нелінійного режиму функціонування в гідрогеосистемі починають переважати позитивні зворотні зв'язки, які дозволяють системі накопичувати мутації і знижувати стійкість.

4. **Відкритість** є головною умовою розвитку гідрогеосистеми і проявляється в наявності активної її взаємодії із зовнішнім середовищем через обмін речовиною, енергією та інформацією. У замкнутій або ізольованій системі за відсутності зовнішнього обміну в ній, згідно з другим законом термодинаміки, зростає ентропія і вона поступово переходить у стан хаосу, тобто дезорганізується. Тому саме у відкритості гідрогеосистем криється можливість їхньої еволюції та саморозвитку – руху від простого до складного, ускладнення структури і функціонування, формування більш ефективних підсистем тощо за зростання інформації гідрогеосистеми (і ентропії середовища). У зворотному випадку – за зростання ентропії гідрогеосистема деградує.

У рівноважних великих гідрогеосистемах, наприклад, в артезіанських басейнах можуть формуватися ефективні стійкі нерівноважні дисипативні структури. Вони не досягають максимальної ентропії та в яких організованість підтримується завдяки матеріально-енергетичному й інформаційному обміну із зовнішнім середовищем.

5. **Нестійкість** – можливий вихід гідрогеосистеми з області гомеостазу внаслідок дії принципів нелінійності і відкритості. Нестійкі стани гідрогеосистем, пов'язані з певними точками в просторі управляючих параметрів (параметрів порядку), і є, власне, причиною формування точок біфуркації. Вони ніби програмують зародження і розвиток нової якості, структурної та функціональної перебудови гідрогеосистеми. Саме в цих точках нестійкості можливий перехід до нової якості під слабким інформаційним впливом без застосування силових факторів. Останнє положення дуже важливо враховувати в процесі управління гідрогеосистемами, тому що точки біфуркації можуть виникати внаслідок неправильних управляючих дій, наприклад, помилкового вибору режиму експлуатації гідрогеосистеми, неправильного

функціонування техногенних елементів тощо. Це зазвичай відбувається, коли вихідна інформація про гідрогеосистему недостатня або проаналізована поверхнево, без глибокого вивчення особливостей гідрогеосистеми і зовнішнього середовища. У будь-якому випадку ефективним виходом є використання постійно діючої моделі гідрогеосистеми, на якій можна передбачувати різні режими її функціонування з урахуванням результатів експлуатаційної розвідки.

Конструктивні принципи:

6. ***Емерджентність*** – виникнення нової якості гідрогеосистеми в точці біфуркації внаслідок взаємодії її підсистем (елементів) і перерозподілу їхніх внутрішніх функцій. У результаті цього властивості гідрогеосистеми загалом не є сумою властивостей її частин. Особливо чітко це проявляється під час формування параметрів порядку в процесі взаємодії як мінімум трьох суміжних ієрархічних рівнів гідрогеосистеми. Саме тому емерджентність інакше називають динамічною ієрархічністю. Як показано вище, еволюція гідрогеосистеми в цьому випадку визначається керуючим впливом людини через техногенні елементи – свердловини, дренажі тощо. За розумного, науково обґрунтованого підходу до управління суб'єкт вибирає оптимальний режим функціонування гідрогеосистеми так, щоб не допустити погіршення якості підземних вод, критичного зниження п'єзометричного рівня, яке також супроводжується негативними наслідками, тощо.

Наприклад, під час надмірного збільшення дебіту водозабору депресивна воронка в основному водоносному горизонті може досягти його покрівлі та почнеться осушення, що також є точкою біфуркації, після проходження якої мікросистема (водозабір) припинить своє існування, а макросистема почне повільне відновлення вихідного стану. Це підкреслює особливу відповідальність суспільства в використанні водних ресурсів і природокористуванні в цілому, бо розглянуті вище процеси відбуваються і в інших сферах взаємодії з природним середовищем.

7. ***Спостережність*** – загальний епістемологічний (*епістемологія* – наука про формування знань) принцип пізнання систем, що враховує недосконалість і відносність знань людини, одержуваних у процесі дослідження навколишнього світу. Щодо гідрогеосистем він відображає, зокрема, залежність результатів спостереження від розміру визначальної області експерименту (роздільної здатності методу і засобу спостереження). Інакше кажучи, для кожного рівня ієрархії гідрогеосистем повинні застосовуватися відповідні методики дослідження, оптимальні за роздільною здатністю. Це показав М. Рац (1973), розробивши діаграму структурної неоднорідності речовини стосовно завдань інженерної геології.

16.2 Інформаційний підхід у гідрогеології

Інформаційний підхід у науках про Землю почали застосовувати з останніх десятиліть ХХ ст. на основі того, що з погляду методології інформаційний обмін є найбільш загальною формою обміну між системами. Численними дослідженнями встановлено, що аналогічні процеси матеріального обміну в системах різної природи (геологічних, гідрогеологічних, соціальних, техногенних, біологічних тощо) з позицій інформаційного обміну є ідентичними. Це можна довести, виходячи з таких міркувань. У таблиці 16.1 наведено приклади аналогічних процесів, які найчастіше досліджуються гідрогеологами.

З наведених у таблиці 16.1 процесів фільтрація, дифузія та теплоперенесення досліджуються в гідрогеологічних системах, електричний струм (просторовий розподіл електричного потенціалу) використовувався для побудови електричних моделей фільтрації у ХХ столітті. Ці процеси визначаються як аналогічні тому, що формально описуються ізоморфними диференційними рівняннями.

Таблиця 16.1 – Приклади аналогічних процесів у підземній гідросфері за К. Немцем (2005)

Назва процесу	Фізична суть процесу	Феноменальний закон	
		Автор	Математичний опис
Фільтрація	Рух флюїдів під впливом градієнта гравітаційного потенціалу	Дарсі	$V = kI = -k \frac{dH}{dl}$
Дифузія	Рух частинок під впливом градієнта концентрації	Фік	$V_c = D_m I_c = -D_m \frac{dC}{dl}$
Теплоперенесення	Передача тепла під впливом градієнта температури	Фур'є	$V_t = \lambda I_t = -\lambda \frac{dT}{dl}$
Електричний струм	Рух заряджених частинок під впливом градієнта електричного потенціалу	Ом	$i = \sigma I_u = -\sigma \frac{dU}{dl}$

У таблиці наведено математичний опис їхніх основних феноменальних законів, які відображають залежність інтенсивності процесу (швидкості фільтрації, дифузії, теплоперенесення) від градієнта потенціалу діючої сили (гідродинамічного напору, концентрації, температури) і коефіцієнтів проникності середовища. Знак мінус у формулах означає, що вектор швидкості спрямований у напрямку зменшення потенціалу діючої сили. Вказані процеси (як і багато інших процесів матеріального перенесення) можна описати узагальненим законом матеріального перенесення, наприклад, у вигляді

$$V = -K \frac{dP}{dL}, \quad (16.1)$$

де V – інтенсивність (швидкість) процесу;

K – коефіцієнт проникності середовища, у якому відбувається процес;

P – потенціал діючої сили;

L – просторова координата.

Підставляючи феноменальні закони процесів матеріального перенесення в диференційні рівняння збереження енергії, речовини та імпульсу руху елементарного об'єму флюїду, для різних умов, отримуємо диференційні рівняння матеріального переносу (за К. Немцем, 2005) далі вони записані для фільтраційного процесу:

I. Рівняння Лапласа для стаціонарної фільтрації без джерел або стоків:

$$\frac{d^2 H}{dx^2} = 0, \quad (16.2)$$

де x – просторова координата, м;

H – напірна функція, м.

II. Рівняння Пуассона для стаціонарної фільтрації з джерелами або стоками:

$$\frac{d^2 H}{dx^2} \pm \frac{q}{km} = 0, \quad (16.3)$$

де q – інтенсивність джерела або стоку, м³/доб;

k – коефіцієнт фільтрації, м/доб;

m – потужність потоку, м.

III. Нелінійне рівняння однорідного ґрунтового потоку:

$$\frac{d}{dx} \left(h \frac{dH}{dx} \right) \pm \frac{W}{k} = 0, \quad (16.4)$$

де h – потужність ґрунтового потоку, м;

W – інтенсивність інфільтраційного живлення, м/доб.

IV. Рівняння Фур'є для нестаціонарного однорідного напірного потоку:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} \pm \frac{q}{km} = \frac{1}{a^*} \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (16.5)$$

де $a^* = km/\mu^*$ – коефіцієнт п'єзопровідності, м²/доб (характеризує інерційність гідрогеологічної системи);

μ^* – коефіцієнт пружної ємності пласта, д. од.

V. Нелінійне рівняння Фур'є для нестационарного однорідного ґрунтового потоку (рівняння Бусінеска):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial H}{\partial x} \right) \pm \frac{W}{k} = \frac{\mu}{k} \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (16.6)$$

де μ – коефіцієнт гравітаційної ємності пласта, д. од.

Рівняння (16.6) можна лінеаризувати кількома способами. Зокрема, можна осереднити потужність ґрунтового потоку в просторі і часі. Тоді рівняння (16.6) набуває такого вигляду:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} \pm \frac{W}{kh_{cp}} = \frac{1}{a} \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (16.6a)$$

де $a = kh_{cp}/\mu$ – коефіцієнт рівнепровідності (характеризує швидкість розповсюдження збурення у ґрунтовому водоносному горизонті, м²/доб), який визначає інерційність ґрунтової гідрогеологічної системи;

h_{cp} – осереднена потужність ґрунтового потоку, м.

Можна бачити, що рівняння (16.6a) ідентичне до лінійного рівняння Фур'є (16.5).

Використовуючи наведені диференційні рівняння для всіх аналогічних процесів з відповідною зміною нормованих параметрів, можна отримати ідентичні результати, що доводить ідентичність процесів. Зокрема, це є об'єктом теорії подібності та аналогії, яка стала методологічною основою методу моделювання.

З викладеного вище випливає, що встановлення найбільш загальних закономірностей інформаційного обміну створює сприятливі перспективи для дослідження різноманітних процесів матеріального обміну, зокрема – і в підземній гідросфері.

Розвитку наукового поняття «інформація» сприяли такі взаємопов'язані науки ХХ століття, як теорія інформації, теорія систем, кібернетика і синергетика. Вони разом і порізно відкривали в ньому все нові й нові аспекти і можливості вирішення прикладних завдань. Проте на сьогодні не існує єдиного визначення інформації, що зумовлено винятковим різноманіттям процесів, які досліджуються природничими і суспільними науками у всіх оболонках Землі.

Для природничих наук, зокрема гідрогеології, важливі два смислових аспекти визначення цього поняття:

а) як міри неоднорідності, мінливості, невпорядкованості, невизначеності тощо систем;

б) як вибір варіанта розвитку системи в точці біфуркації, запам'ятований у її структурі.

Дослідження мінливості гідрогеологічних систем є однією з найважливіших методологічних проблем гідрогеології та геології загалом. Актуальність другого (еволюційного) аспекту інформації зумовлена необхідністю вивчення історії формування геосистем, закономірностей їхнього розвитку і саморозвитку. Якщо перший аспект інформації використовується в гідрогеології з 70-х років минулого століття для дослідження і опису неоднорідності пластів, то еволюційний аспект тільки починає розглядатися і має дуже потужний методологічний потенціал.

Поняття інформації як фундаментальне поняття кібернетики – науки про управління – дуже важливе і з погляду організації та управління процесом природокористування, до якого, безумовно, належить і використання водних ресурсів. Як і за будь-якого процесу управління, у природокористуванні відбувається перетворення інформації за схемою: «керуюча – структурна – моніторингова – оперативна – керуюча» (за К. Немцем, 2005). Оптимізація управління використанням водних ресурсів без урахування трансформацій інформації є неможливою. Особливо важливо дослідження інформаційного обміну в гідрогеологічних системах під час оцінки зміни їхнього стану (еволюція чи деградація, можливості використання з погляду здатності самовідновлення, впливу на інші компоненти середовища і суспільства, визначення допустимих антропогенних навантажень тощо).

Важко переоцінити значення інформації в зв'язку з розвитком ГІС-технологій, у яких інтегруються майже всі методологічні властивості інформації, починаючи від її отримання, обробки, зберігання до використання як аналітичного інструменту.

Всі основні напрямки використання інформації в гідрогеологічних дослідженнях можна узагальнити у такий спосіб.

1. Аналіз та опис стану гідрогеологічних систем за допомогою мір теорії інформації (інформаційної ентропії, наведеної інформаційної ентропії, коефіцієнта організованості (впорядкованості), інформаційного коефіцієнта кореляції та інших).

2. Аналіз динаміки розвитку гідрогеологічних систем (порівняльно-історичний аналіз змін інформації із застосуванням інформаційно-еволюційного критерію Пригожина, методом моделювання траєкторії розвитку в

багатовимірному фазовому просторі, інформаційний аналіз взаємозв'язків та інші).

3. Порівняльний аналіз і класифікації гідрогеологічних систем (за різними критеріями теорії інформації, наприклад, величиною інформаційної ентропії і наведеної інформаційної ентропії).

4. Дослідження напрямів розвитку (еволюції або деградації) гідрогеологічних систем (визначення еволюційного потенціалу і співвідношення випадкових і детермінованих зв'язків у системі з інформаційною ентропією і наведеною інформаційною ентропією).

5. Дослідження генезису і метаморфізації підземних вод (й інших флюїдів) за даними режимних спостережень і польових дослідно-фільтраційних робіт, оцінка перспективності водоносних горизонтів за комплексом ознак.

6. Інформаційний аналіз процесів тепломасоперенесення з позицій генерації і передачі інформації.

7. Оптимізація систем моніторингу у часі і просторі за критеріями отримання максимуму корисної інформації.

8. Оптимізація процесів управління використанням і охороною водних ресурсів (роботи водозаборів, систем свердловин, дренажів, колодязів тощо).

9. Оптимізація дослідно-фільтраційних робіт (тривалість збурення, розміщення спостережних свердловин, визначення фільтраційних параметрів тощо).

Це далеко не повний перелік наукових проблем, які можна вирішувати в гідрогеології за допомогою інформаційного підходу. Досвід застосування мір теорії інформації в прикладних дослідженнях природних і соціальних систем показує, що галузева методологія збагачується новими ідеями, можливостями і методами, що суттєво розширює коло завдань і спектр їхнього вирішення. Гідрогеологія за ступенем формалізації основних понять і законів еволюції підземної гідросфери цілком готова до впровадження інформаційного підходу до вирішення комплексу традиційних і нових проблем, пов'язаних із раціональним використанням, охороною та відтворенням водних ресурсів і природного підземного середовища.

16.3 Прогнозування розвитку гідрогеологічних систем

У зв'язку з винятково важливим значенням підземних вод у житті кожної людини зокрема і суспільства загалом, особливу увагу привертають питання їхнього захисту від забруднення і виснаження. У зв'язку з цим актуальною проблемою стала розробка методів прогнозування стану гідрогеосистем. З другої половини ХХ ст. основним методом прогнозу став метод

математичного моделювання – спочатку використовувались аналогові (електричні) моделі, а з появою комп'ютерів – цифрові моделі, які сьогодні застосовуються практично у всіх галузях прогнозу. Особливо широкі перспективи застосування мають постійно діючі моделі гідрогеологічних систем, на яких вирішується дуже широкий набір задач. Тому доцільно стисло розглянути основні особливості методу моделювання.

Моделювання є загальнонауковим методом досліджень, який дуже широко використовується в різноманітних галузях науки.

Особливо ефективним є застосування моделювання для опису, аналізу та прогнозу стану динамічних складних погано організованих систем, для яких характерні неоднозначні стохастичні зв'язки між елементами (підсистемами), значна кількість діючих факторів, змінних у часі і просторі. До таких систем належать і гідрогеосистеми, особливо збурені та виведені із стійкого стану антропогенним впливом. Їхні особливості, а саме: просторова і часова змінність властивостей, неоднорідність параметрів, складність будови, різноманітність зв'язків із зовнішнім середовищем тощо, що пов'язане з генезисом гідрогеосистем, їхнім розвитком і функціонуванням, у багатьох випадках обумовлюють застосування моделювання як єдиного наукового методу, здатного отримати обґрунтований та достовірний прогноз (наприклад, І. Жернов із співавторами, 1971, 1976).

Методологічною основою методу моделювання є теорія подібності та аналогії явищ, яка встановлює необхідні та достатні умови заміни досліджуваного природного об'єкта (оригіналу) подібним або аналогічним об'єктом (моделлю). За цього подібні моделі відображають досліджуваний процес таким же за фізичною суттю, як і в оригіналі (наприклад, фільтраційні лотки), на аналогових моделях фізична суть процесу змінюється (прикладом є електричні моделі фільтраційних процесів). У більш широкому розумінні аналогові моделі належать до класу математичних моделей, основою яких є ізоморфізм диференціальних рівнянь, що описують досліджуваний процес в оригіналі і на моделі. За коректності побудови моделі (тобто за повного виконання умов подібності або аналогії) її вивчення дає нову інформацію про оригінал. Наприклад, на моделі можна відтворити та проаналізувати будь-який сценарій розвитку оригіналу, виявити небажані або недопустимі тенденції і передбачити найбільш оптимальні заходи для їхнього подолання тощо.

Для моделювання потрібно мати *замкнену систему рівнянь*, яка містить основні рівняння процесу й умови однозначності.

Основні рівняння процесу – це рівняння (система рівнянь), які описують досліджуваний геофільтраційний процес у диференціальній або будь-якій іншій формі. Найбільш загальну (універсальну) форму мають диференціальні рівняння.

Залежно від вимірності процесу вони містять одну, дві або три просторові похідні і для нестационарного процесу – часову похідну.

Вимірність процесу залежить від переважної орієнтації у вибраній системі координат вектора \mathbf{V} щільності потоку (швидкості фільтрації). Якщо вектор \mathbf{V} паралельний одній координатній вісі, то такий потік доцільно схематизувати і розглядати як одновимірний (лінійний) у напрямку X , Y чи Z .

У випадку, коли вектор \mathbf{V} паралельний координатній площині, фільтраційний потік розглядається як двовимірний (площинний) – плановий або вертикально профільний. Коли систему координат не вдається вибрати так, щоб схематизувати потік, як описано вище, і вектор \mathbf{V} проєктується на всі три координатні вісі, такий потік розглядається як тривимірний (просторовий). У зв'язку з тим, що з підвищенням вимірності потоку суттєво збільшується трудомісткість вирішення завдання, рекомендується виконувати схематизацію так, щоб вимірність потоку була мінімальною.

У переважній більшості випадків геофільтраційний процес описується диференційними рівняннями 16.2–16.6а, наведеними у підрозділі 16.1. Ці рівняння написані для найбільш простих умов, коли пласт однорідний; за наявності анізотропії і фільтраційної неоднорідності вони у відповідний спосіб трансформуються. Аналогічно для конкретного випадку перетворюються члени рівняння, які символізують стоки, джерела або перетоки.

Умови однозначності складаються із:

- геометричної подібності;
- подібності структури (параметрів) оригіналу і моделі;
- подібності крайових умов.

Геометрична подібність вимагає конформності та пропорційності лінійних розмірів відповідних елементів оригіналу і моделі:

$$\alpha_l = \frac{l_o}{l_m} = const, \quad (16.7)$$

де α_l – масштабний коефіцієнт геометричної подібності;

l_o – лінійний розмір оригіналу;

l_m – відповідний лінійний розмір моделі.

Масштабний коефіцієнт геометричної подібності є величиною постійною.

Другою умовою однозначності є *подібність структури гідрогеосистеми* – оригіналу і системи – моделі, яка забезпечується подібністю їхніх параметрів, що входять в основні рівняння як коефіцієнти. Ця умова вимагає сталої пропорційності значень подібних (аналогічних) параметрів у відповідних точках оригіналу і моделі:

$$\alpha_{p,i} = \frac{P_{o,i}}{P_{m,i}} = const, i = 1, 2, 3 \dots N, \quad (16.8)$$

де $\alpha_{p,i}$ – масштабний коефіцієнт i -го параметра;

$P_{o,i}$ – значення i -го параметра оригіналу;

$P_{m,i}$ – значення i -го параметра моделі;

N – кількість подібних (аналогічних) параметрів.

Масштабні коефіцієнти для кожного із параметрів величини постійні і різні для різних параметрів:

$$\alpha_{p,1} \neq \alpha_{p,2} \neq \alpha_{p,3} \neq \dots \neq \alpha_{p,N}. \quad (16.9)$$

Із наведених співвідношень видно, що неоднорідність (просторовий розподіл, структура) кожного параметра моделі має бути подібною (аналогічною) до неоднорідності відповідного параметра оригіналу.

Третя умова однозначності встановлює вимоги щодо *подібності взаємодії гідрогеосистеми – оригіналу і системи – моделі із зовнішнім середовищем* – подібності крайових умов. Це означає, що на зовнішніх і внутрішніх границях потоку в оригіналі і на моделі повинні мати подібний (аналогічний) розподіл основні гідродинамічні елементи потоку – напір і витрати потоку. Крайові умови включають граничні умови, які обов'язково встановлюються для стаціонарних і нестаціонарних потоків, і початкові умови, які є нульовим приближенням (початковим розподілом напору) для рішення нестаціонарної задачі.

Граничні умови (далі – ГУ) встановлюються так:

а) ГУ першого роду є вираженням сталості функції на границі області визначення. Для гідрогеосистем ГУ-1 встановлює сталість напору на цій границі області фільтрації:

$$H = const - \text{для стаціонарного потоку}, \quad (16.10 \text{ а})$$

$$H = f(t) - \text{для нестаціонарного потоку}, \quad (16.10 \text{ б})$$

а в більш загальному розумінні – сталість на границі гідрогеосистем енергії пласта, яка може бути вираженою через напір (частіше в інженерній гідрогеології), тиск або гравітаційний потенціал. ГУ-1 встановлюються на контурі живлення пласта (поверхневі водойми, з якими пласт має прямий гідравлічний зв'язок), на контурі інженерних споруд (свердловини, дрени, каналу, водоймища тощо) з постійним напором;

б) ГУ другого роду є вираженням сталості першої похідної функції. У гідродинаміці ГУ-2 встановлює сталість витрати потоку на певній границі гідрогеосистеми, яка визначається через першу похідну напору (напірний

градієнт) з формули Дарсі ($Q = k \cdot I \cdot F$, де k – коефіцієнт фільтрації, м/доб; I – напірний градієнт; F – площа перетину потоку, м²);

$$Q = \text{const} \text{ – для стаціонарного потоку,} \quad (16.11 \text{ а})$$

$$Q = f(t) \text{ – для нестаціонарного потоку.} \quad (16.11 \text{ б})$$

ГУ-2 встановлюються на природній границі гідрогеосистеми або на контурі інженерних споруд із постійною витратою потоку (наприклад, депресійна крива ґрунтового потоку, де здійснюється інфільтраційне живлення ґрунтових вод, водозабірні або поглинальні свердловини, дрени, водні комунікації тощо). Особливим випадком ГУ-2 є умова $Q = 0$, яка реалізується на контакті з водотривкими породами, нефільтруючими контурами інженерних споруд тощо, тобто, там, де на границі ГГС перша похідна напірної функції по нормалі дорівнює нулю ($\partial H / \partial n = 0$);

в) ГУ третього роду (комбінована умова) виражає сталість функції і її першої похідної одночасно. Стосовно гідрогеосистем ГУ-3 трансформується в залежність витрати потоку від різниці напору на границі гідрогеосистеми і в пласті:

$$Q = \alpha(\Delta H), \quad (16.12)$$

де α – коефіцієнт, який залежить від величини фільтраційного опору на границі гідрогеосистеми;

ΔH – різниця напору на границі гідрогеосистеми і в пласті.

ГУ-3 реалізується на границі гідрогеосистеми (у плані або розрізі), якщо наявний фільтраційний опір, наприклад, за наявності кольматаційного шару на дні поверхневого водотоку, за перетікання через роздільний прошарок між двома пластами, за гідродинамічної недосконалості водозабірної або поглинальної свердловини тощо. Коефіцієнт α визначається через параметри слабопроникного шару:

$$\alpha = \frac{k_0}{m_0}, \quad (16.13)$$

де k_0 – коефіцієнт фільтрації, м/доб;

m_0 – потужність (товщина) слабопроникного шару, м.

Іншим методом врахування фільтраційного опору межі гідрогеосистеми є формальне подовження пласта на величину ΔL , опір якого (з фільтраційними параметрами пласта) еквівалентний до опору границі гідрогеосистеми. Величина ΔL визначається за даними дослідно-фільтраційних робіт або заміру рівня ґрунтових вод по створу спостережних свердловин, орієнтованому нормально межі гідрогеосистеми;

г) ГУ четвертого роду реалізується на границі водопроникних порід із різними коефіцієнтами фільтрації, коли напрям руху фільтраційного потоку не є паралельним до границі, і згідно із законом збереження маси речовини (нерозривності потоку) вимагає, щоб витрата потоку з обох сторін границі була тотожною:

$$Q_1 = Q_2, \quad (16.14)$$

де Q_1 – витрата потоку з однієї сторони границі, м³/доб;

Q_2 – витрата потоку з іншої сторони границі, м³/доб.

ГУ-4 автоматично витримується, коли основні рівняння або розрахункова схема виводяться на основі водного балансу.

Початкові умови (далі – ПУ) встановлюються лише для нестационарних потоків і є просторовий розподіл напору (тиску або гравітаційного потенціалу) та інших гідродинамічних елементів потоку на початковий момент часу. Найчастіше ПУ визначаються шляхом розв'язання стаціонарної задачі з заданими на початковий момент граничними умовами або за результатами режимних спостережень.

Для побудови моделі необхідно спростити будову гідрогеосистеми, подавши її у вигляді *вихідної гідродинамічної схеми*. Схематизація природних умов – це, можливо, найвідповідальніша стадія моделювання. Надмірна схематизація гідрогеосистеми може призвести до створення неякісної моделі, яка буде дуже грубо відображати оригінал і аналіз якої дасть спотворену інформацію про оригінал. З іншого боку, врахування другорядних особливостей гідрогеосистеми, які не мають значного впливу на поведінку системи в межах досліджуваного процесу, занадто переобтяжують модель, роблять її громіздкою і малоприматною для аналізу. Найбільш обґрунтовано можна вирішити питання про оптимальність схематизації шляхом розв'язання серії тестових задач, в яких оцінюють можливу похибку прогнозу залежно від ступеня схематизації за кожного діючого фактора.

Обґрунтування границь досліджуваної області фільтрації – перший крок схематизації. Границями гідрогеосистеми зазвичай є природні межі потоку – поверхневі водойми, непроникні контури тощо, а також інженерні споруди. Максимально можлива зони впливу збурення пласта інженерною спорудою R визначається за формулою:

$$R = 2 \div 4 \sqrt{at}, \quad (16.15)$$

де a – коефіцієнт п'єзопровідності (рівнепровідності), м²/доб;

t – час розвитку процесу збурення пласта, доб.

Для планових потоків всі можливі (передбачувані) границі гідрогеосистеми, які потрапляють у коло радіусом R , розглядаються як потенційні межі потоку з відповідними граничними умовами.

Для профільних потоків у такий спосіб визначаються бокові границі потоку, нижня границя зазвичай проводиться по поверхні напластування з водонепроникним пластом або по контакту із роздільним прошарком; верхня границя для ґрунтового потоку проводиться по депресійній кривій, для міжпластових вод – аналогічно до нижній.

Наступним кроком схематизації є визначення *структури області фільтрації* на основі аналізу фільтраційних параметрів. Під час цього насамперед враховуються природні границі геологічних утворень і комплексів, що особливо важливо для схематизації багат шарових гідрогеодинамічних систем. У найбільш простому випадку, коли часткові значення коефіцієнта водопровідності (фільтрації) відрізняються менше, ніж на порядок, можна представити фільтраційне середовище як квазіоднорідне. Ефективні значення його фільтраційних параметрів визначаються за допомогою методів математичної статистики. За значної фільтраційної неоднорідності доцільно використати градієнтну або зональну моделі фільтраційного середовища. Для градієнтної моделі застосовується інтерполяція значень фільтраційних параметрів (аналогічно до побудови диференційної карти). Зональна модель представляє фільтраційне середовище як сукупність квазіоднорідних ділянок (зон), у межах яких визначаються ефективні значення параметрів.

Схематизація граничних умов полягає у з'ясуванні закономірностей просторово-часових змін гідродинамічних елементів потоку на границях потоку (сталі, хаотичні, циклічні, монотонні, періодичні тощо), їхньої апроксимації більш простими математичними залежностями (лінійними, кусочно-лінійними функціями, алгебраїчними або тригонометричними поліномами тощо).

Як зазначено вище, моделювання – це процес розв'язання основного рівняння за заданих граничних умов. На цей час найпоширенішим методом геофільтраційного моделювання на комп'ютері є сітковий метод, який вимагає представлення безперервного основного диференційного рівняння його аналогом у дискретному вигляді. Залежно від способу дискретизації диференційних рівнянь, вибору конфігурації сітки, методу розрахунків тощо отримують різні розрахункові схеми. Далі розглядається дискретизація потоку на найбільш поширеному прикладі використання кінцевих різниць.

Просторова дискретизація потоку полягає у представленні безперервної області фільтрації (потоку) набором дискретних елементів – блоків. Центр ваги

кожного блока є вузлом сітки. Таким чином, розрахункова сітка є сукупність вузлів, до яких прилаштовані основні гідродинамічні елементи потоку.

Відстань між вузлами (крок сітки по простору) може бути постійною (рівномірна або регулярна сітка) або перемінною (нерівномірна або нерегулярна сітка). Конфігурація сітки теж може бути різною (трикутна, ромбовидна тощо), але найпоширеніша прямокутна сітка (особливий випадок – квадратна сітка).

Існує два підходи до просторової дискретизації потоку.

Математичний підхід – формальний, він полягає у заміні просторових похідних диференційних рівнянь кінцевими різницями шляхом розкладання похідних у ряд Тейлора і відсікання членів ряду, починаючи з другого. За цього формується регулярна сітка, бо виділення розрахункових блоків виконується з постійним кроком. Цей підхід не враховує особливостей геологічної будови і схематичної структури гідрогеосистеми, у зв'язку з чим апроксимація зовнішніх і структурних границь може бути занадто грубою. Зменшення кроку сітки для підвищення точності сіткової апроксимації призводить до зростання трудомісткості вирішення завдання. Результатом дискретизації є система рівнянь для кожного вузла, яка вирішується щодо напору у кожному вузлі. Цей підхід використовується переважно для автоматичної просторової дискретизації.

Фізичний підхід (метод заміщення, інтегро-інтерполяційний метод) – передбачає формування нерівномірної просторової сітки з урахуванням особливостей будови гідрогеосистеми – збільшення кроку в межах більш однорідних зон області фільтрації і зменшення (підвищення точності) в неоднорідних зонах або поблизу інженерних споруд. За цього врахування неоднорідності гідрогеосистеми (структури) може бути подвійним: природні контакти можуть співпадати або з межами блоків, або з центрами ваги блоків (вузлами сітки). Далі складаються рівняння водного балансу для кожного вузла, у яких напір у вузлі виражено через напори у сусідніх вузлах і фільтраційні опори ділянок пласта між вузлами. У результаті формується система рівнянь, яка вирішується щодо напору в кожному вузлі.

Необхідно підкреслити, що фізичний підхід більш гнучкий і тому використовується значно частіше, ніж математичний.

Часова дискретизація потоку виконується тільки для нестационарних моделей і полягає у заміні у диференційному рівнянні безперервної похідної по часу її дискретним аналогом (кінцевою різницею). Інакше, безперервний час розвитку досліджуваного процесу τ розбивається на N_t порівняно невеликих розрахункових інтервалів часу Δt , у межах яких процес розглядається як стаціонарний.

Довжина інтервалів Δt називається кроком сітки по часу і може бути постійною або змінною. Часову дискретизацію виконують зазвичай так, щоб кінці інтервалів Δt співпадали з контрольними моментами (на які потрібно скласти прогноз за завданням) або були їм кратні. На відміну від просторової дискретизації потоку часова дискретизація є більш варіативною щодо конструювання розрахункової схеми і тому вимагає більш детального аналізу. Зокрема, використання високопродуктивних персональних комп'ютерів дещо нівелює можливі розрахункові схеми з погляду оптимального використання машинного часу, але методологічні проблеми залишаються достатньо актуальними. Рішення системи рівнянь здійснюється будь-яким методом – прямим, ітераційним, прогоном тощо.

За допомогою моделювання розв'язуються 3 типи гідрогеологічних задач:

- прямі;
- зворотні;
- узагальнені.

Прямі задачі мають метою визначення гідродинамічних елементів потоку (напір, напірний градієнт, густина потоку, витрата потоку, напрямки ліній току) у межах досліджуваної області фільтрації за заданих фільтраційних параметрів і граничних умов. Вони розв'язуються методом прогнозування, який дає змогу отримати прогноз режиму і балансу підземних вод під впливом різних інженерних споруд.

Зворотні задачі розв'язуються методом епігнозного моделювання і поділяються на три підтипи:

- *зворотні у вузькому розумінні (граничні)* задачі розв'язуються для встановлення або уточнення граничних умов за відомих фільтраційних параметрів і гідродинамічних елементів потоку;
- *інверсні* задачі розв'язуються для уточнення фільтраційних параметрів за заданих гідродинамічних елементів потоку і граничних умов;
- *індуктивні* задачі розв'язуються для уточнення основних рівнянь за відомих фільтраційних параметрів, граничних умов і гідродинамічних елементів потоку.

Узагальнені (методичні) задачі мають метою уточнення математичних залежностей між факторами, які визначають певний фільтраційний процес, знаходження узагальнених розв'язань для класу подібних або аналогічних процесів, апробації методів розрахунків, розрахункових схем, оптимізації кроків сітки тощо.

Ці задачі мають методичне значення і використовуються частіше в наукових дослідженнях, ніж у практиці геологорозвідувальних і вишукувальних робіт.

Незалежно від мети і методу моделювання існує загальна послідовність побудови і дослідження моделі, яка дозволяє уникнути методичних помилок і переконливо обґрунтувати результати моделювання.

Загальна методика моделювання включає такі стадії:

1) *підготовча стадія* – має головною метою *побудову й обґрунтування вихідної гідродинамічної схеми*. На цій стадії збирають, аналізують і обробляють фактичні матеріали, виконується складна і принципово важлива робота зі схематизації природних умов досліджуваного об'єкта, визначають межі області фільтрації, аналізують параметри геофільтраційного середовища, відбирають оптимальні моделі структури області фільтрації, знаходять значення ефективних фільтраційних і водно-фізичних параметрів, визначають граничні умови, здійснюється просторово-часова дискретизація процесу, обґрунтовується розрахункова схема. Усе це виконується за допомогою моделювання подумки, математичних методів обробки експериментальних даних і ГІС-технологій (статистичні розрахунки, побудова карт, графічні побудови, візуалізація вихідних даних тощо). Вся вихідна інформація має бути ретельно перевірена і відфільтрована, дані, які не мають офіційного підтвердження та викликають сумніви, мають бути відбраковані. Потрібно виходити з того, що краще інтерполювати (у крайньому випадку – екстраполювати) дані, ніж використовувати недостовірні матеріали;

2) *стадія епігнозного моделювання* має головною метою *адаптацію моделі* і доказ її адекватності досліджуваній гідрогеосистемі-оригіналу. Здійснюється вибір програмного забезпечення з урахуванням завдання на моделювання, виконується підготовка і перевірка бази даних. На основі вихідної гідродинамічної схеми визначаються елементи умов однозначності, які підлягають уточненню, – фільтраційні параметри чи граничні умови. Уточнюють зазвичай елементи, які визначені з найменшою достовірністю. Далі виконується розв'язання серії епігнозних (граничних або інверсних) задач на різні моменти з відповідним корегуванням моделі і вихідної гідродинамічної схеми. В ідеальному випадку на моделі потрібно відтворити у часі «історію» досліджуваного процесу за весь період режимних спостережень. Тільки за умови узгодження модельних і фактичних даних за весь період епігнозу модель може вважатися адаптованою і підготовленою до розв'язання прогнозних задач.

Критерієм узгодження (оцінки адекватності моделі) є ступінь відповідності значень напору у фіксованих точках (вузлах сітки) на моделі і

фактичних значень напору у відповідних точках за даними режимних спостережень (зазвичай за картою гідроізогіпс або гідроізоп'єз на різні моменти часу).

Необхідно підкреслити, що методично найбільш обґрунтованими є значення критерію узгодження, визначені безпосередньо за даними прямими вимірів у спостережних свердловинах, бо інтерпольовані значення напору на карті завжди ускладнені (викривлені) похибкою аналогії. Тому при просторовій дискретизації потоку бажано, щоб спостережні свердловини потрапили у вузли сітки;

3) *стадія прогнозного моделювання* має головною метою *прогноз розвитку геофільтраційного процесу* за різних варіантів збудження пласта інженерними спорудами. Відповідно до можливих варіантів сценарію функціонування інженерних споруд на основі скорегованої вихідної гідродинамічної схеми складають відповідні *прогнозні гідродинамічні схеми*, на яких враховуються конструктивні, технологічні, експлуатаційні та режимні особливості оцінюваних інженерних споруд. Варіантне моделювання включає розв'язання серій прогнозних задач відповідно до прогнозних гідродинамічних схем. Конкретний зміст задач і перелік параметрів процесу, які визначаються на моделі, залежить від завдання на моделювання. Це зазвичай напір, густина потоку (швидкість чи дійсна швидкість фільтрації), витрата потоку. За цими даними визначаються кількісно водний баланс окремих блоків або всієї моделі, експлуатаційні характеристики інженерних споруд, вплив граничних умов тощо;

4) *стадія обробки результатів моделювання* має метою *обґрунтування рекомендації* стосовно завдання на моделювання. За результатами розв'язання прогнозних задач визначаються похибки у розрахунках різних показників області фільтрації, виконується візуалізація результатів, побудова прогнозних карт, їхній аналіз, визначення похибок тощо. Виконується техніко-економічне порівняння варіантів роботи інженерних споруд і, на основі цього, складаються рекомендації щодо їхньої експлуатації. Складаються звітні документи, додатки, проводиться експертиза виконаних робіт.

Як видно із викладеного вище, вихідні дані для моделювання повинні надавати інформацію про:

- 1) розміри, конфігурацію і геометричні особливості області фільтрації;
- 2) фізичні властивості геофільтраційного середовища (фільтраційні і ємнісні параметри порід, фізичні параметри води тощо);
- 3) граничні умови, а також початкові умови для нестационарного потоку.

Фільтраційні й ємнісні параметри, що використовуються у моделюванні, найбільш надійно визначаються польовими методами, які мають найбільшу за

розмірами визначальну область експерименту і тому дають інтегральні значення параметрів. Лабораторні методи мають значно більшу похибку, вимагають дослідження десятків і сотень зразків водовмісних порід для визначення стійкого значення параметрів, а головне – вони не забезпечують отримання ефективного значення фільтраційних параметрів через прояв масштабних ефектів I, II і III роду. Варто підкреслити, що параметри геофільтраційного середовища за надійно встановлених граничних умов можуть корегуватися шляхом розв'язання зворотних (інверсних) задач.

Контрольні запитання до розділу 16

1. Суть синергетичної парадигми.
2. Залежність розвитку гідрогеологічної системи від ступеня її нерівноважності.
3. Загальна характеристика синергетичних принципів розвитку гідрогеологічних систем.
4. Принцип гомеостатичності.
5. Принцип ієрархічності.
6. Принцип нелінійності.
7. Принцип відкритості.
8. Принцип нестійкості.
9. Принцип емерджентності.
10. Принцип спостережності.
11. Суть інформаційного обміну.
12. Сміслові аспекти поняття «інформація».
13. Перетворення інформації у природокористуванні.
14. Основні напрями використання інформації в гідрогеологічних дослідженнях.
15. Поняття про прогнозування розвитку гідрогеологічних систем.
16. Суть математичного моделювання.
17. Замкнена система рівнянь: основні рівняння процесу, умови однозначності.
18. Граничні умови фільтраційного потоку 1, 2, 3 та 4 роду.
19. Початкові умови для нестационарних задач.
20. Вихідна гідродинамічна схема.
21. Прямі, зворотні та узагальнені задачі.
22. Загальна методика моделювання.

ПІСЛЯМОВА

У процесі підготовки фахівців будівельних, природознавчих та екологічних спеціальностей питання інженерної гідрогеології, які стосуються істотного впливу різних видів підземних вод на будівельні об'єкти та на екологічні умови забудованих і природних територій в цілому, вимагають ретельного вивчення.

Розглянуті в цьому навчальному посібнику основи загальної гідрогеології та інженерної гідрогеології є, на наш погляд, найбільш важливими на початковому етапі процесу навчання студентів зазначених напрямків. Тільки отримавши уявлення про воду на Землі та в земній корі, її кількість, походження, про види води в гірських породах, хімічний склад і фізичні властивості підземних вод, умови їхнього залягання, про основні ендегенні та екзогенні природні, а також техногенні процеси, що впливають на підземну гідросферу, можна перейти до вивчення спеціальних дисциплін. У посібнику розглянуто динаміку, режим і баланс підземних вод, головні несприятливі інженерно-геологічні процеси, пов'язані з підземними та поверхневими водами, питання інженерно-гідрогеологічних вишукувань. Це ми вважаємо необхідним для підготовки майбутніх фахівців будівельного та екологічного напрямків.

Таким чином, тільки комплексна професійна підготовка фахівців дозволить надійно, економічно й екологічно безпечно забезпечити будівельне виробництво, міське господарство та життєдіяльність людей загалом.

Автори сподіваються, що такий навчальний посібник надає читачам не тільки уявлення про природні закономірності в існуванні підземних вод, а й дозволяє оцінити складний зв'язок між інженерно-господарською діяльністю людини і гідросферою. Цей зв'язок ускладнюється тим, що баланс (тобто прибуткова і витратна частина води в кожній точці геологічного простору) залежить від інженерно-технічних рішень стратегічного та локального характеру.

На думку авторів, перспективною є спроба використовувати уніфікований показник – «ресурс стійкості до зовнішніх впливів». Такий показник може принести позитивний ефект у розвитку як інженерної гідрогеології, так і інших наук, таких як механіка ґрунтів, інженерна геологія, екологія, біологія, медицина тощо.

Дуже важливими і цікавими видається авторський підхід до вирішення завдань прогнозування змін у складних відкритих природно-техногенних системах і побудована на цьому підході проста для застосування методика оцінки ризиків.

Методологічна частина посібника містить сучасні уявлення про синергетичні особливості формування та розвитку гідрогеологічних систем і знайомить читача з основами сучасної інформаційно-синергетичної парадигми, яка стрімко впроваджується в науки про Землю. Детально описано методику моделювання гідрогеологічних процесів, що застосовується у прогнозуванні розвитку гідрогеологічних систем.

Автори сподіваються, що випуск цього навчального посібника призведе до позитивних змін у діяльності сучасних та майбутніх фахівців, які ухвалюють рішення щодо взаємодії людини з геологічним середовищем.

СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Водний фонд України: Штучні водойми – водосховища і ставки : довідник / за ред. В. К. Хільчевського, В. В. Гребеня. – Київ : Інтерпрес, 2014. – 164 с.
2. Волошин П. К. Курс лекцій з дисципліни «Гідрогеологічне та інженерно-геологічне моделювання і прогнозування» (для студентів денної та заочної форм навчання спеціальності 101 – Екологія та 103 Науки про Землю) / П. К. Волошин. – Львів : Видав. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2020. – 46 с.
3. ДБН А.2.1-1:2014. Вишукування, проектування і територіальна діяльність. Вишукування. Інженерні вишукування для будівництва. – Чинні від 01.08.2014– Київ : Мінрегіонбуд України, 2014. – 112 с.
4. ДБН В.1.1-24:2009. Захист від небезпечних геологічних процесів. Основні положення проектування. – Чинні від 2011-01-01. – Київ : Міністерство регіонального розвитку та будівництва України, 2010. – 108 с.
5. ДБН В.1.1-25:2009. Інженерний захист територій та споруд від підтоплення та затоплення. – Чинні від 2011-01-01. – Київ : Мінрегіонбуд України, 2010. – 52 с.
6. ДБН В.2.4-3:2010 Гідротехнічні споруди. Основні положення. – Чинні від 2011-01-01. – Київ : Міністерство регіонального розвитку та будівництва України, 2010. – 37 с.
7. Гігієнічні вимоги до води питної, призначеної для споживання людиною : Державні санітарні норми та правила (ДСанПіН 2.2.4-171-10). – Чинний (поточна редакція від 22.03.2022).– Київ : Мінекономрозвитку України, 2011. – 25 с.
8. ДСТУ 7525:2014. Вода питна. Вимоги та методи контролювання якості. – Чинний від 2015-02-01. – Київ : Мінекономрозвитку України, 2014. – 51 с.
9. ДСТУ Н Б.В.1.1-37:2016. Настанова щодо інженерного захисту територій, будівель і споруд від зсувів та обвалів. – Чинний від 01.04.2017. – Київ: Мінрегіонбуд України, 2016. – 203 с.
10. Загальна гідрологія : підручник / за ред. В. К. Хільчевського і О. Г. Ободовського. – Київ : ВПЦ «Київський університет», 2008. – 399 с.
11. Інженерна геологія (з основами геотехніки) : підручник / В. Г. Суярко, В. М. Величко, О. В. Гаврилюк, В. В. Сухов, О. В. Нижник, В. С. Білецький, А. В. Матвєєв, О. А. Улицький, О. В. Чуєнко. – Харків : ХНУ ім. В. Н. Каразіна, 2019. – 296 с.
12. Інженерна геологія : навч. посіб. для студ. природознавчих, будівельних та екологічних спец. вищ. навч. закладів / Г. Г. Стріжельчик,

В. Ю. Єгупов, І. В. Храпатова, В. В. Сухов. – Харків : ХНУ ім. В. Н. Каразіна, 2018. – 440 с.

13. Колодій В. В. Гідрогеологія : підручник для студ. геол. спец. вищ. навч. закл. / В. В. Колодій. – Львів : ЛНУ ім. І. Франка, 2010. – 368 с.

14. Костюченко М. М. Гідрогеологія та інженерна геологія : підручник / М. М. Костюченко, В. С. Шабатін. – Київ : ВПЦ «Київський університет», 2005. – 144 с.

15. Кошляков О. Є. Гідрогеологічне моделювання : підручник. – Київ : ВПЦ «Київський університет», 2003. – 113 с.

16. Кошляков О. Є. Практикум з динаміки підземних вод / О. Є. Кошляков, В. І. Мокієнко. – Київ : КНУ, 2006. – 76 с.

17. Немець Л. М. Підземні води як чинник стійкого розвитку регіону / Л. М. Немець // Вісн. Харків. нац. ун-ту ім. В. Н. Каразіна. – Харків, 2016. – № 45. – С. 62–67. – (Серія: Геологія. Географія. Екологія).

18. Новосад Я. О. Гідрогеологія : навч. посіб. / Я. О. Новосад. – Рівне : НУВГП, 2005. – 136 с.

19. Рудаков Д. В. Моделювання в гідрогеології : навч. посіб. / Д. В. Рудаков. – Дніпропетровськ : Нац. гірничий університет, 2011. – 88 с.

20. Viacheslav Iegupov and Genadiy Strizhelchik «Sustainability Resource of the Hydrogeosphere to Anthropogenic Impacts with Urbanization». Advances in Geoethics and Groundwater Management: Theory and Practice for a Sustainable Development. Proceedings of the 1st Congress on Geoethics and Groundwater Management (GEOETH&GWM'20), Porto, Portugal, 2020. – pp. 267 – 271.

21. Viacheslav Iegupov, Gennadii Strizhelchik, Rajeshwar Goodary. Sustainable development of the engineering geological environment of urban areas: Transition from Theory to Practical Solutions, Proceedings of the 8th World Congress on Civil, Structural, and Environmental Engineering (CSEE'23) Lisbon, Portugal. 2023. – pp. 151-1-7.

Електронне навчальне видання

**Єгунов В'ячеслав Юрійович,
Немець Костянтин Аркадійович,
Стріжельчик Геннадій Георгійович**

ІНЖЕНЕРНА ГІДРОГЕОЛОГІЯ

НАВЧАЛЬНИЙ ПОСІБНИК

Відповідальний за випуск *В. Ю. Єгунов*
Редактор *О. В. Михаленко*
Комп'ютерне верстання *В. Ю. Єгунов*

Підп. до друку 09.04.2024. Формат 60 × 84/16.
Ум. друк. арк. 16,2.

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