

Міністерство освіти і науки України
Національний технічний університет
«Дніпровська політехніка»

Геологорозвідувальний
(факультет)

Кафедра гідрогеології та інженерної геології
(повна назва)

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА
кваліфікаційної роботи ступеню магістра
(бакалавра, спеціаліста, магістра)

студента Кочури Анастасії Олександрівни
(ПІБ)

академічної групи 103М-18-2
(шифр)

спеціальності 103 Науки про Землю
(код і назва спеціальності)

за освітньо-професійною програмою «Гідрогеологія»
(офіційна назва)

на тему Динаміка взаємодії берегових водозаборів і моря та обґрунтування заходів щодо забезпечення якості відкачуваної води
(назва за наказом ректора)

Керівники	Прізвище, ініціали	Оцінка за шкалою		Підпис
		рейтинговою	інституційною	
кваліфікаційної роботи	Рудаков Д.В.			
розділів:				
Загальний	Рудаков Д.В.			
Спеціальний	Рудаков Д.В.			
Рецензент				
Нормоконтролер	Загриценко А.М.			

Дніпро
2019

ЗАТВЕРДЖЕНО:

завідувач кафедри

гідрогеології та інженерної геології

(повна назва)

Рудаков Д.В.

(підпис)

(прізвище, ініціали)

« _____ » _____ 2019 року

ЗАВДАННЯ

на кваліфікаційну роботу

ступеню _____ магістра _____

(бакалавра, спеціаліста, магістра)

студенту Кочурі Анастасії Олександрівні академічної групи 103м-18-2

(прізвище та ініціали)

(шифр)

спеціальності 103 Науки про Землюза освітньо-професійною програмою «Гідрогеологія»на тему Динаміка взаємодії берегових водозаборів і моря та обґрунтуваннязаходів щодо забезпечення якості відкачуваної водизатверджену наказом ректора НТУ «Дніпровська політехніка» від 21.11.19 № 2147-л

Розділ	Зміст	Термін виконання
Загальний	Аналіз сучасних уявлень про циркуляцію води в світовому океані.	15.10.19-29.10.19
Спеціальний	Вивчення механізму гідродинамічної взаємодії підземних і морських вод. Характеристика інтрузії морських вод в прісні підземні води.	30.10.19-01.12.19
	Встановлення параметрів підтягування морських вод при відборі води з одиночної свердловини. Обґрунтування заходів спрямованих на забезпечення якості вод при експлуатації берегового водозабору.	02.12.19-13.12.19

Завдання видано

_____ (підпис керівника)

Рудаков Д.В.

(прізвище, ініціали)

Дата видачі

12.10.2019

Дата подання до екзаменаційної комісії

13.12.2019

Прийнято до виконання

_____ (підпис студента)

Кочура А.О.

(прізвище, ініціали)

РЕФЕРАТ

Пояснювальна записка: текстові додатки 87 с., рисунків 15, таблиць 5, джерел 40.

МОРСЬКІ ВОДИ, ПІДЗЕМНІ ВОДИ, ДИНАМІКА ВЗАЄМОДІЇ, БЕРЕГОВІ ВОДОЗАБОРИ, ЯКІСТЬ ВОДИ, ІНТРУЗІЯ

Об'єкт досліджень – гідрогеодинамічні та гідрохімічні процеси, що супроводжують взаємодію між підземними та морськими водами.

Предмет досліджень – параметри переміщень підземних та морських вод при різноманітних технологічних варіантах роботи берегових водозаборів.

Мета роботи – обґрунтування параметрів просторово-часової динаміки взаємодії підземних і морських вод в різних гідрогеологічних умовах з урахуванням впливу роботи берегових водозаборів.

Наукова новизна полягає у встановленні закономірностей прояву домінуючих гідродинамічних процесів у водоносних породах на березі моря з урахуванням впливу техногенних та антропогенних чинників.

В роботі розглянуто гідрологічні, гідрофізичні і гідрохімічні аспекти взаємозв'язку морських вод з підземними водами прилеглих територій суші як одного з проявів загального процесу взаємодії поверхневих і підземних вод. Основну увагу приділено інтрузії морських вод в підземні водоносні горизонти. Наведено огляд сучасних досягнень в області моделювання інтрузії морських вод в прибережні водоносні пласти.

В програмній середовищі Mathcad був зроблений розрахунок довжини клина солених вод в природних умовах на узбережжі Чорного моря. Аналіз отриманих даних показує істотне зменшення довжини клина солених вод при збільшенні градієнта потоку підземних вод і зниженні потужності водоносного горизонту. Також був зроблений розрахунок максимального граничного дебіту водозабору, при якому ще не станеться підтягування солоних вод. Аналіз отриманих даних показує збільшення цієї величини при збільшенні потужності водоносного горизонту, відстані від водозабору до моря, градієнта потоку підземних вод і коефіцієнту фільтрації.

Практична цінність полягає в обґрунтуванні методичних підходів до прогнозування параметрів гідрогеодинамічних і гідрохімічних процесів у водоносних горизонтах берегової лінії, що створюють основу прийняття технічних рішень щодо забезпечення якості відкачуваної води.

Соціальний ефект. Застосування даної технології дозволить розробляти значні запаси підземних вод які зосереджені в водоносних горизонтах розташованих на березі моря.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	5
1. СУЧАСНІ УЯВЛЕННЯ ПРО ЦИРКУЛЯЦІЮ ВОДИ В СВІТОВОМУ ОКЕАНІ.....	7
2. ВИВЧЕННЯ МЕХАНІЗМУ ГІДРОДИНАМІЧНОЇ ВЗАЄМОДІЇ ПІДЗЕМНИХ І МОРСЬКИХ ВОД.....	22
3. МЕТОДИ КІЛЬКІСНОЇ ОЦІНКИ ПІДЗЕМНОГО СТОКУ В МОРЯ.....	31
4. ХАРАКТЕРИСТИКА ІНТРУЗІЇ МОРСЬКИХ ВОД В ПРІСНІ ПІДЗЕМНІ ВОДИ.....	41
5. ВСТАНОВЛЕННЯ ПАРАМЕТРІВ ПІДТЯГУВАННЯ МОРСЬКИХ ВОД ПРИ ВІДБОРІ ВОДИ З ОДИНОЧНОЇ СВЕРДЛОВИНИ.....	51
6. ОБҐРУНТУВАННЯ ЗАХОДІВ СПРЯМОВАНИХ НА ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ ЯКОСТІ ВОД ПРИ ЕКСПЛУАТАЦІЇ БЕРЕГОВОГО ВОДОЗАБОРУ.....	65
ВИСНОВКИ.....	79
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	82
ДОДАТКИ.....	84

КАФЕДРА
ГІДРОГЕОЛОГІЇ
ТА ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ

ВСТУП

Актуальність теми. В кінці ХХ століття вважалося достовірно встановленим, що Світовий океан отримує незначний обсяг підземного стоку з суші і ще менш значні обсяги глибинних і ювенільних вод в зонах океанського спредінгу. Водночас було показано, що на більш ніж 15 % глибоководних океанологічних станцій Атлантичного океану в придонному шарі виміряні температурні інверсії товщиною близько 500 метрів. Роботами експедицій АН СРСР під керівництвом академіка Шнюкова Е.Ф. на материковому схилі Чорного моря були відкриті масові виходи джерел підземних вод, які, на його думку, відповідно до значного дебіту, здатні формувати відповідну водну масу Чорного моря.

Виходячи з суперечливості уявлень про обсязі підземного водообміну в океані, визначення цього обсягу можна вважати актуальною проблемою. У зв'язку з тим, що методи прямих вимірювань дебіту підземних джерел знаходяться в стадії розробки, оцінки обсягів підземного водообміну представляють певну новизну і мають практичне значення. Також необхідно відзначити, що бурхливий розвиток морських геологічних робіт і в першу чергу результати буріння дна морів і океанів дозволили встановити в них наявність запасів корисних копалин. Це обумовлює необхідність вивчення ролі підземного стоку у формуванні родовищ корисних копалин на дні морів.

Мета роботи – обґрунтування параметрів просторово-часової динаміки взаємодії підземних і морських вод в різних гідрогеологічних умовах з урахуванням впливу роботи берегових водозаборів.

Задачі, розв'язані в магістерській роботі, полягають у наступному.

1. Вивчити сучасні уявлення про циркуляцію води в світовому океані з урахуванням зміни клімату та антропогенних чинників.
2. Встановити механізм гідрогеодинамічної і гідрохімічної взаємодії підземних та морських вод в різних природних та техногенних умовах.

3. Розробити математичну модель для виконання кількісних розрахунків підтягування морських вод до водозабору при різноманітних технологічних варіантах його роботи.

4. Провести моделювання гідродинамічних процесів в водоносних породах на березі Чорного моря з урахуванням експлуатації водозабору.

5. Обґрунтувати параметри екологічно безпечного відбору підземних вод з берегових водозаборів, що забезпечать якість відкачуваної води.

Об'єкт досліджень – гідрогеодинамічні та гідрохімічні процеси, що супроводжують взаємодію між підземними та морськими водами.

Предмет досліджень – параметри переміщень підземних та морських вод при різноманітних технологічних варіантах роботи берегових водозаборів.

Наукове значення роботи полягає у встановленні закономірностей прояву домінуючих гідродинамічних процесів у водоносних породах на березі моря з урахуванням впливу техногенних та антропогенних чинників.

Апробація роботи. Всеукраїнська науково-технічна конференція «Молодь: наука та інновації».

Практична цінність роботи полягає в обґрунтуванні методичних підходів до прогнозування параметрів гідрогеодинамічних і гідрохімічних процесів у водоносних горизонтах берегової лінії, що створюють основу прийняття технічних рішень щодо забезпечення якості відкачуваної води.

Економічний ефект Оцінюваний економічний ефект за рахунок комплексного та екологічно безпечного використання берегових водозаборів становить 0,5 млн. грн/рік.

Соціальний ефект. Застосування даної технології дозволить розробляти значні запаси підземних вод які зосереджені в водоносних горизонтах розташованих на березі моря.

1. СУЧАСНІ УЯВЛЕННЯ ПРО ЦИРКУЛЯЦІЮ ВОДИ В СВІТОВОМУ ОКЕАНІ

Нашу планету цілком можна було б назвати Океанією, так як площа, займана водою, в 2,5 рази перевищує територію суші. Океанічні води покривають майже 3/4 поверхні земної кулі шаром товщиною близько 4000 м, складаючи 97 % гідросфери, тоді як води суші містять всього лише 1 %, а в льодовиках – тільки 2%. Світовий океан, будучи сукупністю всіх морів і океанів Землі, має великий вплив на життєдіяльність планети. Величезна маса вод океану формує клімат планети, служить джерелом атмосферних опадів. З нього надходить більше половини кисню, і він же регулює зміст вуглекислоти в атмосфері, оскільки здатний поглинати її надлишок. На дні Світового океану відбувається накопичення і перетворення величезної маси мінеральних і органічних речовин, тому геологічні та геохімічні процеси, що протікають в океанах і морях, роблять дуже сильний вплив на всю земну кору. Саме Океан став колискою життя на Землі. Зараз в ньому живе близько чотирьох п'ятих всіх живих істот планети.

В наш час, «епоху глобальних проблем», Світовий океан грає все більшу роль в житті людства. Будучи величезній коморі мінеральних, енергетичних, рослинних і тваринних багатств, які – при раціональному їх споживанні й штучному відтворенні - можуть вважатися практично невичерпними, Океан здатний вирішити одні із самих гостро вартих завдань: необхідність забезпечення швидко зростаючого населення продуктами харчування і сировиною для промисловості яка розвивається, небезпека енергетичної кризи, нестача прісної води.

Основний ресурс Світового океану – морська вода. Вона містить 75 хімічних елементів, серед яких такі важливі, як уран, калій, бром, магній. І хоча основний продукт морської води усе ще поварена сіль - 33% від світового видобутку, але вже видобуваються магній і бром, давно запатентовані методи отримання цілого ряду металів, серед них і необхідні промисловості мідь і

срібло, запаси яких неухильно виснажуються, коли як в океанських водах їх міститься до півмільярда тонн. У зв'язку з розвитком ядерної енергетики існують непогані перспективи для видобутку урану і дейтерію з вод Світового океану, тим більше що запаси уранових руд на землі зменшуються, а в Океані його 10 мільярдів тонн, дейтерій взагалі практично невичерпний – на кожні 5000 атомів звичайного водню доводиться один атом важкого. Крім виділення хімічних елементів морська вода може бути використана для отримання необхідної людині прісної води. Зараз є в наявності багато промислових методів опріснення: застосовуються хімічні реакції, при яких домішки видаляються з води; солону воду пропускають через спеціальні фільтри; нарешті, виробляється звичайне кип'ятіння. Але опріснення не єдина можливість отримання придатної для пиття води. Існують донні джерела, які все частіше виявляються на континентальному шельфі, тобто в областях материкової обмілини, що прилягає до берегів суші і має однакову з нею геологічна будова. Один з таких джерел, розташований біля берегів Франції - в Нормандії, дає таку кількість води, що його називають підземною річкою.

Мінеральні ресурси Світового океану представлені не тільки морською водою, але і тим, що «під водою». Надра океану, його дно багаті покладами корисних копалин. На континентальному шельфі знаходяться прибережні розсипних родовищ - золото, платина; зустрічаються і дорогоцінні камені - рубіни, алмази, сапфіри, смарагди. Наприклад, поблизу Намібії йдуть підводні розробки алмазного гравію вже з 1962 року. На шельфі і частково материковому схилі Океану розташовані великі родовища фосфоритів, які можна використовувати в якості добрив, причому запасів вистачить на найближчі кілька сот років.

Самий же цікавий вид мінеральної сировини Світового океану - це знамениті залізомарганцеві конкреції, якими покриті величезні за площею підводні рівнини. Конкреції представляють собою своєрідний «коктейль» з металів: туди входять мідь, кобальт, нікель, титан, ванадій, але, звичайно ж, найбільше заліза і марганцю. Місця їхнього розташування загальновідомі,

але результати промислової розробки поки ще дуже скромні. Зате повним ходом йде розвідка і видобуток океанської нафти і газу на прибережному шельфі, частка морського видобутку наближається до 1/3 світового видобутку цих енергоносіїв. В особливо великих розмірах іде розробка родовищ у Перській, Венесуельській, Мексиканській затоці, в Північному морі; нафтові платформи простягнулися біля берегів Каліфорнії, Індонезії, в Середземному і Каспійському морях. Мексиканська затока до того ж знаменита відкритим під час розвідки нафти родовищем сірки, що витоплюється із дна за допомогою перегрітої води. Інший, поки ще недоторканої комори океану є глибинні ущелини, де утвориться нове дно. Так, наприклад, гарячі (більше 60 градусів) і важкі розсоли містять величезні запаси срібла, олова, міді, заліза та інших металів. Все більше і більше важливе значення приймає видобуток матеріалів на мілководді. Навколо Японії, приміром, відсмоктують по трубах підводні залізозмісні піски, країна видобуває з морських шахт близько 20% вугілля - над покладами породи споруджують штучний острів і бурять стовбур, що розкриває вугільні пласти.

Багато природних процесів, що відбуваються в Світовому океані, - рух, температурний режим вод - є невичерпними енергетичними ресурсами. Наприклад, сумарна потужність припливної енергії Океану оцінюється від 1 до 6 мільярдів кВт. Дана властивість припливів і відливів використовувалося у Франції аж у середні століття: в XII столітті будувалися млини, колеса яких приводилися в рух припливної хвилею. У наші дні у Франції існують сучасні електростанції, що використовують той же принцип роботи: обертання турбін при припливі відбувається в одну сторону, а під час відпливу - в іншу.

Головне багатство Світового океану - це його біологічні ресурси (риба, зоо- і фітопланктон і інші). Біомаса Океану налічує 150 тис. видів тварин і 10 тис. водоростей, а її загальний обсяг оцінюється в 35 мільярдів тонн, чого цілком може вистачити, щоб прогодувати 30 мільярдів жителів планети. Вилловлюючи щорічно 85-90 мільйонів тонн риби, на неї припадає 85% від використовуваної морської продукції, моллюсків, водоростей, людство забезпе-

чує близько 20% своїх потреб в білках тваринного походження. Живий світ Океану - це величезні харчові ресурси, які можуть бути невичерпними при правильному і дбайливому їх використанні. Максимальний вилов риби не повинен перевищувати 150-180 мільйонів тонн на рік: перевершити цю межу дуже небезпечно, тому що відбудуться непоправні втрати. Багато сортів риб, китів, ластоногих внаслідок непомірного полювання майже зникли з океанських вод, і невідомо, чи відновиться коли-небудь їх поголів'я. Але населення Землі росте бурхливими темпами, все більше потребуючи морської продукції. Існує кілька шляхів підняття її продуктивності. Перший - вилучати з океану не тільки рибу, але й зоопланктон, частина якого - антарктичний криль - уже пішла в їжу. Можна без жодного збитку для Океану виловлювати його в набагато більших кількостях, ніж вся видобута в даний час риба. Другий шлях - використання біологічних ресурсів відкритого Океану. Біологічна продуктивність Океану особливо велика в області підйому глибинних вод. Один з таких апвеллінгов, розташований біля узбережжя Перу, дає 15% світового видобутку риби, хоча площа його становить не більше двох сотих відсотка від всієї поверхні Світового океану. Нарешті, третій шлях - культурне розведення живих організмів, в основному в прибережних зонах. Всі ці три способи успішно випробувані в багатьох країнах світу, але локально, тому триває згубний за своїми обсягами вилов риби. В кінці XX століття найбільш продуктивними акваторіями вважаються Норвезьке, Берингове, Охотське, Японське моря.

Океан, будучи коморою найрізноманітніших ресурсів, також є безкоштовною і зручною дорогою, яка зв'язує вилучені друг від друга континенти й острови. Морський транспорт забезпечує майже 80% перевезень між країнами, служачи світовому виробництву й обміну.

Світовий океан може служити переробником відходів. Завдяки хімічній і фізичній дії своїх вод і біологічному впливу живих організмів, він розсіює і очищає основну частину що у нього відходів, зберігаючи відносну рівновагу

екосистем Землі. Протягом 3000 років в результаті кругообігу води в природі вся вода Світового океану оновлюється.

Складовими частинами океанів є моря, затоки, протоки. Море – це порівняно невелика частина океану, яка врізається в сушу чи відмежована від нього берегами материків, півостровами та островами; має певні геологічні, гідрологічні та інші риси, що суттєво відрізняються від відповідних рис океану. За розташуванням відносно суші моря поділяються на внутрішні, окраїнні та між острівні (рис. 1.1).

Внутрішні моря (внутрішньоматерикові і між материкові) – це моря, що мають ускладнений водообмін з океаном через порівняно вузькі протоки. Між материкові моря – це моря, що розташовані між різними материками (наприклад, Середземне, Червоне моря). Внутрішньоматерикові моря – це моря, що знаходяться всередині одного материка (наприклад, Чорне, Біле, Балтійське, Азовське моря).

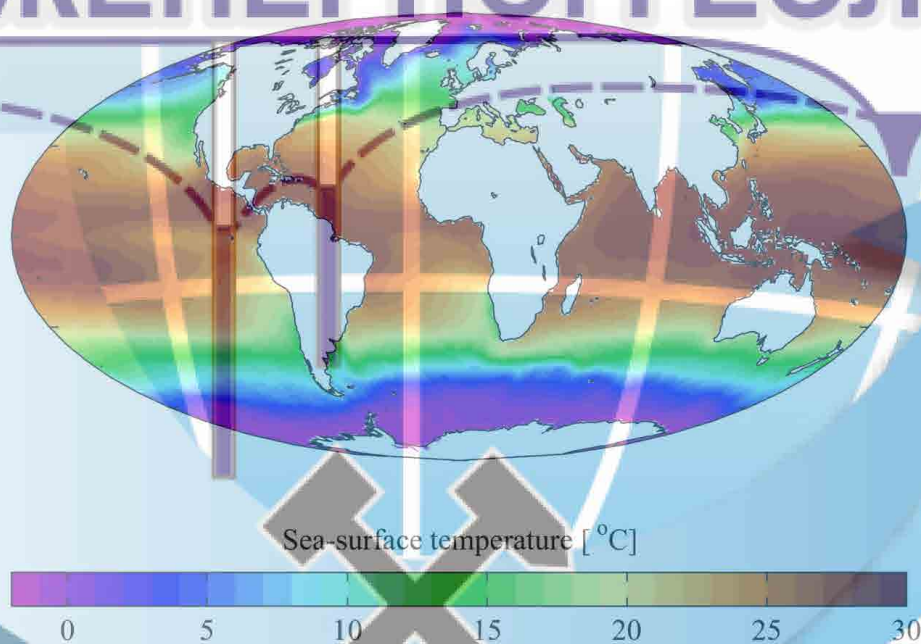


Рисунок 1.1 – Середньорічна температура поверхні Світового океану

Окраїнні моря відокремлюються від океану островами чи заходять у материк і мають відносно вільний зв'язок з океаном (наприклад, Чукотське, Баренцове моря). Між острівні моря – це моря, що розміщені серед великих островів або архіпелагів (наприклад, моря Банду, Фіджі).

Земна кора під морями та океанами складається з двох шарів: осадового і магматичного (базальтового). Загальна товща земної кори під океаном – близько 6 км; товща в п'ять разів менша, ніж під материками. Середня потужність океанічних осадів – від 300 до 1000 м, але є місця, де їх дуже мало чи зовсім немає, як, наприклад, серединно-океанічні хребти. Потужність базальтового шару на континентах досягає 40 км, а за його межами – від 3 до 10 км.

Вирізняють також два перехідні типи: субокеанічний, який має більшу товщу осадової оболонки (15-20 км) і субконтинентальний, який окрім осадової оболонки, має гранітно-базальтову оболонку, потужністю 15-20 км. Перший тип, характерний для окраїнних і внутрішніх морів, другий – для великих океанічних островів та острівних дуг.

Основні елементи рельєфу дна океану (рис. 1.2):

Шельф – мілководна частина підводної окраїни материків та великих островів (із глибинами в середньому до 200 м, інколи до 400 м), яка має відносно вирівняну поверхню і материковий тип будови земної кори. Найбільша ширина шельфу вздовж північних берегів Євразії, найменша – у Тихому океані вздовж західних берегів Північної та Південної Америки. Шельфам притаманний переважно рівнинний рельєф дна, із поступовим зниженням до континентального схилу. Але шельфи є з виступами, терасами, пагорбами, западинами, давніми річковими долинами тощо.

Материковий схил – це частина підводної окраїни материка між шельфом і материковим підніжжям, розповсюджується до глибини 3,5 км. Материковий схил має великі похили (у середньому – $4-7^{\circ}$, інколи – 30°). У деяких місцях океану материковий схил прорізаний глибокими підводними каньйонами. Підводні каньйони починаються здебільшого на зовнішньому шельфі. Багато з них є продовженням наземних річкових долин: Сенегалу, Оріноко, Парани, Сан-Франциску (Південна Америка); Міссісіпі, Св. Лаврентія, Юкону, Колумбії, Колорадо (Північна Америка). Окремі каньйони сягають 3-5 км глибини і врізаються в континентальний схил на 1000 м, як перед гирлом Св. Лаврентія, Параною чи навіть до 1500 м – перед гирлом Конго. Чимало кань-

йонів проходять дном океанів, не маючи початку на шельфі. За розмірами вони найрізноманітніші. Два велетні каньйони, виявлені в Північній Атлантиці – Північно-Західний, який проходить від Девісової протоки до паралелі 40° пн. ш. і простягається на 3200 км; каньйон Морі – східна частина Північної Атлантики, звивається по дну на 2600 км до Азорських островів.

Улоговини окраїнного моря – це значні за площею замкнуті зниження дна з порівняно пологими схилами та плоским дном. Улоговини мають вирівняну поверхню з могутнім шаром осадів на дні (Берингове, Охотське моря), горбистий гірський рельєф (підняття Ямато), для них характерна сейсмічність.

КАФЕДРА ГІДРОГЕОЛОГІЇ ТА ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ

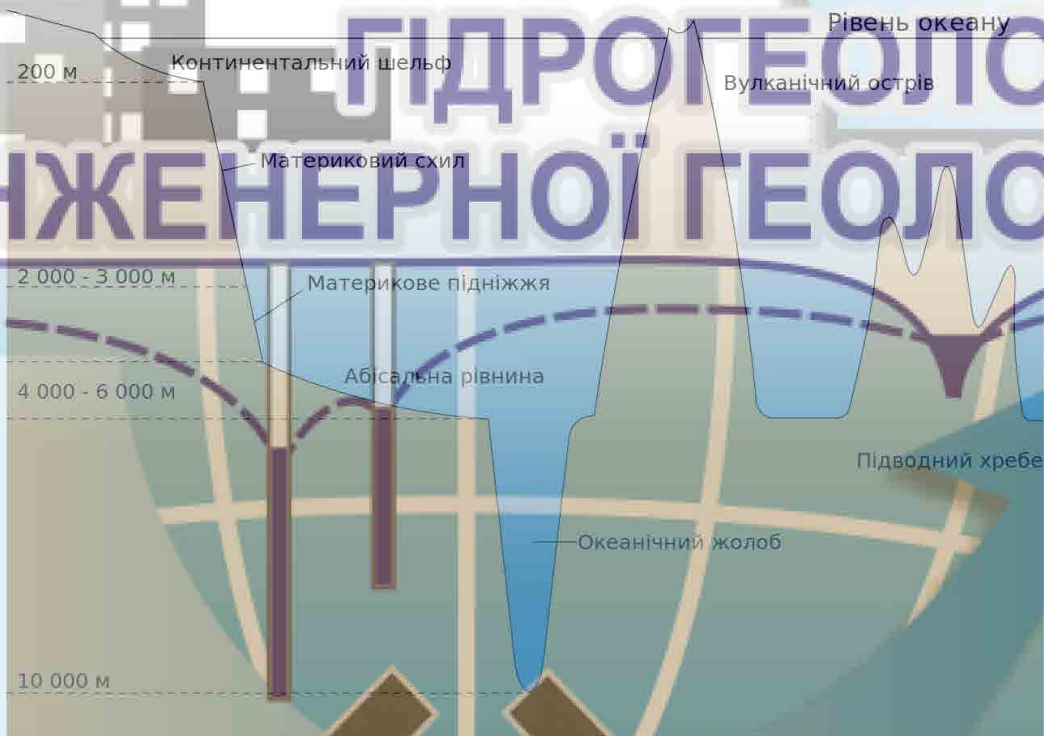


Рисунок 1.2 – Структурні елементи будови дна Світового океану

Острівні дуги – лінійно орієнтовані гірські споруди, що відділяють улоговини окраїнних морів від глибоководних жолобів. Основою острівних дуг є підводні хребти (завширшки 40-400 км, довжиною до 1000 км і більше), переважно вулканічні, із численними вершинами, які виступають над рівнем моря у вигляді пасма чи “гірлянди” островів (наприклад, Алеутські, Куриль-

ські, Японські острови). Зазвичай, дуги орієнтовані паралельно глибоководним жолобам, дугоподібні. Для острівних дуг характерні різкі диференційовані гравітаційні та магнітні поля, підвищені значення теплового потоку, активний вулканізм і сейсмічність.

Глибоководні жолоби – довгі та вузькі поглиблення дна з дуже крутими схилами ($5-6^{\circ}$ у верхній частині схилів, $15-20^{\circ}$ – у нижній). Довжина глибоководних жолобів досягає декількох тисяч кілометрів, ширина – десятки і сотні кілометрів, в їх межах знаходяться найбільші глибини Світового океану (Маріанська западина – 11 022 м). Глибоководні жолоби зазвичай розташовані із зовнішнього боку острівних дуг (наприклад, Алеутський, Філіппінський, Курило-Камчатський жолоби) або простягаються вздовж гірського узбережжя (наприклад, Перуанський, Чилійський жолоб). Тільки западина Рманш знаходиться посередині океану. Області розвитку глибоководних жолобів відзначаються високою сейсмічністю, часто – виявленням вулканічної діяльності. Дно глибоководного жолоба часто плоске, є областю інтенсивного осадко накопичення (потужність пухкого осадкового покриву може досягати 2-3 км), а в місцях розташування глибинних розломів схили інколи прямовисні.

Речовини, які входять до складу морської води, умовно поділяє на п'ять груп: головні іони (Cl^- , SO_4^{2-} , HSO_3^- , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}), розчинені гази (O_2 , N_2 , CO_2 , H_2S , CH_4 тощо), біогенні елементи (сполуки азоту, фосфору, кремнію та інших елементів), мікроелементи, органічні речовини. Головні іони – визначають солоність води і складають 99,9 % загальної маси солей у морській воді, причому серед головних іонів на хлористі сполуки натрію й магнію припадає 88,7 % (табл. 1.1).

Розчинені гази – гази, які утворюються за рахунок обміну з атмосферою, біологічної діяльності у воді та інших процесів (кисень, азот, вуглекислий газ, іноді сірководень). Найбільше у морській воді азоту й кисню. Кисень надходить у морську воду або з повітря, або в результаті фотосинтезу морських речовин переважно:



Витрачається кисень на дихання морських організмів і на окислення різних речовин. На поверхні океану концентрація розчиненого кисню, зазвичай, залишається на постійному рівні насичення або дуже близька до нього, але, оскільки концентрація кисню у воді збільшується зі зменшенням температури, то вона коливається від 4.5 мл/дм³ у тропічних широтах до 8 мл/дм³ і більше у полярних районах. Між поверхнею й рівнем компенсації концентрація може перевищувати рівень насичення, але нижче цієї глибини кількість розчиненого кисню зменшується. У глибини кількість розчиненого кисню зменшується. У внутрішніх морях, ізольованих від океану, в нижніх шарах води і заглибленнях океанічного дна часто спостерігається нестача кисню і навіть повне його зникнення.

Двоокис вуглецю поглинається під час фотосинтезу, а виділяється при диханні живих організмів і рослин. Для того щоб пояснити характер розподілу CO₂ в океані, крім цих факторів (а також того, що двоокис вуглецю, що утримується в атмосфері, розчиняється в морській воді), необхідно брати до уваги карбонатну систему. Двоокис вуглецю, взаємодіючи з водою, утворює вуглекислоту. Остання, а також іони карбонату кальцію, що надходять в океани з річками, які протікають, наприклад, по вапняках, вступають у реакцію:



Таблиця 1.1

Основні іони морської води

Іон	Концентрація, г/кг	Іон	Концентрація, г/кг
Хлорид	19.3534	Натрій	10.7638
Сульфат	2.7007	Магній	1.2970
Бікарбонат	0.1427	Кальцій	0.4080
Бромід	0.0659	Калій	0.3875
Фторид	0.0013	Стронцій	0.0083
Борат	0.0265		

Перенасичення води іонами карбонату кальцію приводить до поглинання його живими організмами, залишки яких відкладаються на дні океану. Нестача насичення води цими іонами викликає розчинення таких осадків. Підвищення розчинності карбонату кальцію зі збільшенням тиску також приводить до помітного падіння вмісту карбонату кальцію в осадках, особливо це помітно на глибині нижче чотирьох кілометрів. Океан, таким чином, є гігантським резервуаром двоокису вуглецю, який завдяки наявності на дні карбонатних осадків дуже ефективно перешкоджає зміні концентрації двоокису вуглецю в атмосфері.

Азот у поверхневих шарах моря знаходиться майже у повній рівновазі з азотом атмосфери. Кількість вільного розчиненого азоту на глибині визначається утворенням і розпадом органічних речовин та діяльністю бактерій. Сірководень утворюється на дні морів унаслідок процесів розкладу органічних речовин, а також у результаті життєдіяльності бактерій. Цей газ є сильною отрутою для водних організмів. Прикладом зараження глибинних шарів сірководнем є Чорне море, в якому 87% об'єму води отруєно цим газом.

Солоність морської води – це сумарне утримання твердих мінеральних розчинених речовин, які утримуються в 1 л морської води (г/кг). Солоність морської води визначають за вмістом хлору або за електропровідністю води. Хлорність – це сумарний уміст (у грамах на 1 кг морської води) галогенів (хлору, бром, фтору та йоду) при перерахунку на еквівалентний уміст хлору. Визначається за формулою:

$$S = 1,80655 Cl (\%)$$

Солоність зменшується в напрямку від низьких до високих широт. Це можна пояснити незначним випаровуванням, значною кількістю опадів, великим річковим стоком (у північній півкулі), таненням льоду. З наближенням до тропіків солоність помітно збільшується і досягає максимальних величин у зоні поміж 20 і 25° широти. Підвищена солоність у тропічному поясі обумовлена великим випаровуванням і малою кількістю опадів. Широтний роз-

поділ солоності води на поверхні Світового океану порушують течії, річки та лід (рис. 1.3).

Середня солоність вод Світового океану – 35 ‰. До більш солоних відносяться поверхневі води Атлантичного океану (35,4 ‰). Менш солоні води в Тихому (34,9 ‰) та Індійському (34,8 ‰) океанах. Значно опріснена вода верхніх шарів у Північному Льодовитому океані (29 – 32 ‰, а біля берегів 1 – 10 ‰). Із загальної схеми розподілу солоності води на поверхні Світового океану випадають внутрішні моря. В одних морях дуже великий опріснюючий вплив річок, тому солоність вод незначна – Чорного моря (16-18 ‰), Азовського (10-12 ‰), Балтійського (10-12 ‰). В інших прісна складова водного балансу невелика, а випаровування води значне, тому солоність вод може досягати 38-39 ‰ (Середземне море, Перська затока) і навіть 40-42 ‰ (Червоне море).



Рисунок 1.3 – Основні властивості вод Світового океану

З глибиною солоність зростає, але існує дуже складна картина вертикального розподілу солоності. У високих широтах, особливо в полярних районах, солоність із глибиною (до 200 м) спочатку зростає досить швидко, а далі

солоність практично не змінюється. У помірних широтах спочатку солоність із глибиною (до 100 м) зростає, потім зменшується, досягаючи мінімуму в певному шарі, нижче якого знову збільшується. В екваторіальних широтах спочатку солоність із глибиною (до 100 м) збільшується, а потім із глибиною (до 1 500 м) зменшується, досягаючи мінімуму.

Загальне рівняння водного балансу Світового океану має вигляд:

$$x_0 + y_0 = Z_0 \pm \Delta W,$$

де x_0 – середня багаторічна сума опадів, що випали на поверхню океану; y_0 – середній багаторічний стік із суші; Z_0 – середнє багаторічне випаровування з поверхні океану; $\pm \Delta W$ – зміна рівня, чи об'єму океану.

Атмосферні опади становлять 90.7% прибуткової частини водного балансу Світового океану, а випаровування – усі 100% його витратної частини.

Особливості розподілу опадів, випаровування та різниці між ними такі: збільшення опадів і випаровування від полярних до низьких широт; існування перевищення опадів над випаровуванням у високих широтах Північної півкулі (арктичний, субарктичний і частково помірний кліматичний пояси), у високих широтах Південної півкулі (антарктичний, субантарктичний і частково помірний кліматичний пояси) та в екваторіальних і субекваторіальних кліматичних поясах Північної півкулі; існування двох зон перевищення випаровування над опадами в обох півкулях (тропічний і субтропічний кліматичні пояси).

Таким чином, у зонах, де $x - y > 0$, спостерігається розведення морської води прісною, зменшення її солоності, причому надлишок води має викликати відтік поверхневих вод з цих районів океану; у зонах, де $x - y < 0$, відбувається осолонення води, втрата води повинна приводити до її компенсації шляхом притоку води ззовні.

Людина - дитя Природи, все його життя проходить за її законами і правилами, але при цьому не можна не відзначити весь негативний вплив господарської діяльності на навколишнє середовище. Зміни відбуваються в усі зростаючих масштабах в результаті вирубки лісів, оранки великих площ, гід-

ротехнічних заходів, що впливають на річковий стік і режим ґрунтових вод, забору великої кількості річкових, підземних і озерних вод, і особливо їх забруднення. Відповідно з цим міняється рідкий, газоподібний і твердий стік в моря і океани. Морські води забруднюються в результаті поховання різних відходів, викиду сміття і нечистот з кораблів, на жаль, частих аварій. У Тихий океан щорічно скидається близько 9 млн. тон відходів, у води Атлантики – понад 30 млн. тон. Океани і моря забруднюються такими шкідливими для них речовинами, як нафта, важкі метали, пестициди, радіоізотопи. У березні 1995 року в Каліфорнійській затоці було виявлено трупи 324 дельфінів і 8 китів. На думку фахівців головною причиною трагедії став вплив саме цих речовин. Газоподібні токсичні речовини, як окис вуглецю, двоокис сірки, надходять в морську воду з атмосфери. За підрахунками Каліфорнійського технологічного інституту, у Світовий океан з дощами щорічно осідає 50 тис. Т свинцю, що потрапляє в повітря з вихлопними газами автомобілів. У містах біля берегової лінії в морській воді нерідко виявляється патогенна мікрофлора. Ступінь забрудненості стає дедалі більше. Здібності води до самоочищення часом виявляється недостатньою, щоб впоратися з постійно зростаючою кількістю скидаються відходів. Під впливом течій забруднення перемішуються і дуже швидко поширюються, впливаючи на зони, багаті тваринами і рослинністю, наносячи серйозний збиток стану морських екосистем. Людство губить саме себе.

До числа найбільш шкідливих хімічних забруднень ставляться нафта і нафтопродукти. Щорічно в океан потрапляє понад 10 млн. тон нафти. Забруднюють поверхню танкери, витік сировини при бурінні.

У період між 1973-84 рр. в США Інститутом охорони навколишнього середовища та енергетики відзначений 12000 випадків забруднення вод нафтою. Нанесений збиток величезний. Наприклад, наслідки у зв'язку із загибеллю в 1995 році теплохода «Доту» у Керченської протоки в Азовському морі оцінюються в 7 млн. доларів.

Стурбованість громадськості нафтовим забрудненням обумовлено неухильним зростанням економічних втрат у рибальстві, туризмі та інших сферах діяльності. Тільки 1 тонна нафти здатна покрити 12 куб. км поверхні моря. А нафтова плівка змінює всі фізико-хімічні процеси: підвищується температура поверхневого шару води, погіршується газообмін, риба йде або гине. Змінюються гідробіологічні умови в океані, виявляється вплив на баланс кисню в атмосфері, а значить безпосередньо на клімат. Зменшується первинна продукція океану - фітопланктон - своєрідний харчовий фундамент всього його життя.

Дуже отруйні розчинні компоненти нафти. Вони нерідко стають причиною загибелі риби, морських птахів. Якщо запліднену ікру риби помістити в акваріум з досить незначною концентрацією нафтопродуктів, то більшість зародків загинуть, а багато хто з уцілілих виявляються виродками. А адже саме на поверхні, куди й попадають ці отруйні речовини, розвивається найбагатше співтовариство найрізноманітніших організмів.

Чи не менше ніж нафта небезпечна забруднення важкими металами. Французькі дослідники встановили, що дно Атлантичного океану забруднено попадає із суші свинцем на відстані 160 км від берега і на глибині до 1610 м. Більш висока концентрація свинцю у верхньому шарі донних відкладень, ніж в більш глибоких шарах, свідчать про те, що це наслідок людської діяльності, а не природних процесів.

Власники хімічного комбінату «Тіссо» в містечку Мінамата на острові Кюсю довгі роки скидали в океан стічні води, насичені ртуттю. Прибережні води і риба виявилися отруєними, що призвело до загибелі місцевих жителів. Отримали важкі психопаралитические захворювання сотні людей.

Ще одним згубником океану є пестициди. Їх світове виробництво досягає 200 тис. тонн на рік. Відносна хімічна стійкість, а також характер поширення сприяли їх надходженню в моря в більших обсягах. Постійне накопичення у воді хлорорганічних речовин становить серйозну загрозу для життя людей.

Пестициди виявлені в різних районах Балтійського, Північного, Ірландського морів, у Біскайській затоці, біля західного узбережжя Англії, Ісландії, Португалії, Іспанії. На підставі аналізу сніжного покриву Антарктиди було визначено, що на поверхні цього, досить вилученого материка осіло близько 2300 тонн пестицидів, хоча вони там ніколи не застосовувалися. ДДТЗ і гексахлоран виявлені в значних кількостях в печінці і жири тюленів і антарктичних пінгвінів.

У моря й океани через ріки, безпосередньо з суші, а також з судів і барж попадають рідкі та тверді побутові відходи. Частина цих забруднень осідає в прибережній зоні, а частина під впливом морських течій і вітру розсіюється в різних напрямках.

Побутові покидьки дуже небезпечні, тому що є переносниками хвороб людини: черевного тифу, дизентерії, холери. Вони також містять значну кількість кислородопоглинаючих речовин. Тверді побутові відходи є причиною аварій в судноплаванні, обплутуючи гребні гвинти судів, засмічуючи трубопроводи систем охолодження двигунів. Відомі випадки загибелі великих морських ссавців через механічну закупорку легенів шматками синтетичного упаковки. Підраховано, що в прибережній зоні Гавайських островів, досить відвідуваних туристами місць, плаває кілька мільйонів усякого роду пластмасових пакетів.

Поховання рідких і твердих радіоактивних відходів в море в 59-60-і роки здійснювали багато країн, що мають атомний флот. У 1950-1992 рр. Радянським Союзом у водах Льодовитого океану затоплені ядерні відходи сумарною активністю 2,5 млн. Кюрі - в тому числі 15 реакторів і екранне складання атомного криголама «Ленін», 13 реакторів аварійних атомних підводних човнів (включаючи шість з ядерним паливом). Великобританія затоплювала радіоактивні відходи в Ірландському морі, а Франція - в Північному.

2. ВИВЧЕННЯ МЕХАНІЗМУ ГІДРОДИНАМІЧНОЇ ВЗАЄМОДІЇ ПІДЗЕМНИХ І МОРСЬКИХ ВОД

Вивчення підземного стоку в моря і океани є частиною комплексної гідролого-гідрогеологічної проблеми вивчення підземного водообміну між сушею і морем. Підземний водообмін включає два протилежних і не еквівалентних процесу: підземний стік в море і інтрузія морських вод в берега.

Ця глава присвячена розвантаженню підземних вод в моря, тобто тієї частини підземних вод, яка формується на суші і розвантажується в моря, минаючи річкову мережу. Підземний стік в моря формується в обводненій товщі порід берегової зони в результаті їх дренажу морем. Цей процес відбувається в основному постійно в часі і повсюдно за винятком деяких областей Арктики, і особливо Антарктики, складених багаторічно мерзлими породами великої потужності. Дослідження впровадження морських вод в берега - самостійна завдання, тісно пов'язана з аналізом роботи приморських водозаборів підземних вод. Найбільший досвід теоретичних і прикладних робіт в цій галузі є в США, Канаді, Японії, Нідерландах, Франції. Багато наукові міжнародні конференції і симпозиуми присвячуються проблемі інтрузії морських вод у водоносні горизонти.

Інтрузія морських вод в берегових зонах в природних умовах відбувається на обмежених територіях. Однак, в порушених умовах цей процес посилюється. У багатьох випадках значний відбір підземних вод в береговій зоні викликає приплив морських вод в берега. Отже, інтрузія морських вод у водоносні горизонти може бути серйозною загрозою питного водопостачання.

В роботі відомого іспанського вченого Е. Кустодієв відзначається, що в прибережних районах постійне заміщення прісних підземних вод солонуватими або солоними під впливом експлуатації, особливо в субмаринної частини глибоких водоносних горизонтів, викликає зміни балансу підземних вод, що необхідно враховувати при підрахунку їх запасів. Важливий аспект

досліджень в цьому напрямку - вивчення процесів фізико-хімічних взаємодій, що виникають при змішуванні підземних і морських вод різного складу.

Субмарине розвантаження в моря і океани є найменш вивченим елементом існуючого і перспективного водного і сольового балансу морів. Можна назвати дві основні причини такого становища. По-перше, приплив підземних вод є єдиним компонентом водного балансу морів, не піддається прямим вимірам, а дані для добре обґрунтованих розрахунків підземної складової водного балансу зазвичай відсутня. До останнього часу не була розроблена методика таких розрахунків. У той же час без даних про підземному стоці водний баланс окремих морів і океанів і Світового океану в цілому залишається замкнутим. Друга причина, по якій підземний стік залишається погано вивченим компонентом водного і сольового балансу морів і океанів носить суб'єктивний характер. Багато років і навіть десятиліття гідрологи, що займаються вивченням водного балансу виходили з того, що підземний стік є невеликим за величиною елементом водного балансу (в порівнянні з іншими його компонентами) і тому його можна визначити, використовуючи рівняння водного балансу. Іншими словами, на їхню думку, підземний стік може бути визначений як різниця між середньорічними величинами атмосферних опадів, випаровуванням і річковим стоком. Розрахована таким чином величина підземного стоку повністю залежить від точності оцінки середніх величин опадів, випаровування і річкового стоку і включає в себе всі похибки їх визначення, які в сумі часто перевищують значення підземного стоку безпосередньо в моря.

При таких розрахунках їх автори отримують не величину підземного стоку, а підземний стік, "змішаний" з усіма помилками визначення основних компонентів водного балансу. Це призводило до неправильних висновків. Найбільш наочним прикладом в цьому відношенні можуть служити дослідження водного балансу Каспійського моря, де за даними різних авторів, що використовують викладений вище прийом розрахунку, значення підземного стоку розрізнялися майже в 150 разів.

Такий підхід представляється принципово невірним. Саме тому, що підземний стік в море зазвичай є невеликим порівняно з іншими елементами водного балансу (атмосферними опадами, випаровуванням, річковим стоком) важливо визначити його безпосередніми гідрогеологічними методами.

Дослідження підземного стоку в моря не відрізняються принципово від вивчення розвантаження підземних вод у великі озера, тому все сказане вище і нижче в повній мірі відноситься і до водного балансу озер.

Значним поштовхом до постановки і розвитку досліджень підземного стоку в моря в останні роки послужили запити практики по "проблеми внутрішніх морів". Сутність цієї проблеми полягає в тому, що в багатьох внутрішніх морях (перш за все Каспійському і Аральському) і великих озерах відбуваються значні зміни рівня води, зумовлені як природними факторами, так і інтенсивної господарською діяльністю на водозборах. Постає завдання вивчення сучасного і перспективного водного і сольового балансів цих водойм і, отже, оцінки ролі підземних вод у формуванні цих балансів. При цьому повинно бути досліджено вплив підземних вод не тільки на водний і сольовий баланси водойми, а й на особливості його гідрохімічного, температурного і гідробіологічного режимів. До теперішнього часу накопичений значний досвід досліджень по кількісній оцінці підземного стоку у внутрішні і окраїнні моря і великі озера. Основне завдання цих досліджень - вивчення особливостей і закономірностей процесів водно-сольового обміну водойми із сушею, а також обґрунтування прогнозу змін підземної складової водного балансу під впливом все зростаючої господарської діяльності.

Необхідно особливо відзначити, що підземні води, сформовані на суші які розвантажуються в береговій зоні морів і океанів, в багатьох випадках роблять значний вплив на гідрохімічний, гідрогеологічний і температурний режими морської води в береговій зоні, а також можуть впливати на процес седиментації.

Вище розглядалися в основному гідрологічні проблеми, пов'язані з вивченням підземного стоку в моря. Зазначимо і основні гідрогеологічні про-

блеми, вирішення яких дуже тісно пов'язане з необхідністю вивчення підземного стоку в моря або в ширшій постановці, підземного водообміну суходолу і моря.

Як уже зазначалося, багато водозабори підземних вод розташовані на морських узбережжях, і умови їх роботи багато в чому визначаються характером взаємодії підземних і морських вод (рис. 2.1). В таких умовах дослідження взаємодії морських і підземних вод в прибережних районах проводять з метою визначення найбільш оптимального дебіту водозаборів, що експлуатують підземні води на узбережжях. В результаті інтенсивної експлуатації таких водозаборів водообмін в системі "море - підземні води" змінюється. Важливе завдання, що стоїть перед гідрогеологами, - визначення положення кордону розділу "прісна підземна вода - солоні морська вода" і, отже, прогнозування якості води водозаборів підземних вод, розташованих на морських узбережжях.

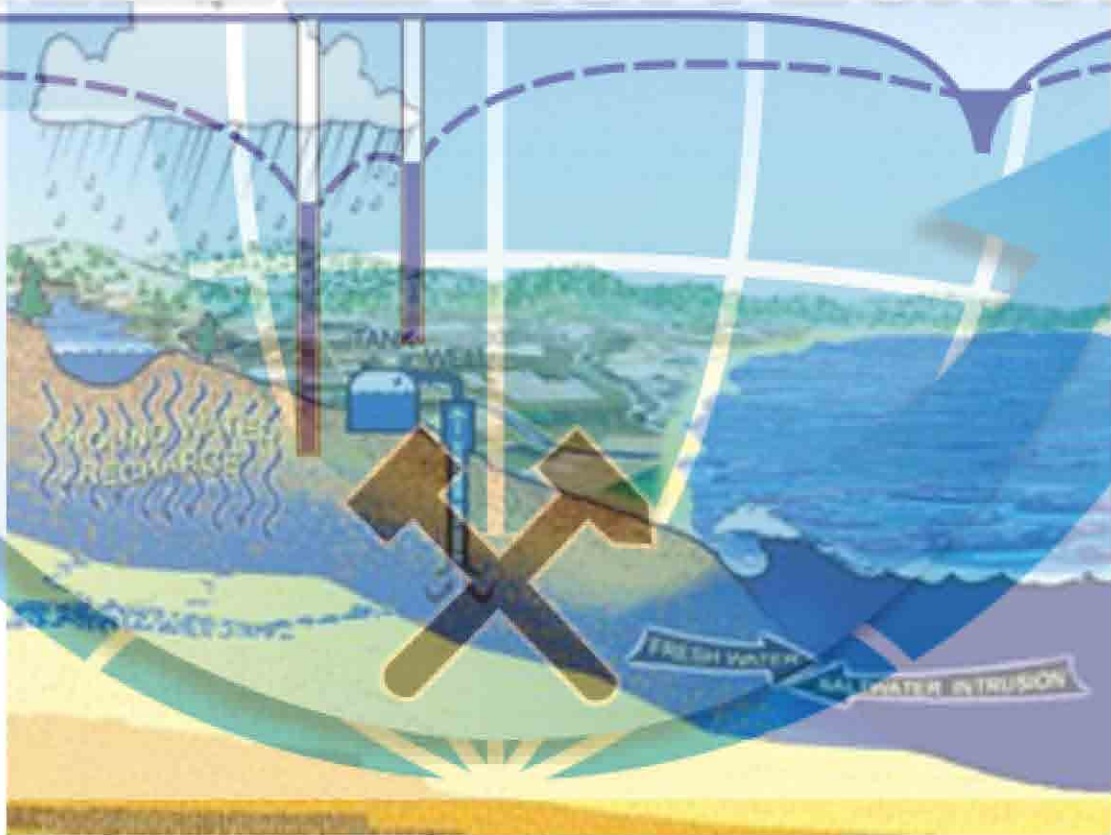


Рис. 2.1 – Схема взаємодії підземних і морських вод

Підземний стік в моря - важливий показник ресурсів підземних вод. У приморських районах недолік в прісній воді хорошої якості в ряді випадків можна значно зменшити або навіть покрити повністю за рахунок використання підземних вод, які в даний час "марно" стікають в море. У деяких країнах вже є позитивний досвід використання вод великих субмарини джерел, що розвантажуються в море недалеко від берега, а також досвід експлуатації свердловин, пробурених на шельфі і розкрила прісні підземні води для водопостачання приморських населених пунктів.

У літературі описуються численні випадки практичного використання вод субмарини джерел, а також окремих свердловин, пробурених в морях, для цілей водопостачання. Наведемо лише окремі приклади. Велике розвиток субмарини джерела отримали на підводних схилах острівних систем з яскраво вираженим гірським рельєфом (Гавайські, Філіппінські, Великі Антильські острови, Великий Зондський і Малий Зондський архіпелаги).

Найбільш багате підводними виходами підземних вод Середземне море, де субмарини джерела приурочені до тріщин і карстових каналів в гірських породах. В Егейському морі поблизу південно-східного узбережжя Греції виявлено субмаринне джерело прісної води з великою витратою. Тільки біля берегів Адриатичного моря налічується близько 700 субмаринних джерел.

У Середземному морі відомі джерела на значних глибинах, приурочені головним чином до зон локальних тектонічних порушень в карстових відкладеннях (у м. Канни на глибині 165 м, Сан-Ремо - 190 м, в затоці Святого Мартина - 700 м). У Дінарської приморській карстової провінції протягом 420 км уздовж берегової лінії виявлено 32 виходу окремих і групових субмаринних джерел.

У Середземному морі виходи субмарини нерідко настільки значні, що утворюють цілі прісноводні потоки. Так, в районі гирла річки Рони на дні моря виявлені субмарини джерела, що формують прісноводний потік серед солоних вод. Подібна прісноводна "річка" тече і в Генуезькому затоці.

Надходження підземних вод у моря та океанів відбувається трьома шляхами: 1) у вигляді ювеніальних вод які утворені в результаті процесів дегазації мантиї Землі; 2) з річковим стоком, як підземна складова витрат води річок; 3) у вигляді підземного стоку, який формується на суші і розвантажується безпосередньо у моря, минувши річкову мережу.

Вступ в океан ювеніальних вод представляє собою «підземну» складову водного балансу моря та океану, але термін «підземний сток» тут недоречний. Це питання досить важке, воно тісно пов'язане із загальною проблемою формування гідросфери і походження води [10]. Кількісна оцінка вступу ювеніальних вод у моря нині досить скрутна. Прийнято вважати, що щорічна кількість ювеніальної води яка поступає з вулканів, гарячих джерелі глибинних розломів, не перевищує $1,0 \text{ км}^3$, тобто є величиною, дуже малою для сучасного балансу Світового океану. Разом з цим щорічно деяка кількість води виключається із загального кола обігу – це насамперед вода, яка входить в склад кристалічної решітки мінералів осадових відкладень. На думку більшості науковців, кількість ювеніальної води, яка надходить з магми, приблизно відповідає кількості води яка виключається з кола обігу в результаті процесів осадконакопичення.

Методика розрахунків дренажного ріками підземного стоку на даний час добре вивчена. Цій сток надходить до океану разом з річними водами; у воднобалансових будівлях він входить в сумарний річний стік і, відходячи з цього, розраховується у водному балансі.

Поступ підземних вод саме з континентів у моря і світового океану - це саме та складова водного балансу, якого «не вистачає» при кількісних досліджень водного балансу. Тому нижче під підземним стоком у моря будемо розуміти підступ у моря тих підземних вод, які сформувалися на суші і розгрузувалися в море, минаючи річкову сіть. При цьому, якщо говорити про загальну кількість води підземного походження, яка знаходиться у морях і Світовому океані то потрібно мати на увазі, що приблизно третину витрат води рік, які

впадають у моря, так же формується за рахунок дренажу підземних вод зони інтенсивного водообміну.

У багатьох роботах останніх років [11 – 13], присвячених проблемам світового водного балансу, загального колообігу води, оцінці водних ресурсів окремих територій, вказується, що підземний стік у моря і океану є самим найменш досліджуваним елементом. Одна із причин цього заключається у тому, що підземний стік у моря – це єдиний елемент водного балансу, який неможливо безпосередньо виміряти, а данні для обґрунтованого кількісного розрахунку цього елемента частіше немає. До останнього відсутня була також методика його кількісної оцінки. Інша причина – що більшість дослідників вважали, якщо підземний стік у моря невеликий, якщо порівнювати з іншими елементами водного балансу, то він може бути як залишковий член рівняння середньовікового водного балансу. Розраховане таким чином значення підземного стоку повністю залежить від чіткості оцінки середніх значень осадків, випаровування і річного стоку і включає всі похибки їх визначення, які в сумі часто перевищують значення підземного стоку безпосередньо у моря. Нам представляється такий підхід принципово невірним. Саме тому, що підземний стік у моря частіше всього виражається невеликим значенням, важливо визначити його безпосередньо гідрогеологічними методами. Це дає можливість крім кількісної оцінки підземного стоку більш обґрунтовано судити про точність розрахунків інших, основних елементів водного балансу, тобто виявити дійсне числове значення похибки розрахунків водного балансу, а не нев'язкі, «змішаної» з підземним стоком.

Дослідження підземного стоку у моря не мають принципових відмінностей від вивчення розгрузки підземних вод в крупних озерах. Тому все сказане вище повністю відноситься і до водного балансу озер.

Дослідження підземного стоку у моря, не враховуючи виявлення його ролі у водному балансі, тісно пов'язані з вивченням умов і процесів взаємозв'язку підземних і морських вод. Води підземної гілки гідросфери по умовам їх розповсюдження і залягання можна розділити на підземні води

суші, які мають у верхній частині гідрогеологічного розрізу ненасичену зону і зв'язані з атмосферою, і субаквальні підземні води, розповсюдженні під дном моря і великих озер, і гідравлічно зв'язані з водами цих водосемів. Найбільш розповсюджений вид субаквальних вод - субмаринні води, які залягають під дном моря і океану, гідродинаміка і гідрохімія які в більшості визначаються їх взаємодією з морськими водами. Генетично субмаринні води підрозділяються на інфільтраційні, які формуються на суші за рахунок атмосферних опадів і поверхневого стоку, і седимінаційні, які утворюються безпосередньо в межах акваторії за рахунок процесів накопичення осадків і їх наступного діагенезу і літифікації.

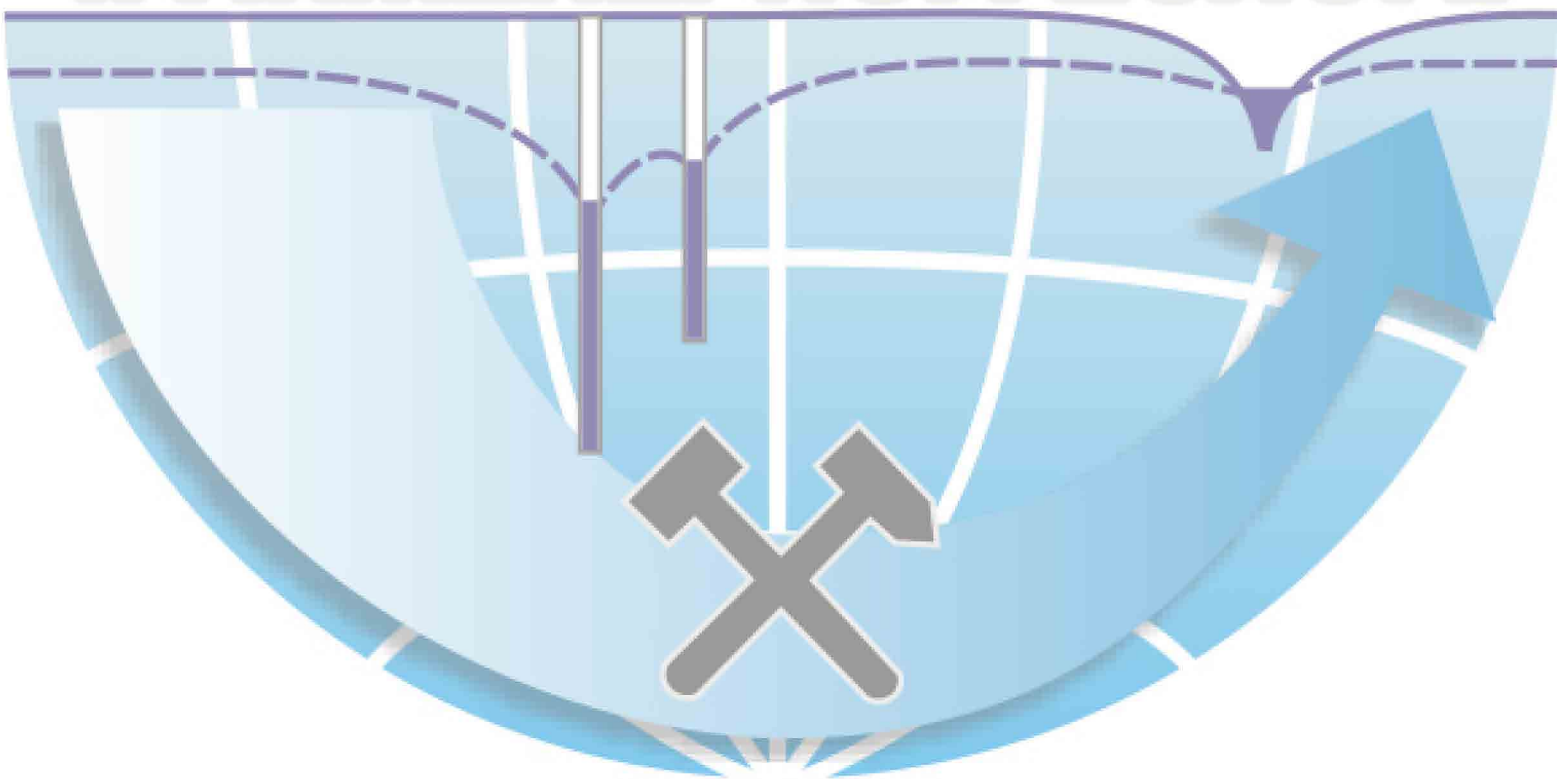
Потоки інфільтраційних вод, які поступають з суші, розповсюдженні в основному в шельфовій зоні. Однак сучасне фільтраційне питання в одиницю часу, в декілька сот разів перевищує об'єм елізійного питання. Тому при сприятливих умовах язики інфільтраційних вод можуть просочуватись далеко в межах акваторії моря, досягаючи континентального схилу і поступово витисняє на своєму шляху седиментаційні води. Результати буріння морського дна, отриманні в останні роки, служать гарним доказом впровадження прісних або слабомінералізованих підземних вод, які формуються на суші, далеко в межах акваторії моря. Свердловина пробурена на шельфі у берегів Австралії (глибина моря 48 метрів), розкрила на глибині приблизно 1200 метрів в верхньокрейдових породах підземні води з загальною мінералізацією приблизно 1,38 г/л. В шельфовій зоні Атлантичного побережжя США також розкривали водоносні горизонти з прісними або слабомінералізованими водами.

Процес витиснення і заміщення седиментаційних вод інфільтраційними досить тривалий в часі. Окрім цього, як показує аналіз гідродинамічної ситуації в прибережній зоні деяких морів Росії (Каспійського, Аральського і Балтійського) по мірі приближення до берегової лінії знижується швидкість руху підземних вод і зменшується витрата підземного потоку, що обумовлено природним і штучним розвантаженням підземних вод в межах суші. У зв'язку з цим в межах рівнинних територій, порівняно нещодавно звільнив-

шихся від морських трансгресій, в прибережній смугі нерідко зустрічаються підземні води хлоридного складу з підвищеною мінералізацією, що пояснюється слабкою примитістю морських відкладень.

Таким чином, підземний потік інфільтраційних вод при руху по пластах які поглиблюються в море, поступово витісняє седиментаційні води і розвантажуються в основному в шельфовій зоні, рідше в прилеглий частині континентального схилу. Субмаринне розвантаження підземних вод як у вигляді концентрованих на окремих ділянках виходів, так і за рахунок процесів перетікання відбувається особливо інтенсивно в межах прибережної зони моря, де п'єзометричні рівні напірних водоносних горизонтів розташовані значно вище урізу морських вод. При цьому важливе практичне значення має виділення тієї частини акваторії моря, де відбувається розвантаження інфільтраційних вод, надходячи з суші.

КАФЕДРА ПІДРОГЕОЛОГІЇ ТА ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ



3. МЕТОДИ КІЛЬКІСНОЇ ОЦІНКИ ПІДЗЕМНОГО СТОКУ В МОРЯ

Найбільш детальні дослідження субмариних джерел за допомогою різних методів виконані біля південного узбережжя Франції, між містами Марсель і Кассис. Найбільші джерела тут Порт-Міу і Бестуан. Ще в 1964 р Бюро геологічних і гірських досліджень і водне товариство м. Марселя створили спеціальну науково-дослідну організацію для вивчення цих субмарин джерел, з'ясування можливості їх експлуатації для водопостачання і розробки методичних прийомів дослідження джерел подібного типу. Було встановлено, що субмарини джерела приурочені до вапняків крейдяного віку, які утворюють монокліналь, нахилену в бік моря. Карстові порожнини в цих відкладеннях проявляються на глибинах моря до 100 м. Аквалангісти, які досліджували карстові галереї джерел Порт-Міу, досягли глибини 45 м нижче рівня моря, по карстових каналах проникли на відстань більше 1 км в глиб материка. Були встановлені вимірювальні пункти, обладнані датчиками швидкості течії, манометрами, резистівіметрами, відібрані проби води та ґрунту, проведені досліді з барвником флуорісценном, що дозволили визначити напрямок і швидкість руху фільтраційного потоку, виконані геофізичні експерименти. Встановлено, що в карстових порожнинах відбувається як би розшарування водної маси: на нижчих відмітках залягає солоня морська вода, зверху - прісна підземна вода, що володіє меншою питомою вагою. Було показано, що швидкість просування солоня морської води в глиб галереї обернено пропорційна величині напорів розвантажуються прісних підземних вод. Величина цього напору в свою чергу визначає витрата потоку прісних субмарини вод, який рухається в бік моря по поверхні більш щільних морських вод. На рівновагу між прісною і солоня водою впливають напірний градієнт прісного потоку і коливання рівня моря, співвідношення щільності прісною і солоня води і різницю їх температур, що сприяють процесам дифузії.

Отримані результати досліджень були використані при проектуванні і будівництві бетонної дамби на шляху проникнення морської води в глиб ма-

терика через головну карстову галерею. Гребля побудована в найглибшій частині карстової галереї приблизно в 500 м від її виходу в море. Будівництво цієї греблі дозволило здійснювати постійні вимірювання швидкості потоку розвантажуються підземних вод, стежити за втратами напору уздовж карстової галереї, запобігати впровадження морських вод і обґрунтовувати оптимальні умови для експлуатації підземних вод з метою водопостачання.

У колишньому СРСР субмарини джерела добре відомі на Кавказькому шельфі Чорного моря. Тут в районі м Гагри і сел. Гантіаді на тлі морської води у вигляді світлих плям проявляються карстові джерела прісних вод з дебітом від 0,3 до 8 м³/с.

Найбільш багате підводними виходами карстових підземних вод Середземне море. Тільки на Адриатичному узбережжі налічується близько 700 субмарини джерел. Сумарний дебіт 17 джерел біля берегів Лівану складає 60 м³/с. приморській карстової провінції протягом 420 км уздовж берега виявлено 32 виходу окремих і групових субмарини джерел. Дебіті субмарини джерел в Середземному морі іноді настільки значні, що утворюють цілі прісноводні потоки. Подібні потоки серед солоних вод виявлені в районі гирла р. Рони і Генуезькому затоці.

В літературі зазначалося важливе наукове і практичне значення, які мають дослідження підземного стоку в моря і Світовий океан [14, 23, 26]. В даний час можна виділити п'ять напрямків досліджень водообміну суходолу і моря, які в окремих своїх аспектах досить тісно пов'язані між собою:

- 1) вивчення ролі підземного стоку в загальному водному балансі Землі і глобальному кругообігу води;
- 2) оцінка впливу підземних вод на формування водного і сольового балансів морів і великих озер;
- 3) вивчення взаємодії морських і підземних вод в прибережних районах;
- 4) вивчення областей розвантаження прісних підземних вод в прибережних зонах морів з метою їх використання для водопостачання;

5) вивчення впливу підземних вод на формування родовищ корисних копалин.

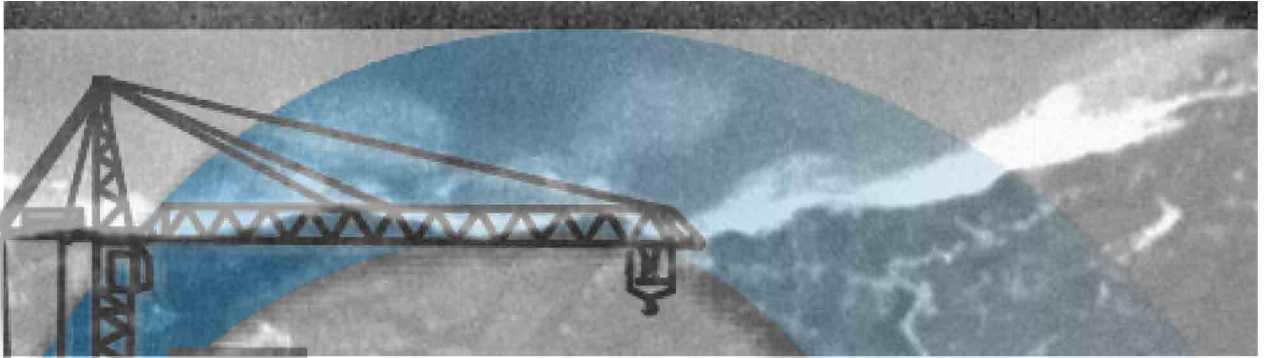


Рисунок 3.1 – Аерофотознімок південного берега о. Ямайки. Світлі ділянки овальної форми - субмарини виходи підземних вод.

Розглянемо кожен з цих напрямків.

1. Відсутність обґрунтованих кількісних даних про підземний стік в моря та океани до останнього часу стримувало вивчення загального водного балансу та круговороту води. Без відомостей о підземному стоки світовий водний баланс залишався незамкнутим. Перші спроби оцінити підземний стік безпосередньо в моря і Світовий океан в цілому для земної кулі були зроблені американським гідрологом Нейсом [15, 26]. Однак грубо орієнтовний характер розрахунків і перш за все нереальність значень гідрогеологічних параметрів, прийнятих автором, не дозволяють вважати наведені Нейсом значення підземного стоку в Мировий океан досить обґрунтованими.

В колишньому СРСР підземний стік в Світовий океан був приблизно оцінений гідродинамічним методом. Його загальне значення склало приблизно $2200 \text{ км}^3/\text{рік}$ [26]. Це значення використовувалося в багатьох воднобалансових побудовах при дослідженнях загального кругообігу води на земній кулі.

З урахуванням підземної складової середньо-багаторічний водний баланс земної кулі може бути охарактеризований наступними рівняннями:

для периферійної частини суші яка дає стік в океан

$$E_n = P_n - R_n - U_o; \quad (3.1)$$

для замкнутих (безстічних) областей

$$E_z = P_z; \quad (3.2)$$

для Світового океану

$$E_o = P_o + R_n + U_o; \quad (3.3)$$

для земної кулі

$$E = E_n + E_z + E_o = P_n + P_z + P_o = P, \quad (3.4)$$

де E - випаровування; P - атмосферні опади; R - річковий стік, що включає поверхневу і підземну складові; U - підземний стік, спрямований з суші в океан, минаючи річкову мережу. Індекси при буквених виразах позначають: « n » - периферійна частина суші, « z » - замкнуті області, « o » - океан.

Подібні рівняння водного балансу були запропоновані М.І. Львовичем [21] і потім наводилися багатьма іншими авторами. Однак принципово новим елементом в наведених вище рівняннях є введення в них члена U_o - підземного стоку, який формується на периферійній частині суші, що не дре-нується річковою мережею та, минаючи її, спрямований безпосередньо в море або океан.

Слід зазначити, що в рівняннях (3.1) і (3.3) слід було б ввести ще один член, що характеризує відтік морських вод в берега. Однак цей процес в природних умовах носить локальний характер, тому впровадження морських вод в берега на даній стадії досліджень може не розглядатися як елемент світового водного балансу.

В останні роки науковцями виконані дослідження підземної складової світового водного балансу, в результаті яких вдалося кількісно уточнити загальний підземний стік в Світовий океан, отримати диференційовані оцінки підземного стоку по окремих морях, океанах та континентах, оцінити винос солей підземними водами та, головне, виявити основні і найбільш загальні закономірності формування та розподілу підземного стоку в моря в різних природних умовах.

2. Вивчення ролі підземного стоку в водному і сольовому балансах морів та великих озер проводилося в ряді районів земної кулі. Однак в більшості випадків підземний стік в моря розраховувався як остаточний член рівняння середньо-багаторічного водного балансу, т. е. як зазначалося вище, в значення підземного стоку включалися всі погрішності визначення інших елементів водного балансу. Це призводило до принципово неправильних висновків, а саме значення підземного стоку в море цілком залежали від прийнятих середніх значень опадів, випаровування і річного стоку. Найбільш наочним прикладом в цьому відношенні можуть слугувати раніше виконані дослідження водного балансу Каспійського моря, де за даними різних авторів значення підземного стоку розрізнялися майже в 150 разів.

Значним поштовхом до постановки та розвитку досліджень підземного водообміну суходолу і моря в останні роки послужили запити практики по «проблемі внутрішніх морів». Сутність цієї проблеми, як відомо, полягає в тому, що в багатьох внутрішніх морях (перш за все в Каспійському і Аральському) та великих озерах (Балхаш, Іссик-Куль, Севан) відбувається значне зниження рівня води, обумовлене як природними факторами, так і інтенсивною господарською діяльністю на водозборах. Постало завдання вивчення сучасного і перспективного водного та сольового балансів цих водойм, а отже, оцінки ролі підземних вод у формуванні цих балансів. При цьому повинно бути досліджено вплив підземних вод не тільки на водний і сольовий баланси водойми, але й на особливості його гідрохімічного, температурного та гідробіологічного режимів. До теперішнього часу накопичений значний досвід досліджень по кількісній оцінці підземного стоку у внутрішні та окраїнні моря і великі озера СРСР. Ці дослідження тривають. Їх основним завданням є вивчення особливостей і закономірностей процесів водно-сольового обміну водойми із сушею, а також обґрунтування прогнозу змін підземної складової водного балансу під впливом все зростаючої господарської діяльності.

3. Дослідження взаємодії морських і підземних вод в прибережних районах проводяться перш за все з метою визначення найбільш оптимального

дебіту водозаборів, експлуатуючі підземні води на узбережжях. В результаті інтенсивної експлуатації таких водозаборів водообмін в системі «море - підземні води» змінюється. Важливим завданням досліджень є визначення положення кордону розділу «прісна підземна вода - солоня морська вода», отже, прогнозування якості води водозаборів підземних вод, розташованих на морських узбережжях.

Сучасний стан досліджень впровадження морських вод в берега буде розглянуто нижче. Тут лише зазначимо, що найбільший досвід теоретичних і прикладних досліджень в цій області є за кордоном (США, Японія, Нідерланди). Вивчення інтрузій морських вод в берега дуже актуально для ряду прибережних районів Прибалтики, Камчатки, чорноморського і каспійського узбережжя Кавказу, де існує реальна загроза підтягування солоних морських вод береговими водозабірними спорудами. Так, на узбережжі моря в Прибалтиці з напірних водоносних горизонтів для потреб централізованого водопостачання в даний час відбирається близько 600 тис. м³/добу прісних підземних вод. В результаті інтенсивного водовідбору сформувалися глибокі (до 40-50 м) депресійні воронки з радіусом до 100 км і більше. Вони не тільки охоплюють материкову частину Прибалтійського артезіанського басейну, а й поширюються під акваторію Балтійського моря. Таким чином, створилися необхідні гідродинамічні умови для впровадження морських вод в берега [18].

Важливим аспектом досліджень в цьому напрямку є вивчення процесів фізико-хімічних взаємодій, що виникають при змішуванні підземних і морських вод різного складу.

4. Використання підземних вод субмарини джерел для водопостачання відомо з глибокої давнини. У літературі описані численні випадки, коли за допомогою різних пристосувань великі субмаринні джерела використовувалися місцевими жителями для отримання прісної питної води, а також для заправки кораблів прісною водою [16, 24].

Кількісна оцінка субмарини підземного стоку дозволяє виявити додаткові водні ресурси для водопостачання. Найбільш наочним прикладом практичного використання вод субмарини джерел є споруди спеціальної греблі в море поблизу південно-східного узбережжя Греції, що дозволило «захистити» виходи субмарини джерел і створити як би прісноводне озеро всередині моря. Сумарний дебіт субмарини джерел тут перевищує 1 млн. м³/добу, і води цього «озера» використовуються для зрошення земель прибережної території [12]. Великі перспективи в області використання субмарини підземних вод морськими водозаборами відкриваються в зв'язку зі значним розвитком технічних засобів буріння і випробування свердловин на шельфі, материковому схилі та дні морів і океанів. Ряд свердловин, пробурених на шельфі Австралії, поблизу Атлантичного узбережжя США, на континентальному схилі Мексиканської затоки і в інших місцях, розкрили прісні слабо-мінеральні субмаринні води, що володіють значним напором. Так, наприклад, при бурінні в Атлантичному океані біля берегів Флориди прісні води виявлені в 43 км від берега на схід від м. Джексонвілла. Свердловиною, пробуреною з корабля, на глибині 250 м нижче рівня моря розкрита вода з мінералізацією 0,7 г/л, при цьому напір води сягав 9 м над рівнем моря [17].

Слід, однак, мати на увазі, що іноді висловлюються судження про необґрунтовано високі можливості використання субмарини підземних вод, про їх практично невичерпних ресурсів. Такі судження в ряді випадків можуть тільки вести в оману водогосподарські органи. Висновки про можливість практичного використання субмарини підземного стоку можуть бути зроблені тільки після проведення спеціальних робіт з оцінки експлуатаційних запасів субмарини підземних вод.

5. Дослідження впливу підземних вод на формування родовищ корисних копалин знаходяться лише в самій початковій фазі і носять постановочний характер. Важливі висновки про походження родовищ корисних копалин на дні океанів і морів можуть бути отримані при вивченні підземного стоку в моря і процесів фізико-хімічної взаємодії субмарини підземних вод, гірських

порід і морської води. Перші, досить попередні результати робіт в цьому напрямку показують, що в областях розвантаження підземних вод на дні моря відбуваються різкі зміни окислювально-відновної обстановки, що може призводити до значних фазових перевтілень [6, 16].

Розглянуті вище основні напрямки досліджень в ряді випадків тісно взаємопов'язані.

Окремо доцільно зупинитися на поняттях і визначеннях, що вживаються при вивченні підземного стоку. Поняття-термінологічна база в гідрогеології ще далека від досконалості, і тільки в самий останній час робляться спроби її поліпшення. Часто одні і ті ж поняття позначаються різними термінами і навпаки, різні за змістом поняття позначаються одним і тим же терміном. Так, наприклад, для позначення виносу в річки або моря (озера) розчинених у підземних водах речовин застосовуються терміни «сольовий стік», «хімічний стік», «іонний стік»; надходження підземних вод в водотоки і водойми називається по-різному: «підземний стік», «підземний приплив», «підземне харчування».

Великі перспективи в області використання субмариних підземних вод морськими водозаборами відкриваються в зв'язку зі значним розвитком технічних засобів буріння і випробування свердловин на шельфі, материковому схилі і дні морів. Свердловини, пробурені на шельфі Австралії, поблизу Атлантичного узбережжя США, на континентальному схилі Мексиканської затоки і в інших місцях, розкрили прісні слабо субмарини води, що володіють значним напором. Так, при бурінні в Атлантичному океані біля берегів Флориди прісні води виявлені в 43 км від берега на схід від м. Джексонвілл. Свердловиною, пробуреної з корабля, на глибині 250 м нижче рівня моря розкрита вода з мінералізацією 0,7 г/л, при цьому напір води досягає 9 м над рівнем моря.

Слід, однак мати на увазі, що питання про практичне використання субмариних вод безпосередньо в море досить непростий. Він перш за все визначається складністю обладнання виходів субмариних джерел на дні моря,

необхідністю і економічною доцільністю споруди такого каптажу, технічними складнощами буріння свердловин в море.


Іноді висловлюються судження про високі можливості використання субмаринних підземних вод, про їх практично невичерпних ресурсах. Тому необхідно підкреслити, що висновки про можливості практичного використання субмарин вод можуть бути зроблені тільки після проведення спеціальних робіт з оцінки запасів цих вод, включаючи техніко-економічне обґрунтування доцільності їх використання.

Важливо також зазначити, що результати буріння дна морів і океанів дозволили встановити наявність значних запасів корисних копалин, насамперед нафти, газу, вугілля, залізних руд, марганцю, фосфоритів. Перед дослідниками стоїть завдання вивчення ролі підземного стоку у формуванні родовищ корисних копалин на дні морів. Ці роботи знаходяться поки лише в самій початковій стадії. Важливі висновки про походження родовищ корисних копалин на дні океанів і морів можуть бути отримані при вивченні підземного стоку в моря і процесів фізико-хімічної взаємодії субмарини підземних вод, гірських порід і морської води. Перші, досить попередні результати робіт в цьому напрямку показують, що в областях розвантаження підземних вод на дні моря відбуваються різкі зміни відновної обстановки, що може призводити до значних фазових перетворень.

Так, в області розвантаження прісних підземних вод на Чорному морі поблизу сел. Гантіаді в донних відкладеннях вміст свинцю, барію, нікелю, хрому, ванадію і цирконію в два і більше разів вище в порівнянні з фоновими концентраціями, що, на думку автора досліджень, пояснюється процесами взаємодії розвантажуються підземних вод з донними опадами і морськими водами.

Підземний стік в моря і океани здійснюється практично повсюдно за винятком Арктики і Антарктиди. Дослідження останніх років, проведені в Антарктиді, показали, що і тут під потужною товщею льоду знаходиться величезна кількість прісної води. За даними В.М. Котлякова з співавторами, в

Антарктиді під льодовиковим покривом відбувається донне танення льоду, яке призводить до утворення приблизно 380 км^3 прісної води в рік. Наявність підземної води підтверджено геофізичними і буровими роботами. Так, свердловиною, пробуреною на станції Берд в Антарктиді, розкрита під товщею льоду прісна вода з висотою напору 60 м. Ці талі води на великій глибині розвантажуються в океан і надають опріснювати вплив по всій прибережній зоні.



КАФЕДРА ГІДРОГЕОЛОГІЇ ТА ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ

4. ХАРАКТЕРИСТИКА ІНТРУЗІЇ МОРСЬКИХ ВОД В ПРІСНІ ПІДЗЕМНІ ВОДИ

Вторгнення, або інтрузія, морських вод полягає в проникненні солоної морської води в напірні або безнапірні прибережні водоносні горизонти з подальшим витісненням прісної води з останніх. Якщо в першому наближенні прісні і солоні води розглядати як несмішні-тужавіючі рідини, можна вважати, що між ними існує різка межа розділу, нахил якої обчислюють за допомогою формул. Внаслідок характерного вигину контакту між прісними і солоними водами при вторгненні морських вод в глиб суші обриси фронту маси солоної води за формою нагадують клин.

Морські води зазвичай проникають в глиб материка в результаті відкачування прісних підземних вод в кількості, що перевищує величину їх природного заповнення. Солоні води відступають назад до моря в результаті поповнення контактують з ними прісних вод суші атмосферними опадами.

Насправді прісні і солоні морські води змішуються в зоні дисперсії, в зв'язку з чим іноді необхідно брати до уваги дисперсію солоної води, щоб отримати більш правильне уявлення про склад вод прибережного водоносного горизонту. Дослідження вторгнення солоної води, яка може проникати в глиб суші на кілька тисяч футів, має практичне значення, оскільки водопостачання островів і прибережних районів часто здійснюється за рахунок підземних вод. Проникаючи в водозабірні свердловини, морські води викликають засолення прісних вод, в зв'язку з чим, експлуатацію припиняють або починають закачувати в свердловини прісну воду, створюючи бар'єр прісних вод для припинення вторгнення солоної води в глиб материка. Крім того, з'ясування становища навіть умовно існуючого кордону розділу-між прісними і солоними водами допомагає визначити втрати прісних вод в океан в результаті розвантаження нижче рівня моря. Вивчення інтрузій морських вод в горизонти прісних підземних вод в прибережних районах є важливою гідрогео-

логічної проблемою для багатьох країн світу які володіють протяжною береговою лінією.

Випадки впровадження морських вод в берега мають місце в США, Канаді, Мексиці, Венесуелі, Італії, Нідерландах, Югославії, Бельгії, ГДР, Франції, Англії, Індії, Марокко, Тунісі, Алжирі, Японії, Австралії та інших країнах. Ця проблема представляє значний інтерес і для багатьох районів Прибалтики, Криму, Чорноморського узбережжя Кавказу, Далекого Схід.

Впровадження морських вод в прісні підземні води відбувається як в природних умовах, так і в особливості при порушеному режимі підземних вод. У природних умовах інтрузія морських вод в пласт відбувається під впливом відмінності щільності прісних і солоних вод, приливних і штормових явищ.

Основним фактором, що обумовлює впровадження морських вод у водоносні горизонти, є інтенсивний відбір підземних вод, що призводить до зниження рівня підземних вод та захопленню морських вод водозабором.

Інтрузії морських вод сприяють, наряду з водовідбором, розкривні роботи, експлуатація родовищ твердих корисних копалин, осушення, експлуатація нафтових і газових родовищ, т. е. всі види робіт, що призводять до порушення гідродинамічної і механічної рівноваги взаємозалежної системи водоносні горизонти - море.

Основними шляхами інтрузії морських вод є: 1) впровадження морських вод безпосередньо у водоносний горизонт в місці виходу його в море; 2) рух морських вод в річки і канали і наступна фільтрація з річок та каналів в горизонт підземних вод. Крім того, надходження морських вод у водоносний горизонт може бути обумовлено перетіканням морських вод через слабо проникні відкладення, літологічні «вікна», проникненням по тріщинам і розломам. Інтрузії схильні перш за все ґрунтові води і перші від поверхні напірні водоносні горизонти. Глибокозалягаючи водоносні горизонти, як правило, не піддаються впровадженню морських вод.

Впровадженню морських вод сприяють: наявність річок та каналів, сполучених з морем і є одні з основних шляхів проникнення морських вод в глиб суші; ізрізаність берегової лінії, наявність заток, фіордів; безпосередньо зв'язок морських вод з водоносними горизонтами; невелика витрата прісних підземних вод які розвантажуються в море; фільтраційна неоднорідність водоносного горизонту і його шаруватість.

Швидкість просування по пласту морських вод коливається від декількох метрів до сотень метрів у рік; середня швидкість інтрузій становить 30-60 м/рік. Просування солоних вод по пласту нерівномірний, ациклічний процес, при якому відносно короткі проміжки швидкого просування фронту солоних вод чергуються з уповільненням темпу переміщення, тимчасовою стабілізацією і навіть частковим відступом фронту солоних вод. На швидкість переміщення солоних вод в значному ступені впливають також кліматичні фактори і в першу чергу атмосферні опади. Так, збільшення тривалості і частоти засух прискорює процес інтрузії, а зростання атмосферних опадів його уповільнює. Кордон між прісними підземними і морськими водами не є різкою, вона розмазана і являє собою область (перехідну зону), в межах якої відбувається поступовий перехід від мінералізації солоних морських вод до мінералізації прісних підземних вод. Морська вода проникає в глиб континентів на значні відстані. Так, наприклад, довжина клина морських вод, що сформувався за 15-20 років у ряді прибережних районів США (Каліфорнія, Флорида), становить 1-8 км.

Огляд літератури [18, 20] показує, що дослідження взаємозв'язку підземних вод з морськими ведуться за різними напрямками. Тут перш за все слід виділити вивчення механізми інтрузії морських вод. Воно здійснюється як шляхом узагальнення і аналізу регіонального матеріалу, так і за допомогою детального вивчення цього явища на окремих конкретних ділянках. Впровадження морських вод в прісні підземні води - важкий гідродинамічний процес руху рідин різної щільності, в'язкості і концентрації. Спільний рух прісних підземних і морських вод призводить до формування кордону розділу

цих рідин і його деформації внаслідок впливу відмінності щільності прісної і соленою води. На кордоні розділу прісних і солоних вод відбуваються складні процеси дисперсії, зумовлені дифузійним і конвективним переміщенням частин рідини в умовах мікро- і макронеоднорідності водовміщуючих порід. Ці питання досить широко розглянуті в літературі.

Основними питаннями, розглянутими в зв'язку з проблемою інтрузії є: методика розрахунку та виявлення «мови» солоних вод, використання геофізичних методів для вивчення інтрузій солоних вод, аналогове і фізичне моделювання процесів інтрузії морських вод, режим підземних вод в прибережній зоні, субмаринне розвантаження підземних вод, впровадження морських вод в шаруваті водоносні горизонти, умова оптимального експлуатації підземних вод при наявності інтрузії морських вод.

Значна увага приділяється методам вивчення інтрузії морських вод та методам боротьби з нею (створення прісноводних бар'єрів, нагнітання повітря на шляху просування морських вод). Оригінальним є розроблений метод спарених свердловин для захисту прісних підземних вод від підсасивання солоних вод знизу. Аналогічний прийом, поряд зі створенням розглядатися нижче прісноводного «бар'єру», може бути використаний для захисту від підтягування солоних вод збоку.

У багатьох роботах підкреслюється, що вивчення умов розгрузки підземних вод в море, характеру взаємозв'язку підземних вод з морським, визначенням місця виходу пласта в море є важливими аспектами дослідження з метою прогнозу підтягування морських вод до водозабору.

Розглядаються питання впливу приливів на зміну рівня підземних вод та визначення параметрів водних горизонтів під впливом цих збурень, нагону морських вод в річки і динаміка цього процесу. Нижче коротко зупинимося на деяких з перерахованих питань. Роботи зарубіжних авторів, на які наводяться посилання, узагальнені в опублікованих оглядах [18, 20].

Для вивчення інтрузії морських вод в горизонти прісних підземних вод за кордоном широко використовується комплекс методів, в тому числі геофі-

зичні і індикаторні методи, моделювання, спостереження за режимом підземних вод.

В роботі [18] наводиться приклад вивчення контакту прісних і солоних вод в прибережній рівнині Лотарингії (Франція), простягається від м. Кале до р. Дюнкерка. Досліджуваний водоносний горизонт потужністю до 30 м складний пісками нижнього еоцену, знизу стелить глинами, а зверху перекривається суглинками. Підземні води в районі берегової лінії солоні (мініралізація до 30 г/л), що обумовлено інтрузією морських вод. Для вивчення положення кордону прісних і солоних вод було використане вертикальне електричне зондування, електрокаротаж, резистивіметрія. Електричне зондування дозволяє зафіксувати положення перехідної зони з точністю до 1-2 м. Електрокаротаж дає точніші результати: межа визначається з точністю до 20-30 см.

Позитивні результати дали застосування електрокаротажа при вивченні кордону морських прісних ґрунтових вод в прибережних районах Сенегалу. Виміри проводилися в свердловинах, обладнаних сіткою з пластикового матеріалу. Використання каротажа дозволило визначити зону змішання і простежити її зміну в часі під впливом природного коливання рівнів ґрунтових вод і під впливом відкачування підземних вод, що тривала близько 3 місяців. За час відкачування межа зони змішання безпосередньо під водозабором піднялася з 1,3 до 11,4 м (рахуючи від подошви пласта). До кінця відкачування вміст хлору в воді збільшився з 260 до 830 мг/л, мініралізація зростає з 0,4 до 5,4 г/л. Поряд з електрондуванням для виявлення інтрузії морських вод застосовується також метод поверхневого електропрофілювання. Цей метод був використаний при вивченні інтрузії морських вод в пров. Нью-Брансвік, Канада. Тут після 1964 р., коли на о. Тейлор почалася інтенсивна відкачка прісних підземних вод з пісковиків формації Кліфтон (пенсильванська свита) потужність 200 м, на багатьох устках прибережжя було встановлено впровадження солоних морських вод в цей водоносний горизонт. У 1969 р. було виконано електропрофілювання, яке показало, що уявний питомий опір на ділянках розвитку інтрузій морських вод знижується з наближенням до берега

з 200 Ом/м (що відповідає прісним підземним водам з вмістом хлору до 100 мг/л) до 20 Ом/м (солоні підземні води з вмістом хлору до 5000 мг/л).

Мердлів і Війом [18] наводять досвід дослідження інтрузій морських вод у водоносний горизонт Кро на узбережжі Середземного моря (Франція) з допомогою дейтерію. З поставленою метою були виконані визначення змісту дейтерію в пробах підземних вод горизонту Кро, відібраних з двох свердловин, в пробах морської води і пробах річкової води р. Кро. Вимірювання складу дейтерію в воді проводилося за допомогою мас-спектрометра. Дослідження дозволили встановити, що харчування водоносного горизонту Кро відбувається за рахунок зрошувальних вод. Підземні солоні води, що залягають в нижній частині водоносного горизонту, по складу дейтерію та хлору різко відрізняється від морських вод Середземного моря (проби морської води відбиралися в районі узбережжя, де розташовані свердловини, з яких були відібрані проби солоних підземних вод). На цій основі був зроблений висновок про те, що наявність солоних вод в пласті не пов'язане з інтрузією морських вод.

Важливе значення має контроль впровадження морських вод в прибережні водоносні горизонти. На першій стадії досліджень положення кордону розділу прісних підземних і солоних морських вод може бути виявлено методом електрондування. Більш точно положення кордону розділу і її зміна у часі може бути визначено по мережі спостережних свердловин за допомогою поінтервального відбору проб. Можуть бути використані непрямі методи визначення мінералізації вод - свердловинна геофізика, особливо електрокаротаж.

У багатьох роботах зарубіжних авторів досліджується вплив припливів на режим підземних вод, використовується гармонійний аналіз при вивченні впливу приливних процесів на коливання рівня підземних вод у водоносному горизонті поблизу берега моря. Як приклад можна послатися на подібні дослідження в Канаді. По чотирьох свердловин, закладених в одному створі перпендикулярно берега моря на о. Принца Едуарда (Канада), протягом 16 діб

проводилися пов'язані вимірювання коливань рівня підземних вод сполученого з морем водоносного горизонту та поверхні води в затоці. Дані про коливання рівня підземних вод за весь період спостереження, оброблені методом гармонійного аналізу, були використані для визначення гідрогеологічних параметрів.

Аналогічні дослідження виконувалися в районі Шарлоттаун (Канада). В результаті спостережень за рівнем підземних вод по 20 наглядовим свердловинам в естуарії р. Елліот встановлено, що рівень підземних вод коливається синхронно морським припливам.

Цікаві дані про процес опріснення підземних вод після затоплення морської прибережної смуги на о. Валхерен, Нідерланди. Під час сильного шторму в лютому 1953 р. морська вода проникла в водоносний горизонт і змішалася з прісною ґрунтовою водою, яка була джерелом водопостачання м. Мідделбурга. В результаті дренажування каналом змішаної за складом ґрунтової води, перекачування її з каналу назад в море і заповнення прісною водою за рахунок опадів протягом 7 років, що минули з часу затоплення, підземні води помітно опрісніли - вміст хлору з 1400 мг-екв в 1953 р. знизився до 400 мг-екв в 1960 р.

Вторгнення морських вод і засолення прісних підземних вод викликало необхідність розробити спеціальні заходи, щоб запобігти цим явищам.

В США протягом тривалого часу дослідженням проблеми вторгнення морських вод займається Каліфорнійське відділення з водних ресурсів. На підставі результатів цих досліджень були запропоновані наступні методи запобігання впровадження солоних вод: 1) зменшення відбору підземних вод з метою підвищення їх рівня; 2) штучне живлення підземних вод з метою підйому їх рівня до необхідної позначки; 3) створення вздовж узбережжя гідродинамічного бар'єру (водорозділу) шляхом нагнітання прісних вод у водоносний горизонт; 4) створення штучних механічних бар'єрів (дамби, греблі, шпунтові перегородки); 5) відбір солоних підземних вод із свердловин, розташованих уздовж берегової лінії.

Найбільш економічним доцільним є перший метод, але при цьому необхідно мати додаткове джерело водопостачання для покриття потреби у воді внаслідок зменшення відбору підземних вод з даного водоносного горизонту.

Другий і третій методи застосовуються, якщо є досить рясне додаткове джерело прісних вод, яке прокриє витрати прісної води на інфільтрацію та на закачування в нагнітальні свердловини.

Певний інтерес представляє четвертий метод, так як він не вимагає додаткової кількості прісної води і може використовуватися для захисту водозабірних споруд, експлуатуючих неглибоко залягаючих водоносних горизонтів. Але створення таких штучних бар'єрів не виключає підсасування солоних вод, воно лише відсуває в часі початок вторгнення солоних вод в берега.

При використанні п'ятого методу виникає задача скидання відкачуваних солоних вод. Зазвичай вона вирішується шляхом відведення цих вод в море

Досвідчені роботи, проведені Лаверті, Бауманном і іншими дослідниками [18], показали, що найбільш перспективним для боротьби з вторгненням морських вод є метод створення вздовж узбережжя гідродинамічного бар'єру (напірного «гребеня») шляхом нагнітання прісної води в свердловини. Водоносний горизонт в районі експериментальної ділянки має потужність порядку 30 м та складний пісками, мулами і з прошарків гравію з окремими включеннями глинистого прошарку. Зверху і знизу водоносний горизонт перекритий щодо непроникними глинами та мулами.

Експериментальна система розташовувалася паралельно до берега на відстані 600 м від нього і складалася з восьми нагнітальних свердловин, трубопроводу довжиною приблизно 3,5 км, а також різних допоміжних пристроїв. Нагнітальні свердловини розташовувалися через 305 м одна від одної. Було пробурені 58 свердловин для спостереження, які розташовувалися між нагнітальними, з таким розрахунком, щоб їх можна було використовувати в разі потреби для закачування.

Для закачування використовувалася вода з р. Колорадо. Після того як всі нагнітальні свердловини були введені в експлуатацію (їх сумарна продуктив-

ність $1,5 \text{ м}^3/\text{с}$), вони створили суцільний прісноводний бар'єр вище рівня моря від 1,2 до 2,4 м протяжністю до 1200 м. Маса солоної води, яка вторглася, була відтісна в бік океану, за винятком великого язика, який виявився відрізаним і продовжував рухатися в бік суші зі швидкістю 1,3-1,4 м/добу. Спостереження показали, що перепад тиску від лінії закачування в сторону моря значно менше перепаду тиску в бік суші; при цьому тільки 5% закачаної води може бути загублено в океані, а 95% її буде стікати в сторону суші, поповнюючи запаси прісної води експлуатованого горизонту. Однак швидкість просування прісної води в бік океану настільки мала при існуючих в Манхаттан-Біч напірних градієнтах, що практично ніяких втрат прісної води в океан, що знаходиться на відстані 600 м від лінії закачування, не відбудеться навіть протягом 10 років безперервного закачування.

У зв'язку з великим і безперервним зростанням споживання підземних вод для водопостачання м. Нью-Йорка рівні підземних вод плейстоценових відкладень і водоносного горизонту маоти сильно знизилися. Якщо в 1903 р. позначки верхнього плейстоценового горизонту в Брукліні на 6 м і в Квінсі на 18 м перевищували рівень океану, то в наступні роки рівні підземних вод плейстоцену виявилися нижче рівня моря і в горизонти почала надходити морська вода. Вторгнення морських вод, викликане інтенсивним відбором підземних вод, має місце також в Нассо.

На ділянці в районі Нассо інтрузія морських вод зафіксована в водоносному горизонті формації Маоти. За 1952-1958 рр. фронт солоних вод просунувся до водозабору приблизно на 600 м. Середня швидкість просування солоних вод 80-90 м/рік. Свердловини, розташовані в межах клина Соле, вод, показують збільшення вмісту до 20 г/л.

У Квінсі і Брукліні було вжито низку заходів, спрямованих на запобігання інтрузії морських вод. Ці заходи зводилися до зменшення продуктивності водозаборів, на яких відзначався ріст мінералізації підземних вод, проведення штучної заповнення, заборони буріння водозабірних свердловин на ряді дільниць. Все це дозволило трохи підвищити рівень підземних вод, але в ці-

лому відбір підземних вод практично не зменшився, а продовжував зростати, і впровадження морських вод на окремих ділянках продовжувалось. Так, в окрузі Нассо зміст хлоридів в підземних водах за період 1960-1969 рр. зросла з 0,8 до 11,0 г/л. в одних свердловинах із 2 до 8 г/л. в інших свердловинах, т. е. зросла в 1,5-4 рази. Розрахунки показали, що для віджимання солоних вод, що впровадили в плейстоценовий водоносний горизонт, буде потрібно 30-40 років.

Вплив морських вод на підземні води проявляється в центральній частині Балтійського узбережжя Польщі. Водоносний горизонт, що піддався інтрузії морських вод, складний пісками і експлуатується з 1933 р. В районі водозбору водоносний горизонт перекритий зверху глинами і стелить глинистими сланцями. Мінералізація підземних вод поза зоною припливу морських вод становить приблизно 0,4 г/л, а в зоні впливу морських вод досягає 5,4 г/л (мінералізація морської води 7,8 г/л). Оцінка шляхом зіставлення мінералізації морських і підземних вод і змісту в них хлору, броду та йоду. Впрова-

дження морських вод у водоносний горизонт супроводжується іонним обміном, в наслідок якого формуються підземні води хлоридно-кальцієвого типу.

Вплив морських вод позначається не тільки на прісних підземних водах. Їх дії можуть бути схильні до води більш глибоких горизонтів, зокрема термальні води, як це мало місце в районі термальних джерел на узбережжі півострова Ізу (Японія). У термальних водах джерел узбережжя зміст морської води досягає 56%. Упровадилися морські води проникають на 2000 м. в глиб півострова і до 600 м на глибину.

Інтрузія морських вод відзначається в районі м. Брайтон - м. Ньюхейвен на південному узбережжі Великобританії. Морські води проникали в водоносний горизонт верхньокрейдяних відкладень. При відкачці підземних вод нерівномірно змінюється вміст хлоридів в відібраній воді: зміст і жорсткість води спочатку зменшуються (в перші години відкачування), а потім збільшуються.

5. ВСТАНОВЛЕННЯ ПАРАМЕТРІВ ПІДТЯГУВАННЯ МОРСЬКИХ ВОД ПРИ ВІДБОРІ ВОДИ З ОДИНОЧНОЇ СВЕРДЛОВИНИ

Впровадження морських вод у водоносний горизонт, як уже зазначалося, обумовлено перш за все відбором підземних вод. У природних умовах у водоносному горизонті в місці його контакту з морем під впливом відмінності щільності утворюється клин солоних вод, витягнутий по підшві пласта. Довжина цього клину залежить від питомої витрати природного потоку підземних вод якій розвантажуються в море, співвідношення щільності прісної підземної і морської води, потужності і водопровідності водоносного пласта. Наближений вираз для оцінки кінцевої довжини клина солоних вод L (м) в водоносному горизонті в умовах гідродинамічної рівноваги прісних і солоних вод має вигляд [18]

$$L = (\gamma_0 - 1) hT/q \quad (5.1)$$

де $\gamma_0 = \gamma_c/\gamma_n$ - співвідношення щільності солоної і прісної води; h - потужність водоносного горизонту, м; $T = Kh$ - водопровідність водоносного пласта, м²/добу; $q = Khi_e$ - питома витрата по струму на одиницю довжини берегової лінії, м²/добу; K - коефіцієнт фільтрації водовмісних порід, м/добу; i_e - градієнт потоку підземних вод в природних умовах.

У формулу (5.1) входить питома витрата q підземних вод, тобто витрата, віднесена до довжини берегової лінії, в межах якої відбувається розвантаження підземних вод в море. Таким чином, знаючи довжину клина солоних вод L , можна визначити, при якому підземному стоці в море цей клин сформувався.

Схематично клин морських вод зображений на рис. 5.1. Вираз (5.1) можна записати також у вигляді

$$L = (\gamma_0 - 1) h/i_e \quad (5.2)$$

З формул (5.1) і (5.2) видно, що довжина клина L солоних вод, що вторглися тим більше, чим більша щільність солоних вод, потужність водоносного горизонту і чим менше витрата (або градієнт) потоку розвантажених в

море прісних підземних вод. При зміні витрат підземних вод, обумовленому водовідбором, змінюється довжина клина солоних вод: вона збільшується зі зменшенням витрати підземних вод і зменшується зі збільшенням цієї витрати.



Рисунок 5.1 – Схема формування клина морських вод у водоносному горизонті в прибережній зоні: C_m, γ_m - мінералізація і щільність морських вод, що вторглися в пласт; C_p, γ_p - мінералізація і щільність прісних підземних вод; h, K - коефіцієнт фільтрації водоносного пласта; i_m - градієнт потоку підземних вод в море

Межа між прісними і солоними водами в пласті унаслідок відмінності їх щільності має складну форму. Це питання досліджувалося в роботах В.П. Платовського, Ф.М. Бочевера, Н.Н. Веригіна, В.С. Саркісяна, В.М. Шестакова, а також в роботах зарубіжних авторів. Наближена межа розділу приймається у вигляді похилої лінії. Зі зменшенням відмінності щільності прісної і морської води, що характерно для ряду районів (Прибалтика, Калінінградська область, прибережні райони північного заходу), де морські води в прибережній зоні значною мірою опріснені, межа розділу цих вод може бути прийнята в вертикальній.

Розглянемо умови руху морських вод в полуобмеженому пласті з контуром постійного напору (берег моря) під впливом водозабору (одиначний або площинний концентрований водозабір і лінійний ряд свердловин) без

урахування і з урахуванням відмінності щільності прісної і морської води. Дебіт водозабору постійний, свердловини досконалі. Зв'язок водоносного горизонту з морем передбачається безпосередній, природний потік підземних вод розвантажується в море на лінії берегу. Оцінка впливу відбору прісних підземних вод на зміну довжини клина морських вод з урахуванням різниці щільності солоних і прісних вод виконується нижче на основі формули (5.2). Для цього в формулу (5.2) замість градієнта природного потоку підставляється градієнт потоку підземних вод в умовах водовідбору.

КАФЕДРА ГІДРОГЕОЛОГІЇ ТА ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ

Рисунок 5.2 – Схема підтягування морських вод до одиночної свердловини.
 а – підтягування морських вод не відбувається (водороздільна точка А розташована між свердловиною та берегом моря);
 б – морські води поступають до свердловини

В програмній середовищі Mathcad за формулою 5.2 був зроблений розрахунок довжини клина солених вод в природних умовах на узбережжі Чорного моря при наступних параметрах: $\gamma_s = 1.03 \text{ г/см}^3$, $\gamma_n = 1 \text{ г/см}^3$. Аналіз отриманих даних (рис. 5.3) показує істотне зменшення довжини клина солених вод при збільшенні градієнта потоку підземних вод і зниженні потужності водоносного горизонту.

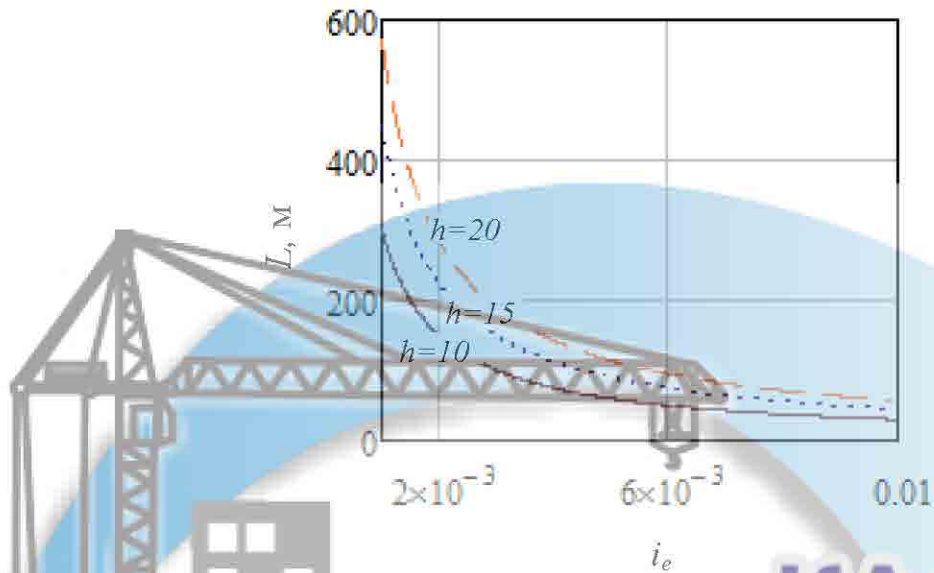


Рисунок 5.3 – Зміна довжини клина солених вод в умовах гідродинамічного рівноваги в залежності від потужності водоносного горизонту і градієнта потоку

Одиночний водозабір (свердловина). Водозабір розташовується на осі x на відстані d від берега моря, прийнятого за контур постійного напору; вісь y збігається з лінією берега (рис. 5.2). Природний потік підземних вод спрямований уздовж осі x в сторону моря. Спочатку припустимо, що відмінність щільності прісної підземної і морської води незначне і цим розходженням можна знехтувати. При цьому допущенні клин солених вод в пласті в природних умовах не утворюється також впровадження морських вод у водоносний горизонт відбувається тільки під впливом відбору підземних вод. Прийmemo також, що початкова межа розділу прісних підземних і солених морських вод збігається з лінією берега.

Як було раніше встановлено [19], при роботі водозабору в умовах природного потоку підземних вод формується область живлення водозабору, обмежена нейтральною лінією струму з водороздільною точкою A на осі x вниз по потоку (рис. 5.2). Положення водороздільної точки визначається за формулою

$$x_A = \sqrt{d^2 - qd / \pi v_e} \quad (5.3)$$

де q - дебіт водозабору Q , віднесений до потужності пласта h ($q = Q/h$); $v_e = K \cdot i_e$, - швидкість природного потоку підземних вод; i_e - градієнт природного потоку; K - коефіцієнт фільтрації водовмісних порід. Відстань x_A відраховується не від водозабору, а від берега моря.

Вираз (5.3) виходить з умови рівності нулю в водороздільній точці A результуючої швидкості v_p . Остання виражається залежністю

$$v_p = \frac{q}{2\pi K} \left[\frac{1}{d+x} e^{-(d+x)/(4at)} - \frac{1}{d-x} e^{-(d-x)/(4at)} \right] \quad (5.4)$$

де a - коефіцієнт пр'єзопровідності; t - час.

Вважаючи $v_p = 0$ і $t \rightarrow \infty$, отримуємо вираз (5.3), що визначає кінцеве положення водороздільної точки при даних q і v_e . Наприклад, при $q = 100 \text{ м}^2/\text{добу}$, $d = 2000 \text{ м}$, $K = 20 \text{ м/добу}$ та $i_e = 0,002$, $x = 1550 \text{ м}$, тобто водороздільна точка віддалена від водозабору вниз по потоку на 450 м. З ростом водовідбору або зменшенням розходу підземних вод область живлення водозабору збільшується, і водороздільна точка зміщується до берега моря. Так, при $q = 200 \text{ м}^2/\text{добу}$ і тих же значеннях інших параметрів $x_A = 900 \text{ м}$.

Підтягування солоних вод до водозабору може відбутися лише в тому випадку, якщо солоні води потраплять в область живлення водозабору, а це трапиться тоді, коли область живлення захопить берег моря. Поки водороздільна точка знаходиться між водозабором і берегом моря та не перетне лінію берега моря, підтягування морських вод до водозабору не відбудеться. Таким чином, для того щоб не відбулося підтягування солоних вод до водозабору, водороздільна точка A області живлення повинна знаходитися між водозабором та берегом моря, в граничному випадку збігаючись з початком координат, розташованих на лінії берега моря (вісь y). Цьому відповідає умова $x_A \geq 0$, звідки, з урахуванням формули (5.3)

$$d^2 - qd/(\pi v_e) \geq 0 \quad (5.5)$$

З нерівності (5.5) знаходиться критерій умов, коли підтягування солоних вод з боку моря до водозабору не відбудеться:

$$q/(\pi v_e d) \leq 1. \quad (5.6)$$

І навпаки, коли вододільна точка A перетне лінію берега, почнеться просування солоних вод до водозабірної споруди; критерієм цього є нерівність

$$q/(\pi v_e d) > 1 \quad (5.7)$$

Воно відповідає умовам, коли вододільна точка A перетнула лінію берега моря (вісь y) і розташовується на негативній півосі x .

З нерівності (5.6) можна оцінити ту продуктивність водозабору, при якій не станеться підтягування морських вод, а саме:

$$q \leq \pi v_e d \quad (5.8)$$

Максимальний граничний дебіт водозабору, при якому ще не станеться підтягування солоних вод, згідно з нерівністю (5.8) :

$$q_{\text{макс}} = \pi v_e d \quad (5.9)$$

Він відповідає у випадку, коли вододільна точка A знаходиться на лінії берега моря.

Відмітимо, що приведені критерії (5.6) і (5.7) у відсутності або наявності підтягування солоних вод з боку моря є наближеними і застосовні в тих випадках, коли відмінність щільності прісної і солоної води незначна.

В програмній середовищі Mathcad за формулою 5.9 був зроблений розрахунок максимального граничного дебіту водозабору, при якому ще не станеться підтягування солоних вод при наступних параметрах: $\gamma_c = 1.03 \text{ г/см}^3$; $\gamma_n = 1 \text{ г/см}^3$. Аналіз отриманих даних (рис. 5.4) показує збільшення цієї величини при збільшенні потужності водоносного горизонту, відстані від водозабору до моря, градієнта потоку підземних вод і коефіцієнту фільтрації.

Тепер розглянемо формування клину морських вод до водозабору з урахуванням відмінності щільності прісної і солоної води. У природних умовах довжина клину солоних вод в пласті визначається по формулі (5.2). Відбір підземних вод змінить природну гідродинамічну обстановку, зменшиться градієнт потоку підземних вод, що розвантажується в морі. В умовах зміненого градієнта потоку клин солоних вод просунеться углиб пласта і займе

нове положення, що відповідає новому рівноважному стану між прісними і солоними водами. Для того, щоб визначити нову довжину клину солоних вод, треба знати градієнт потоку в порушених умовах.



Рисунок 5.4 – Зміна максимального граничного дебіту водозабору, при якому ще не станеться підтягування солоних вод в залежності від потужності водоносного горизонту, градієнту потоку і коефіцієнту фільтрації

З цією метою розглянемо ту, що становить швидкості фільтрації v_x за межами області живлення водозабору, в інтервалі $0 < x < x_A$, тобто на відрізьку між водозабором і берегом моря. Швидкість v_x характеризує порушений потік підземних вод, що вірніше становить цього потоку, спрямовану по осі x

перпендикулярно берегу моря. Саме під впливом цієї складової швидкості потоку підземних вод, відбувається формування клину солоних вод в пласті. У природних умовах увесь потік підземних вод був прямолінійним, спрямований нормально до берега і складова v_x була повною швидкістю потоку. При роботі водозабору прямолінійний потік деформується і поблизу водозабору стає плоскокриволінійним. З видаленням від водозабору в сторони і вниз по потоку ці деформації слабшають і потік наближається до прямолінійного. Як показав аналіз складових швидкостей v_x і v_y , основну роль в швидкості порушеного потоку підземних вод грає складова v_x ; значення v_y значно менше, і цій складовій в інтервалі $0 < x < x_A$ практично можна знехтувати.

Вираз для v_x має вигляд

$$v_x = \frac{qd}{2\pi} \frac{d^2 + y^2 - x^2}{(d^2 + y^2 - x^2)^2 + 4x^2 y^2} - v_e \quad (5.10)$$

Швидкість v_e віднімається, оскільки вона спрямована проти позитивного напрямку осі x . З вираз (5.10) знайдемо складову градієнта потоку уздовж осі x :

$$i_x = \frac{qd}{2\pi K} \frac{d^2 + y^2 - x^2}{(d^2 + y^2 - x^2)^2 + 4x^2 y^2} - i_e \quad (5.11)$$

Складова i_x градієнта результуючого потоку підсумовується з двох членів: перший член характеризує градієнт потоку до водозабору i_e , другий член - природний потік підземних вод i_e що розвантажуються в морі.

Безпосередньо на осі x .

$$i_{x(y=0)} = \frac{qd}{2\pi K} \frac{1}{d^2 - x^2} - i_e \quad (5.12)$$

Розглянемо, як змінюється $i_{x(y=0)}$ по осі x . У області $x > d$ перший член має негативне значення, і обидві складові градієнти спрямовані в один бік - проти позитивного напрямку осі x .

У області $x_A < x < d$ перший член позитивний, другий, - негативний, складові градієнти i_e та i_e спрямовані в протилежні сторони, але і за результуючий градієнт i_e та i_e спрямований до водозабору.

У вододільній точці А протилежний напрям градієнта i_e та i_e рівні по абсолютному значенню і $i_{x(y=0)}$. У області $x < x_A$ градієнта i_e та i_e спрямовані в протилежні сторони $i_e > i_e$ та результуючий градієнт спрямований у бік моря.

На урізанні берега моря в точці початку координат ($x = 0, y = 0$)

$$i_{x(x=0,y=0)} = q / (2\pi Kd) - i_e \quad (5.13)$$

При виконанні умови (5.6) перший доданок у формулі (5.13) завжди менший i_e .

Так, для умов вище розглянутого прикладу маємо:

$$i_{x(x=0,y=0)} = \frac{100}{2 \cdot 3,14 \cdot 20 \cdot 2000} - 0,002 = 0,0004 - 0,002 = -0,0016;$$

градієнт i_e (перший доданок) в 5 разів менше градієнта i_e . Значення градієнта i_x в інших точках на урізанні берега моря ($x = 0, y \neq 0$):

$$i_{x(x=0,y \neq 0)} = \frac{qd}{2\pi K} \frac{1}{d^2 - x^2} - i_e \quad (5.14)$$

або

$$i_{x(x=0,y \neq 0)} = \frac{q}{2\pi Kd} \frac{1}{1 - y^2} - i_e \quad (5.15)$$

де $y = y/d$.

Як видно з виразу (5.14), зі зростанням значень y , тобто з видаленням від головної лінії струму (вісь x), перший доданок i_e швидко зменшується та $i_{x(x=0,y \neq 0)}$ прямує до i_e . Наприклад, при $y = 2$ та приведених вище значеннях інших параметрів маємо

$$i_{x(x=0,y \neq 0)} = \frac{100}{2 \cdot 3,14 \cdot 20 \cdot 2000} \frac{1}{1 + 2^2} - 0,002 = 0,00008 - 0,002 = -0,00192$$

тобто $i_e < i_e$ більш ніж в 20 разів і практично $i_{x(x=0,y \neq 0)} = i_e$.

Можна вважати, що основна область зменшення градієнта i_e по лінії берега приурочена до зони шириною d по обидва боки від головної лінії струму (вісь x) з максимальним зменшенням цього градієнта по осі x .

Підставляючи в формулу (5.2) замість i_e значення i_x за формулою (5.15), отримуємо залежність для оцінки довжини клина морських вод в порушених водоотбором умовах

$$L = (\gamma_0 - 1)h / \left(i_e - \frac{q}{2\pi Kd} \frac{1}{1 + y^2} \right) \quad (5.16)$$

(для того щоб значення L було позитивним, змінені знаки членів в знаменнику).

При $y = 0$ знаходимо довжину клина по осі x . До початку роботи водозабору в умовах однакового градієнта природного потоку підземних вод по всій довжині берегової лінії клин морських вод мав форму смуги, довжина якої визначалася за формулою (5.2). В умовах роботи одиночного водозабору зміна градієнта, як показано вище, буде нерівномірним по фронту потоку.

При новому положенні, відповідному новому рівномірному стану, клин морських вод буде витягнутий по осі x . Підставив в формулу (5.16) фіксовані значення y , знайдемо відповідні цим точкам берегової лінії значення довжини впровадження морських вод, сукупність яких буде визначати положення клина морських вод в пласті.

В програмній середовищі Mathcad за формулою 5.16 був зроблений розрахунок довжини клина солених вод в порушених водовідбором умовах на узбережжі Чорного моря при наступних параметрах: $\gamma_c = 1.03 \text{ г/см}^3$; $\gamma_n = 1 \text{ г/см}^3$. Аналіз отриманих даних (рис. 5.5) показує істотне зменшення довжини клина солених вод при збільшенні відстані від водозабору до моря, коефіцієнту фільтрації та видаленні від головної лінії струму. Разом з тим цей показник збільшується з ростом дебіту свердловини.

Слід зазначити, що градієнт i_x або $i_{x(y=0)}$, згідно з формулами (5.11) і (5.12) не залишається постійним уздовж осі x , зокрема в інтервалі $(x_A, 0)$, а змінюється від точки до точки. У той же час формулою (5.16) було прийнято

постійне значення градієнта, рівне його значенням на лінії берега в точці початку координат, визначеній за формулою (5.13). З'ясуємо, яка похибка цього допущення на прикладі градієнта вздовж головної лінії струму (вісь x). Середнє значення градієнта $i_{x(y=0)}$ на відрізку $(x_A, 0)$ дорівнює:

$$i_{x(y=0)} = \frac{1}{x_A} \int_0^{x_A} \left[\frac{qd}{2\pi(d^2 - x^2)} - i_e \right] dx = i_e - \frac{q}{4\pi K x_A} \ln \frac{d + x_A}{d - x_A} \quad (5.17)$$

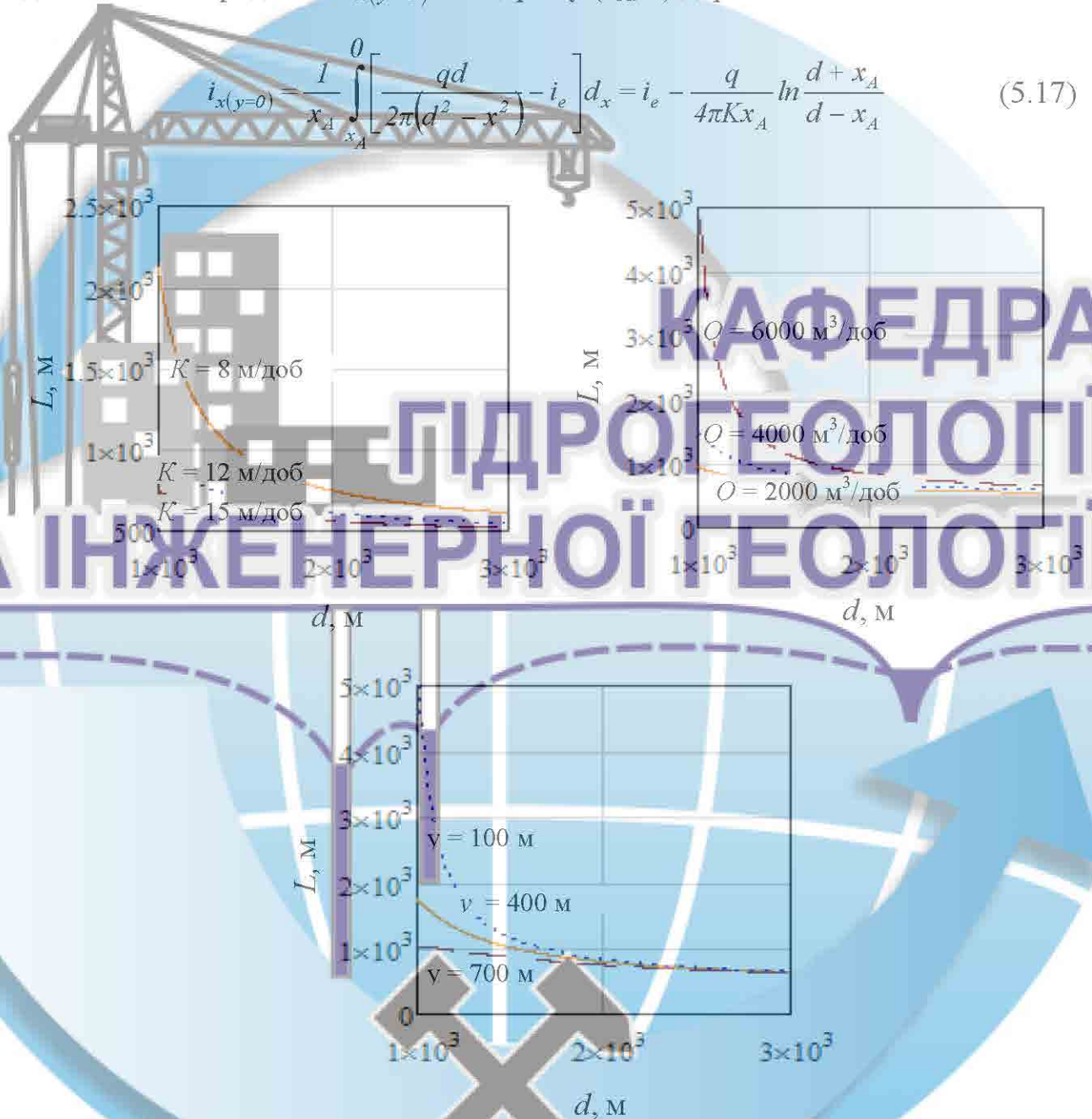


Рисунок 5.5 – Зміна довжини клина солених вод в порушених водовідбором умовах в залежності від дебіту свердловини та коефіцієнту фільтрації

Значення градієнту, підраховане за формулою (5.17) для нашого прикладу, становить 0,0015, а за формулою (5.13) - 0,0016, тобто це дуже близькі значення. Отже, формула (5.16) дозволяє визначити довжину клина солених

вод в залежності від водовідбору і співвідношення щільності прісної і солоної води.

З ростом водовідбору водороздільна точка області живлення водозабору зміщується в бік моря, і одночасно подовжується клин морських вод в глиб пласта. Очевидно, підтягування морських вод до водозабору можливо тоді, коли клин солоних вод буде захоплений областю харчування водозабору. Як наслідок, підтягування солоних вод до водозабору можливо в тому випадку, якщо

$$x_A < L \quad (5.18)$$

або

$$\sqrt{d^2 - qd / (\pi v_e)} < (\gamma_0 - 1)h / \left\{ i_e - q / [2\pi Kd(1 - \gamma^2)] \right\} \quad (5.19)$$

і, навпаки, при

$$x_A \geq L \quad (5.20)$$

або

$$\sqrt{d^2 - qd / (\pi v_e)} \geq (\gamma_0 - 1)h / \left\{ i_e - q / [2\pi Kd(1 + \gamma^2)] \right\} \quad (5.21)$$

підтягування морських вод до водозабору не відбудеться.

З умови (5.21) може бути визначено дебіт водозабору, при якому виключається підсмоктування морських вод водозабором. Нехтуючи у формулі (5.21) другим членом в знаменнику, отримуємо співвідношення для наближеної оцінки граничного дебіту:

$$q \leq \pi v_e d - \pi (\gamma_0 - 1)^2 h^2 K / (i_e d) \quad (5.22)$$

Так, при $\gamma_0 = 1,03 \text{ г/см}^3$, $h = 30 \text{ м}$, $K = 20 \text{ м/добу}$, $i_e = 0,002$ та $d = 2000 \text{ м}$ граничний дебіт q становить близько $240 \text{ м}^3/\text{добу}$. Вираз (5.22) відрізняється від виразу (5.8) наявністю другого члена, значення якого визначається різницею щільності підземних і морських вод, потужністю водоносного горизонту h і градієнтом природного потоку i_e . Аналіз показав, що при $h \leq 30 \div 40 \text{ м}$, $\gamma_0 \leq 1,03$ (щільність морської води зазвичай не перевищує $1,03 \text{ г/см}^3$) та $i_e \geq 0,002$ другий член правої частини виразу (5.22) малий (не більше 3-5% значення першого члена) і їм в цих умовах можна знехтувати, а граничний дебіт оцінювати з умови (5.8).

В програмній середовищі Mathcad за формулою 5.22 був зроблений розрахунок максимального граничного дебіту водозабору з урахуванням різної щільності прісних і морських вод, при якому ще не станеться підтягування солоних вод при наступних параметрах: $\gamma_e = 1.03 \text{ г/см}^3$; $\gamma_n = 1 \text{ г/см}^3$. Аналіз отриманих даних (рис. 5.6) показує збільшення цієї величини при збільшенні потужності водоносного горизонту, відстані від водозабору до моря, градієнта потоку підземних вод і коефіцієнту фільтрації.



Рисунок 5.6 – Зміна максимального граничного дебіту водозабору, з урахуванням різної щільності прісних і морських вод, при якому ще не станеться підтягування солоних вод

Таким чином, підтягування морських вод до водозабору може розпочатися лише в тому випадку, коли область живлення водозабору досягне клина солоних вод, що впровадили в пласт, або берега моря, по лінії якого передбачається розвантаження підземних вод. Це основна умова підсосу морських вод. Саме по собі зниження рівня підземних вод на водозабірні нижче рівня моря без дотримання зазначеної умови в загальному випадку не є причиною підтягування солоних вод до водозабору.



КАФЕДРА ГІДРОГЕОЛОГІЇ ТА ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ

6. ОБҐРУНТУВАННЯ ЗАХОДІВ СПРЯМОВАНИХ НА ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ ЯКОСТІ ВОДИ ПРИ ЕКСПЛУАТАЦІЇ БЕРЕГОВОГО ВОДОЗАБОРУ

Розглянемо лінійний ряд свердловин великої довжини, розташований паралельно берегу моря на відстані d від нього. Дебіти свердловини ряду однакові, дебіт окремої свердловини дорівнює Q_0 . Відстань між свердловинами дорівнює l . Природний потік в бік моря, характеризується швидкістю фільтрації v . Режим фільтрації сталий. Ось x збігається з лінією берега, вісь y проходить через одну із свердловин лінійного ряду перпендикулярно до нього (рис. 6.1). Лінія берега моря є контуром постійного напору. Так само як у випадку одиночного водозабору, спочатку розглянемо умови підтягування солоних вод з боку берега моря без урахування відмінності щільності прісної і солоних вод. Так як фільтраційний потік до необмеженого ряду в основному має прямолінійний характер, обмежимося варіанту швидкості фільтрації уздовж головної лінії струму – осі y . Вираз для швидкості на головній лінії струму має вигляд

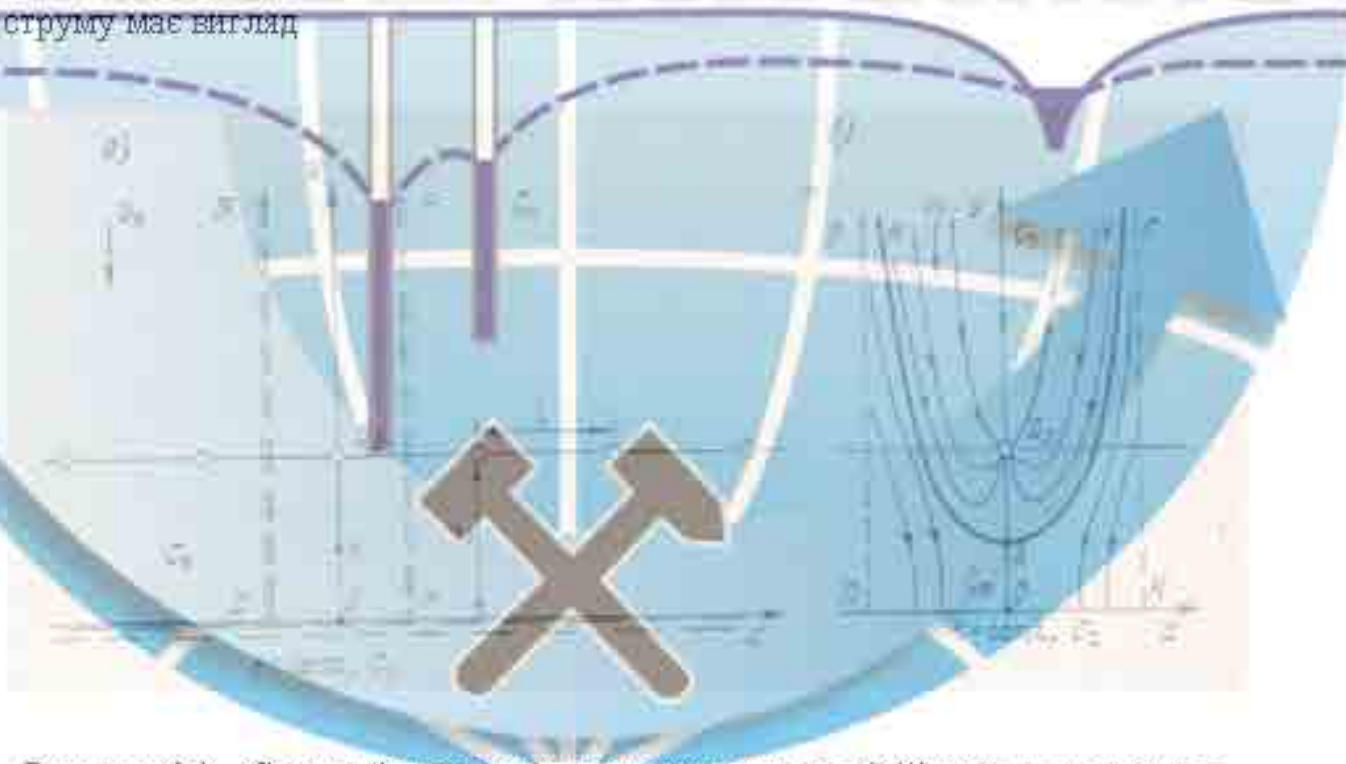


Рисунок 6.1 – Схема підтягування морських вод до лінійного ряду свердловин: а – схема нескінченного лінійного ряду свердловин біля берега моря ($H = \text{const}$); б – схема ліній струму і області харчування окремої свердловини (в осередку ряду)

$$\vartheta_y = \frac{q_0}{l} \frac{sh(2\pi d)}{ch(2\pi d/l) - ch(2\pi y/l)} - \vartheta_e \quad (6.1)$$

Перший доданок – це швидкість фільтрації v_e , обумовлена водороздільною роботою водозабору, другий доданок – швидкість фільтрації природного потоку v_e . У певних умовах між рядом і контуром берега в кожному осередку ряду формується точка A , в якій $v_y = 0$.

Характер зміни швидкості v_y при наявності вододільної точки наступний.

При $y > d$ обидві складові швидкості (v_b і v_e) однаково спрямовані і складаються. В інтервалі $y_a < y < d$ швидкості v_b і v_e спрямовані в протилежні сторони і $v_b > v_e$. У водороздільній точці A маємо $v_b = v_e$. В інтервалі $0 < y < y_a$ швидкості v_b і v_e спрямовані протилежно, $v_e > v_b$, розвантаження підземних вод відбувається в морі при градієнті, меншому природного. На контурі моря в точці початку координат ($x = 0, y = 0$).

$$\vartheta_{y=0} \approx \left(\frac{q_0}{l} \right) - v_e \quad (6.2)$$

Положення водороздільної точки знаходиться з умови $v_y = 0$ і визначається залежністю

$$y_a = \frac{l}{2\pi} \operatorname{arch} \left(ch \frac{2\pi d}{l} - \frac{q_0}{\vartheta_e l} sh \frac{2\pi d}{l} \right) \quad (6.3)$$

Водороздільна точка між рядом і контуром питання може існувати тільки при певних значеннях q_0 . Залежність для цих значень q_0 може бути отримана з виразу (6.3) і має вигляд

$$q_0 \leq \vartheta_e l \left(ch \frac{2\pi d}{l} - 1 \right) / sh(2\pi d/l) \quad (6.4)$$

або враховуючи, що $ch(2\pi d/l) \gg 1$ і $ch(2\pi d/l) \approx sh(2\pi d/l)$, наближенню маємо

$$q_0 \leq v_e l \quad (6.5)$$

Граничне значення дебіту

$$q_0 = v_e l \quad (6.6)$$

і відповідаю положенню водороздільної точки на лінії берегу моря.

З ростом дебіту ряду до його граничного значення водороздільної точки зміщується до контуру моря; коли дебіт стає більше граничного, визначеного за формулою (6.6), область підпитки водозабору захоплює контур моря, і в цих умовах можливе підтягування морських вод до водозабору. Водороздільна точка між рядом і берегом моря формується тільки при порівняно невеликих дебітах ряду, з ростом дебіту вона швидко зміщується в бік моря. Відзначимо, що граничний дебіт практично не залежить від видалення ряду з моря. Це обумовлено тим, що рух підземних вод в ряду переважно прямолінійний, внаслідок чого складова швидкості v_b на більшій частині відрізка характеризується значеннями, що перевищують v_e .

Таким чином, якщо дебіт свердловин ряду відповідає співвідношенням (6.4) або (6.5), то підтягування морських вод до водозабору не відбуватиметься. І, навпаки, якщо дебіт свердловини більше граничного значення, то почнеться рух морських вод до водозабору. Цей критерій справедливий для умов, коли відмінність щільності прісної і солоні води незначна.

В умовах відмінності щільності підземної і морської води сформований в природних умовах клин морських вод під впливом водовідбору подовжиться і займе нове рівноважне положення, яке наближено може бути визначене за формулою

$$L = (y_0 - l)h / [i_e - q_0 / (K)] \quad (6.7)$$

де K – коефіцієнт фільтрації.

Так, якщо при $\gamma_e = 1.03 \text{ г/см}^3$, $h = 30 \text{ м}$, $i_e = 0,002$ і $K = 20 \text{ м/доб}$ довжина клина в природних умовах складала 450 м, то при $q_0 = 10 \text{ м}^2/\text{доб}$ та $l = 400 \text{ м}$ нова довжина клина буде дорівнюватиме 600 м.

Підтягування морських вод, до водозабору, можливе у тому випадку, якщо клин солоних потрапить в область живлення водозабору. Умовою являється:

$$L < y_a$$

$$\frac{l}{2\pi} \operatorname{arch}\left(ch \frac{2\pi d}{l} - \frac{q_0}{v_e l} sh \frac{2\pi d}{l} \right) \leq (\gamma_c - 1)h / (i_e - q_0 / lK) \quad (6.8)$$

Якщо $y_a < l$, то морські води не потрапляють в область підпитки водозабору і їх підтягування до водозабору не відбувається.

З цієї умови можливо отримати залежність для наближеної оцінки граничного дебіту окремої свердловини з урахуванням різниці щільності прісних і солонуватих вод, при якому не відбувається підтягування морських вод до водозабору:

$$q_0 \leq \frac{2\pi K h (y_0 - l)}{\operatorname{arch}\left(ch \frac{2\pi d}{l} - \frac{q_0}{v_e l} sh \frac{2\pi d}{l} \right)} - v_e l \quad (6.9)$$

Розрахунок граничного дебіту проводиться методом наближень (ітерацій). В якості першого наближення для розрахунку можна використовувати значення дебіту, визначеного за формулою (). Підставляючи це значення в праву частину формули (1), знаходимо перше наближення. Знайдене значення використовується для розрахунку другого наближення. Для практичних цілей достатньо розрахунок у двох-трьох наближеннях.

В програмному середовищі Mathcad за формулою 6. був зроблений розрахунок довжини клина морських вод з урахуванням різної щільності прісних і морських вод для лінійного ряду свердловин, при якому ще не станеться підтягування солоних вод при наступних параметрах: $\gamma_c = 1.03 \text{ г/см}^3$; $\gamma_n = 1 \text{ г/см}^3$. Аналіз отриманих даних (рис. 6.2) показує збільшення цієї величини при збільшенні потужності водоносного горизонту і дебіту свердловин, та її зменшення при збільшенні відстані між свердловинами, градієнта потоку підземних вод і коефіцієнту фільтрації.

Для забезпечення якості підземних вод з лінійного водозабору, крім його розташування на видаленні від моря на величину більшу ніж довжина клина солених вод, необхідно передбачити заходи спрямовані на періодичні дослідження підземного водообміну в процесі експлуатації водозабору. Вони полягають в тому, що дослідник в переважній більшості випадків не може тут безпосередньо спостерігати та вимірювати прояви підземних вод, як це

робиться на суші при дослідженні джерел, колодязів і гідрогеологічних свердловин. Тому морські гідрогеологічні дослідження включають в основному вивчення непрямих показників, які характеризують зміну фізичних та хімічних полів при русі підземних вод через дно моря.



Рисунок 6.2 – Зміна довжини клина солених вод в порушених водовідбором умовах в залежності від дебіту лінійного ряду свердловини, відстані між ними (а), коефіцієнту фільтрації (б), градієнта природного потоку (в) та потужності водоносного горизонту (г)

Вивчення впливу субмарини підземних вод на формування аномалій в фізичних та хімічних полях донних відкладень і придонного шару морської води є методичною основою морських гідрогеологічних досліджень. Сучас-

ний технічний рівень морських досліджень уможливорює вимір з високою точністю таких важливих, з гідрогеологічної точки зору, показників, як температура, тепловий потік, електрична провідність, природні електричні та електромагнітні поля в донних відкладеннях, а також визначення хімічного, мікрокомпонентного, газового і ізотопного складу порових розчинів донних відкладень і морської води. Однак аномалії в розподілі кожного з цих параметрів не є прямим показником розвантаження підземних вод на дні моря. Гідрогеологічна інформативність значно підвищується при вимірюванні в одній точці одночасно параметрів декількох фізичних і хімічних полів або різних складових одного і того ж поля, а також при збільшенні частоти вимірювань, в ідеальному випадку перехідних в безперервне профілювання. Перед дослідником постає завдання вибору оптимального комплексу параметрів, які є показниками субмаринного розвантаження підземних вод.

Перш ніж перейти до розгляду цих питань, визначимо поняття «морські гідрогеологічні дослідження». Це комплекс робіт, що мають на меті вивчення геологічної будови та гідрогеологічних умов дна моря зі складанням карт проявів субмаринного розвантаження підземних вод і кількісною оцінкою цього процесу. До складу морської гідрогеологічної зйомки входять сейсмоакустичні профілювання, резистивіметрія, термометрія, відбір колонок ґрунту (морське буріння) з детальним поінтервально хімічним і ізотопним опробуванням порових розчинів і визначенням фільтраційних властивостей донних відкладень, визначення хімічного, ізотопного, газового складу придонної морської води, дослідження за допомогою водолазної техніки, а також аерокосмічні дистанційні методи. Детальність морських гідрогеологічних робіт, кількість станцій, частота профілювання і вибір оптимального набору застосовуваних методів залежать від стадії досліджень, технічних можливостей і конкретних завдань, що стоять перед дослідником, а також від складності геолого-структурних умов досліджуваної акваторії.

Методи, що входять до складу морської гідрогеологічної зйомки, об'єднуються двома основними об'єктами досліджень - товщею морської води і донними відкладеннями (рис. 6.3).



Рисунок 6.3 – Методи морських гідрогеологічних досліджень

Зміна кольору морської води може бути викликано різними хімічними реакціями, що відбуваються при розвантаженні підземних вод на дні моря. За зміною кольору води було виявлено джерело поблизу берегів Індонезії на fumarольних полях вулкану Вану-Вуху, там вода забарвлюється в червоний колір при окисленні заліза, принесеного термальними субмаринними джерелами [36]. За допомогою візуальних спостережень можна виявити субмаринні джерела тільки зі значним дебітом, розташованих на невеликій глибині, в основному в прибережній частині моря. Навіть найбільш потужні джерела можуть залишитися непоміченими, якщо глибина їх виходу перевищує перші десятки метрів. Крім того, дебіт карстових джерел схильний до значних внутрішньорічних коливань, в посушливий період року діяльність таких джерел значно слабшає і вони стають менш помітними.

За допомогою методу візуальних спостережень було відкрито велику кількість субмаринних, в основному карстових, джерел у багатьох районах Світового океану. Останнім часом можливості цього методу, виявлення розвантаження підземних вод в море, значно розширені в зв'язку із застосуванням аерокосмічної зйомки і досліджень за допомогою водолазної техніки.

Дуже перспективні для вивчення субмаринного розвантаження підземних вод дистанційні методи і перш за все багатоспектральна та інфрачервона зйомка поверхні моря з літака або космічних апаратів. Космічну зйомку проводять за допомогою високочутливої апаратури, яка реєструє електромагнітне випромінювання земної поверхні в різних областях спектра. Зйомка заснована на спектральних відмінностях в відображенні сонячного світла різними об'єктами. Цей метод дозволяє, за допомогою відповідних світлофільтрів, отримати максимальний світловий контраст при дешифруванні елементів поверхні досліджуваної території. На першому американському штучному супутнику, запущеному з метою вивчення природних ресурсів Землі, було встановлено багатоспектральне скануючий прилад для реєстрації електромагнітного випромінювання в чотирьох діапазонах довжин хвиль: зеленому (0,5 - 0,6 мкм), червоному (0,6-0,7 мкм) і двох ближніх інфрачервоних (0,7-0,8 і 0,8 1,1 мкм) [16]. Вибір цих діапазонів не випадковий та обумовлений різними цілями. Зокрема, в «зеленому» діапазоні морська вода прозора та на космічних зйомках відображається рельєф дна, каламутність та різні домішки, які наявні у воді. Це дозволяє виявити великі карстові джерела, вода яких звичайно містить зважені частинки або бульбашки повітря. Схожі джерела виявлені на аерофотознімках узбережжя о. Ямайка, де висхідні потоки карстових вод утворюють на поверхні моря каламутні ділянки овальної форми [15]. Багатоспектральна зйомка використовувалася Геологічною службою США для вивчення субмаринних джерел поблизу Ямайки, Сицилії та Гавайських островів.

В основу інфрачервоної зйомки належить вимір інтенсивність теплового випромінювання різних природних поверхонь, в тому числі і поверхні мо-

ря в інфрачервоному діапазоні електромагнітних хвиль. За допомогою сучасних інфрачервоних радіометрів можна виміряти, з штучних супутників Землі або літаків, зміни температури на поверхні моря з точністю до десятих і сотих часток градуса.

Інфрачервона зйомка дуже ефективна для виявлення вогнищ субмаринного розвантаження підземних вод. Температура підземних і морських вод зазвичай неоднакова. У зв'язку з цим на космо- або аерофотознімках, отриманих в результаті інфрачервоної зйомки, субмаринне розвантаження підземних вод фіксується за характерним контрастом, які мають зазвичай конфігурацію шлейфів.

Слід зазначити, що застосування інфрачервоної зйомки для картування осередків розвантаження підземних вод в акваторії морів можливо лише за умови, що аномалії температури, викликані субмаринним розвантаженням, досягають поверхні моря і відрізняються від температури навколишньої морської води на значення, більше чутливості радіометрів.

Близько м. Тампа (п-ів Флорида) інфрачервона зйомка застосовувалась для визначення лінії рівного тиску між підземними і морськими водами, що розвантажуються в море. За переміщенням цієї лінії можна судити про інтенсивність розвантаження підземних вод в море [11].

Дослідження про розвантаження підземних вод комплексом дистанційних методів, були виконані на солоному озері Біг-Куїлл в провінції Саскачеван в Канаді [16]. За результатами дистанційного зондування, що включає в себе аеророзвідку методом відображених радіохвиль, космічну зйомку в чотирьох діапазонах зі супутника «Лендсат-1» і інфрачервону аерозйомку, на дні озера було виявлено дев'ять осередків розвантаження підземних вод загальною площею 4 км². Комплексне застосування дистанційних методів в цьому районі дозволило з високою точністю картувати субаквальне розвантаження підземних вод і зробити розмежування аномалій, що викликаються розвантаженням підземних вод і спіралеподібними течіями в озері.

При вивченні субмаринних джерел важливе значення мають безпосередньо підводні спостереження за допомогою легкої водолазної техніки. При цих роботах морська гідрогеологічна зйомка дуже наближається по суті до наземної. При проведенні гідрогеологічних підводних робіт широко застосовуються такі методи, як морфометричний опис, використання різних барвників і індикаторів, в тому числі і радіоактивних, хімічне та температурне випробування морської води по розрізах і профілях, кінозйомка, фотографування, вимір витрати субмаринного джерела і його гідродинамічних параметрів, за допомогою різних вертушок, спеціальних витратомірів і т. п. Однак підводні гідрогеологічні дослідження мають ряд серйозних обмежень. В першу чергу це гранично допустима глибина занурення людини в легкому водолазному спорядженні, складова при користуванні звичайним стисненим повітрям 40 м, причому зі збільшенням глибини занурення скорочується час перебування аквалангіста під водою.

Дослідження за допомогою легкої водолазної техніки були здійснені на шельфі Чорного моря в районі гагринської групи субмаринних джерел, з метою вивчення механізму розвантаження підземних вод, через карстові джерела на дні моря [34].

Детальне вивчення субмаринних джерел з використанням водолазної техніки проводили в південному прибережжі Франції в районі м. Марселя [32]. Тут аквалангісти відібрали проби води та ґрунту, виконали морфологічні спостереження субмаринного джерела. Їм вдалося далеко проникнути по карстового каналу та провести підземну фотозйомку.

Великі роботи за участю аквалангістів були виконані при дослідженні джерела Порт-Мійо (в околицях м. Марселя). Аквалангістам вдалося детально закартувати заповнені водою підводні галереї на відстані більше 1 км. Вся вивчена мережа карстових галерей перебувала на глибині близько 20 м нижче поверхні моря, а вихід джерела - на глибині 45 м. Крім розвідки були проведені ретельні інструментальні вимірювання, для чого водолази встановили

створи, обладнані вимірювачами швидкості течії, манометрами та резистивіметрами рами [17].

Біля узбережжя Греції в затоці Арголікос в 400 м від берега аквалангістам вдалося відібрати проби води з субмаринного джерела Акавалос, розташованого на глибині 72 м нижче рівнів моря. Ними також був описаний вихід джерела, що нагадує собою вузьку тріщину і було виміряно його витрату [19].

Опис прийомів гідрогеологічних досліджень за допомогою водолазної техніки було б неповним, якщо не згадати досвід вимірювання дебіта та напору субмаринних джерел п'езометрами і витратомірами різної конструкції. Застосовуючи таке обладнання, можна вивчати, як зосереджені виходи підземних вод на дні моря, так і площадкове розвантаження. Ця обставина велими важлива, так як розосереджене розвантаження, як вже зазначалося раніше, має переважне значення.

Визначення напорів підземних вод, що розвантажуються через донні відклади, проводилися за допомогою спеціальних п'езометрів на оз. Юта в США [15]. Тут в результаті інфрачервоної зйомки, виконаної з літака на висоті 1100 м, були виявлені ділянки розвантаження підземних вод в акваторії озера, ці ділянки дуже близько співпали з аномаліями розподілу в озерній воді натрію, магнію і калію. Візуальні спостереження показали, що в районі розвантаження підземних вод утворюється вільний від льоду простір трикутної форми з підставою довжиною 5 км, розташованим у берегової лінії. Вершина трикутника віддалена від берега на 3 км. Крім того, при візуальних спостереженнях вдалося виявити на дні безліч каламутних завихрень діаметром до 3 м, які зв'язуються з розвантаженням підземних вод. На ділянці площадного розвантаження підземних вод на дні озера, виявленому за допомогою інфрачервоної зйомки і аеровізуальних спостережень, в донні відкладення вдавлювався на глибину 9 м голкофільтр, обладнаний п'езометром. Цікаво відзначити, що в свердловинах, пробурених на березі близько урізу води, рівень ґрунтових вод знаходиться приблизно на позначці рівня озера, а в п'езо-

метрах, розташованих в акваторії озера в районі аномалії, рівень досягає висоти 65 см над поверхнею озера. Це дає авторам підставу стверджувати, що в озері відбувається розвантаження напірних вод глибоких водоносних горизонтів. Дослідження комплексу методів вивчення субаквального розвантаження підземних вод, що включають інфрачервону зйомку з літака, аеровізуальні спостереження, гідрохімічні дослідження розрізу озерної води і безпосередньо вимірювання напору підземних вод на дні озера.

Значні перспективи має застосування витратомірів для оцінки швидкості фільтрації підземних вод через донні відкладення. Принцип пристрою витратоміра вертикального потоку підземних вод через дно полягає в тому, що ділянка дна обмежується циліндром певного перерізу, і таким чином виділяється площа, через яку вимірюється субаквальне розвантаження. Циліндр вдавлюється відкритою частиною в донні відкладення. До зачиненої частини циліндра, що має невеликий випускний отвір, приєднуються витратоміри різних конструкцій. Вимірюючи кількість води, що пройшла через витратомір в одиницю часу з певної площі дна, отримують модуль вертикального розвантаження підземних вод. Обладнавши такий витратомір нескладною електронною апаратурою, можна проводити тривалі режимні спостереження.

Вимірювання за допомогою подібного витратоміра були виконані на льодниковому озері Саллі, штат Міннесота [19]. В якості вимірювача витрати застосовувався пластиковий мішок, прикріплений до випускного штуцера на верхній закритій частині циліндра.

Така ж методика досліджень та апаратура використовувалась для оцінки розвантаження підземних вод через дно в зал. Грейт-Саут-Бей, штат Нью-Йорк, США [17]. Експериментальні роботи проводилися за чотирма профілями, перпендикулярним до північного берега затоки. Донні відкладення в районі досліджень подані добре проникними пісками. Результати вимірів показали, що в міру віддалення від берега різко зменшується субмаринне розвантаження підземних вод. Так, на відстані 30 м від берега, підземний стік на всіх профілях становив $40 \text{ л}/(\text{сут} \cdot \text{м}^2)$ і зменшувався до $10 \text{ л}/(\text{сут} \cdot \text{м}^2)$ при ви-

даленні на 100 м. Максимальна зафіксована витрата підземних вод складає 140 л/(сут·м²), а мінімальний 1 л/(сут·м²). В залежності субмаринного розвантаження від відстані до берега добре оппроксиміювалися експоненційною функцією і показали, що основне розвантаження з водоносного горизонту відбувається в межах 100-метрової прибережної смуги. Вважаючи, що вимірні значення субмаринного розвантаження за чотирма профілями репрезентативні для всього узбережжя, підземний стік в зал. Грейт-Саут-Бей оцінили в 220 тис. м³/добу, причому це значення не враховує субмаринне розвантаження напірних підземних вод перетіканням на великій відстані від берега.

Аналогічні дослідження були виконані на озері Таупо в Новій Зеландії [10]. В цьому випадку прилад був обладнаний не пластиковим мішком для збору розвантажувальних через донні відкладення підземних вод, а спеціальним витратоміром, змонтованим в вимірювальній голівці. Вимірювання проводились за розрізами, перпендикулярним до берега. У кожній точці виконувались по три вимірювання і брався середній результат. Розвантаження підземних вод на дні озера змінювалася від 475 л/(сут·м²) на глибині 0,2 м в 2 м від берега до 2 л/(сут·м²) на глибині 1,4 м в 33 м від берега.

Необхідно відзначити, що за даними всіх цих досліджень, субаквальне розвантаження підземних вод різко скорочується в міру віддалення від берега. У даних роботах оцінювався підземний стік тільки з верхніх водоносних горизонтів. Метод безпосередніх вимірів фільтрації підземних вод через дно найбільш зручний та інформативний при детальних морських гідрогеологічних дослідженнях, однак лиш на відносно невеликій глибині.

Вивчення виходів підземних вод на значній глибині можливо з використанням батискафів. Існуючі в теперішньому часі їх системи дозволяють протягом довгого часу і практично на будь-якій глибині відбирати проби відкладень, проводити підводні фотографування та інші спостереження. Дослідження виконані на батискафі «Алюмінаут» на шельфі біля берегів Флориди, виявили підводні виходи прісних і солонуватих вод та дозволили визначити умови їх розвантаження. Вивчення формування гарячих розсолів на дні Чер-

воного моря та обстеження глибоководних районів о. Байкал проводилося співробітниками Інституту океанології АН СРСР на батискафі «Пайсіс».

В арсенал методів вивчення субмаринного розвантаження підземних вод входить застосування різних індикаторів. Цей метод дозволяє по розбавленню в морській воді різних індикаторів, що запускаються в гирло грифона або в карстову порожнину на суші, визначити місце розташування джерела, умови розвантаження, а в ряді випадків і дебіт субмаринних джерел. Такими індикаторами є фарбувальні речовини типу флюоресцина, пофарбовані суперечки, різні ізотопи і просто прісна вода джерела, що розбавляє морську воду.

Для картування і визначення дебіту субаквальних джерел підземних вод можна використовувати і радіоактивні індикатори [18]. Для визначення дебіту застосовували метод розбавлення радіоактивного ізотопу ^{60}Co , який вводили в гирло джерела. Капсулу з радіоактивним ізотопом об'ємом 10 см^3 поміщали в нижній частині воронки джерела і розбивали її електродетонатором. Потім протягом 2 міс. визначали концентрацію ізотопу в різних точках навколо джерела за допомогою відведених вимірювальних перетворювачів. Дебіт джерела Q отримували з рівняння:

$$2,3 \lg (C/C_0) = Qt/V,$$

де C - концентрація індикатора в момент часу t після його введення; C_0 - концентрація індикатора в початковий момент часу в тому ж обсязі; V - об'єм, в якому відбувається перемішування.

З методів, заснованих на вивченні аномалій в складі та властивостях морської води, широко застосовується вимір її електропровідності. В основі цього методу лежить зв'язок між мінералізацією, хімічним складом і електричним опором води. Для виявлення виходів підземних вод в море вимірюють, за допомогою резистівметра, питомий опір морської води за профілями на різних глибинах. Одночасно з вимірюванням опору реєструється і температура.

ВИСНОВКИ

Взаємозв'язок морських вод з підземними водами прилеглих територій суші - один із проявів загального процесу взаємодії поверхневих і підземних вод. У цьому процесі поряд з підземним стоком вод суші в моря поширена інтрузія морських вод в підземні водоносні горизонти. У природних умовах інтрузія морських вод відбувається в тому випадку, якщо щільність гідравлічно пов'язаних з ними підземних вод менше щільності морських. Різниця щільності морських і прісних підземних вод обумовлює характер і швидкість інтрузії морських вод. Більш важкі морські води просуваються по підшві пласта, при цьому межа розділу між морськими і підземними водами набуває складну форму.

Процес інтрузії помітно інтенсифікується в разі значного відбору підземних вод на господарсько-побутові потреби. У зоні контакту прісних підземних вод і солоних морських виникає перехідна область, де солоність води змінюється від мінералізації прісної до солоності морської води. Місцезнаходження і розміри цієї перехідної зони залежать від щільності морської води, витрати субаквальних розвантаження підземних вод та інших параметрів. Створення підземних водозаборів в прибережних районах і інтенсивна відкачка прісних підземних вод можуть інтенсифікувати процес інтрузії солоних вод в прісноводні підземні горизонти і викликати важко переборні забруднення підземних вододжерел.

Інтрузії морських вод сприяють, наряду з водовідбором, розкривні роботи, експлуатація родовищ твердих корисних копалин, осушення, експлуатація нафтових і газових родовищ, т. є. всі види робіт, що призводять до порушення гідродинамічної і механічної рівноваги взаємозалежної системи водоносні горизонти - море. Основними шляхами інтрузії морських вод є: 1) впровадження морських вод безпосередньо у водоносний горизонт в місці виходу його в море; 2) рух морських вод в річки і канали і наступна фільтрація з річок та каналів в горизонт підземних вод.

Розробка стратегії оптимального використання прибережних водоносних пластів для водопостачання передбачає попереднє вивчення закономірностей інтрузії морських вод в берега в залежності від зміни елементів водного балансу, в тому числі таких як відкачування прісних або солоних вод з водоносного горизонту і закачування в нього. Зміни режиму і обсягів відкачування та закачування відповідає деякий нестационарний процес деформації і просування зони розділу прісних і морських вод.

Роботи з математичного моделювання інтрузії морських вод можуть бути розбиті на дві групи: в одній приймаються умови існування чіткої межі між прісною і солоною водою, а в іншій - вони змішуються. Доцільність використання того чи іншого методу моделювання залежить від конкретних гідрогеологічних умов.

В програмній середовищі Mathcad був зроблений розрахунок довжини клина солених вод в природних умовах на узбережжі Чорного моря. Аналіз отриманих даних показує істотне зменшення довжини клина солених вод при збільшенні градієнта потоку підземних вод і зниженні потужності водоносного горизонту. Також був зроблений розрахунок максимального граничного дебіту водозабору, при якому ще не станеться підтягування солоних вод. Аналіз отриманих даних показує збільшення цієї величини при збільшенні потужності водоносного горизонту, відстані від водозабору до моря, градієнта потоку підземних вод і коефіцієнту фільтрації.

Відбір підземних вод змінить природну гідродинамічну обстановку, зменшиться градієнт потоку підземних вод, що розвантажується в морі. В умовах зміненого градієнта потоку клин солоних вод просунеться углиб пласта і займе нове положення, що відповідає новому рівноважному стану між прісними і солоними водами. Для того, щоб визначити нову довжину клину солоних вод, треба знати градієнт потоку в порушених умовах. Згідно розрахунків довжини клина солених вод в порушених водовідбором умовах на узбережжі Чорного моря істотно зменшується при збільшенні відстані від водозабору до моря, коефіцієнту фільтрації та видаленні від головної лінії

струму. Разом з тим цей показник збільшується з ростом дебіту свердловини. Максимальний граничний дебіт водозабору з урахуванням різної щільності прісних і морських вод, при якому ще не станеться підтягування солоних вод збільшується при збільшенні потужності водоносного горизонту, відстані від водозабору до моря, градієнта потоку підземних вод і коефіцієнту фільтрації.

В програмній середовищі Mathcad був також зроблений розрахунок довжини клина морських вод з урахуванням різної щільності прісних і морських вод для лінійного ряду свердловин, при якому ще не станеться підтягування солоних вод при наступних параметрах: $\gamma_c = 1.03 \text{ г/см}^3$; $\gamma_n = 1 \text{ г/см}^3$. Аналіз отриманих даних показує збільшення цієї величини при збільшенні потужності водоносного горизонту і дебіту свердловин, та її зменшення при збільшенні відстані між свердловинами, градієнта потоку підземних вод і коефіцієнту фільтрації.

Для забезпечення якості підземних вод з лінійного водозабору, крім його розташування на видаленні від моря на величину більшу ніж довжина клина солених вод, необхідно передбачити заходи спрямовані на періодичні дослідження підземного водообміну в процесі експлуатації водозабору.

КАФЕДРА
ПІДРОГЕОЛОГІЇ
ТА ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ



ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

- 1 Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. Труды УкрНИГРИ, вып. 25 – М.: Недра, 1971-343с.
- 2 Гидрогеологические основы охраны подземных вод от загрязнения./В.Гольдберг, С.Газда.- М.:Недра.1984.
- 3 Державна геологічна карта України. Карпатська серія. Ужгородська група аркушів М-34-XXIX (Сніна), М-34-XXXV (Ужгород), L-34-V (Сату-Маре). Масштаб 1:200000. 2003р./Б.В. Мацьків, Ю.В. Ковальов, Б.Д. Пукач, В.М. Воробканич.
- 4 Классификация подземных минеральных вод./В.Иванов,Г.Невраев.- М.:Недра,1964.-167 с.
- 5 Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек/ Б.Боревский, Б.Самсонов, Л.Язвин.-М.:Недра, 1979-326с.
- 6 Месторождения углекислых вод горно-складчатых регионов/Г.Вартанян. -М.:Недра, 1977.-326 с.
- 7 Минеральные воды/А.Овчинников.-М.: Госгеолтехиздат, 1963.- 375 с.
- 8 Оценка запасов подземных вод /Б. Боревский, Н. Дробноход, Л. Язвин.-Киев.: Вища школа,1989.- 407 с.
- 9 Оценка эксплуатационных запасов подземных вод/Н. Биндеман.- М.: Госгеолтехиздат, 1963-203 с.
- 10 Поиски, разведка и оценка эксплуатационных запасов месторождений минеральных вод/ Вартанян Г.С., Яроцкий Л.А.: М.Недра, 1972.
- 11 Санитарная охрана водозаборов подземных вод/А.Е. Орадовская
- 12 СНИП 2.04.02.-84. Водоснабжение. Наружные сети и сооружения/Госстрой СССР:М.Стройиздат, 1985-136 с.
- 13 Справочник гидрогеолога. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 616 с.
- 14 Справочное руководство гидрогеолога.- Л.: Недра, 1979.- 512 с.
- 15 Стан ресурсів вуглекислої провінції мінеральних вод Закарпаття/ Г.Г.Лютий, Б.Т. Полонський
- 16 Інструкція із застосування запасів і ресурсів корисних копалин державного фонду надр до родовищ мінеральних підземних вод. – Київ.: 2002. – 49 с.
- 17 Інструкція до змісту, оформлення та порядок подання до ДКЗ України матеріалів геолого-економічної оцінки родовищ мінеральних підземних вод. – Київ.: 2003. – 55 с.
- 18 ДСТУ 878-93. Води мінеральні питні. Технічні умови. Держстандарт України.- Київ 1994.-88 с.
- 19 Вскрытие пластов и опробование скважин при бурении на минеральные воды/Тесля А.Г.-Москва:Недра, 1983.-154 с.
- 20 Отчет по теме 33/74 «Проведение исследований газонасыщенности подземных вод в температурных условиях на разведочных площадях Закарпаття/ Бабаев В.В.
- 21 Отчёт по гидрогеологической съёмке масштаба 1:50000 листа М-34-130-Б (Свалява) 1967-1969г.г. Берегово, 1970. Грищенко С.Д., Райков Т.Л., Генова М.В., Петрова М.М.
- 22 Результати дослідно-експлуатаційної розробки та оцінки експлуатаційних запасів мінеральних вод Драгівського родовища Хустського

- району Закарпатської області станом на 14.10.2004 р./Жарнікова Р.
- 23 Отчёт о детальной разведке на Нелипинском месторождении углекислых минеральных вод за 1974-1977 гг./ Петрик В.Н.
- 24 Отчет по доизучению геологического строения ранее заснятых площадей в м-бе 1:50000 территории листов М-34-131-А,В,Г, за 1977-1980 гг./ Приходько М.Г. И др.
- 25 Отчёт о результатах поисков минеральных углекислых вод для проектируемого Свалявского завода розлива за 1977-1980 гг./ Райкова Л.К., Устинова Г.Г., Рыбальченко Е.Г.
- 26 Отчет по геологическому доизучению площади листов М-34-118-Г и М-34-130-Б (Свалява) в м-бе 1:50000 за 1978-1982 гг./ Тарасенко В.И., Пудгородский А.А.
- 27 Веригин М.Н. Методы определения фильтрационных свойств горных пород. М. «Недра».1963.
- 28 Климентов П.П., Кононов В.М. Динамика подземных вод. М. Высшая школа. 1985.
- 29 Климентов П.П. Методика гидрогеологических исследований. М. «Недра», 1961, 390с.
- 30 Лапшин Н.Н., Орадовская А.В. Рекомендации по гидрогеологическим расчетам для определения границ второго и третьего поясов зон санитарной охраны подземных источников хозяйственно-питьевого водоснабжения. М. ВНИИ ВОДГЕО, 1983
- 31 Максимов В.М. и др. Справочное руководство гидрогеолога. Л., «Недра», 1967, кн.1-587 с., кн.2-360с.
- 32 Щеголев Д.И. и др. Гидрогеология СССР. Том VI. Донбасс. М. «Недра». 1971, 480с.
- 33 Временные методические рекомендации по проведению эколого-геологических исследований (на территории Украины). Киев, 1994. 330с
- 34 Веригин М.Н. Методы определения фильтрационных свойств горных пород.
- 35 Вартанян Г.С., Яроцкий Л.Н. Поиски, разведка и оценка эксплуатационных запасов месторождений минеральных вод. М. «Недра», 972, 126с.
- 36 Климентов П.П., Кононов В.М. Динамика подземных вод. М. Высшая школа. 1985.
- 37 Державні санітарні правила і норми «Вода питна. Гігієнічні вимоги до якості води централізованого господарсько питного водопостачання» (ДСанПіН).
- 38 «Класифікація мінеральних вод України. Методичні рекомендації.» Київ, 2001, 21с.
- 39 Климентов П.П. Методика гидрогеологических исследований. М. «Недра», 1961, 390с.
- 40 Лапшин Н.Н., Орадовская А.В. Рекомендации по гидрогеологическим расчетам для определения границ второго и третьего поясов зон санитарной охраны подземных источников хозяйственно-питьевого водоснабжения. М. ВНИИ ВОДГЕО, 1983.

ВІДЗИВ

наукового керівника на кваліфікаційну роботу ступеня магістр
НТУ «Дніпровська політехніка» спеціальності 103 «Науки про Землю»,
студента гр. 103м-18-2 Кочури Анастасії Олександрівни
«Динаміка взаємодії берегових водозаборів і моря та обґрунтування заходів
щодо забезпечення якості відкачуваної води»

Зв'язок завдання на кваліфікаційну роботу з об'єктом діяльності магістра. Завдання на представлену кваліфікаційну роботу безпосередньо пов'язано з об'єктом діяльності магістра за освітньо-професійною програмою «Гідрогеологія» спеціальності 103 «Науки про Землю» — дослідженням водообміну суші і моря.

Актуальність. Підземний стік в моря є важливим показником ресурсів підземних вод. В останні роки в багатьох районах земного шару відзначається дефіцит водних ресурсів. Для приморських районів недолік у воді, особливо в прісній хорошій якості, в ряді випадків можна значно зменшити або навіть покрити повністю за рахунок використання підземних вод, які в даний час стікають в море. Тому тема кваліфікаційної роботи студента Кочури Анастасії Олександрівни є актуальною.

Відповідність змісту стандартам вищої освіти та дескрипторам НРК. Зміст роботи повністю відповідає стандартам вищої освіти та дескрипторам НРК. Робота складається зі вступу, 6 розділів, висновку, переліку посилань, та додатків.

Інноваційність отриманих рішень. У роботі була виконана оцінка механізму гідродинамічної взаємодії підземних і морських вод та кількісні розрахунки підтягування морських вод до водозабору при різних технологічних варіантах його роботи. В програмній середовищі Mathcad був зроблений розрахунок довжини клина солених вод в природних умовах і при роботі водозабору на узбережжі Чорного моря. Також був зроблений розрахунок макси-

мального граничного дебіту водозабору, при якому ще не станеться підтягвання солоних вод.

Практичне значення результатів. Результати роботи можуть бути використані при розрахунку експлуатаційних показників роботи водозаборів розташованих біля морського узбережжя, а також оцінки параметрів водного балансу в межах окремих регіонів.

Ступінь самостійності виконання. Студент Кочура А.О. виконав кваліфікаційну роботу самостійно за допомогою консультацій наукового керівника.

Застосування ПЕОМ, реальність, комплексність. Всі розрахунки виконані автором з використанням обчислювальної техніки та свідчать про його високий рівень підготовки як фахівця. Робота оформлена у відповідності з вимогами до кваліфікаційних робіт ступеню магістра, має необхідний графічний та табличний матеріал.

Недоліки. При виконанні розрахунків в кваліфікаційній роботі крім приймання умови існування чіткої межі між прісною і солоною водою, доцільно розглянути випадок коли вони змішуються.

Комплексна оцінка. Кваліфікаційна робота Кочури Анастасії Олександрівни відповідає вимогам до рівня вищої освіти за НРК та компетентностям освітньої програми «Науки про Землю» і заслуговує оцінки «добре», а її автор Кочура А.О. – присвоєння кваліфікації магістр за спеціальністю 103 – Науки про Землю.

Науковий керівник:

зав. каф. гідрогеології та інженерної геології

д.т.н., проф.

Д.В. Рудаков

РЕЦЕНЗІЯ

на кваліфікаційну роботу ступеня магістр

НТУ «Дніпровська політехніка» спеціальності 103 «Науки про Землю»,
студента гр. 103м-18-2 Кочури Анастасії Олександрівни
«Динаміка взаємодії берегових водозаборів і моря та обґрунтування заходів
щодо забезпечення якості відкачуваної води»

У кваліфікаційній роботі ступеню магістра Кочури Анастасії Олександрівни наведені дані про сучасний стан гідрології океанів і морів, механізм гідродинамічної взаємодії підземних і морських вод, методи прогнозу підземного стоку в море та основні закономірностей інтрузії морських вод в прісні підземні води.

В програмному середовищі Mathcad був зроблений розрахунок залежності довжини клина солених вод в порушених водовідбором умовах на узбережжі Чорного моря від дебіту свердловин, коефіцієнту фільтрації та вида-
ленні від головної лінії струму. Також було визначено максимальний граничний дебіт водозабору з урахуванням різної щільності прісних і морських вод, при якому ще не станеться підтягування солоних вод.

Поставлені в роботі задачі вирішені в повному обсязі на сучасному технічному рівні. Робота оформлена у відповідності з вимогами до кваліфікаційних робіт ступеню магістра, має необхідний графічний та табличний матеріал.

Кваліфікаційна робота магістра Кочури Анастасії Олександрівни відповідає вимогам до рівня вищої освіти за НРК та компетентностям освітньої програми і заслуговує оцінки «добре», а її автор Кочура А.О. – присвоєння кваліфікації магістр за спеціальністю 103 – Науки про Землю.

Рецензент:

доц. каф. геології та розвідки родовищ корисних копалин
к.г.н.

О.В. Сливна

Результати перевірки на наявність плагіату
в магістерській роботі студента групи 103м-18-2

Кочури Анастасії Олександрівни

на тему: «Динаміка взаємодії берегових водозаборів і моря та обґрунтування
заходів щодо забезпечення якості відкачуваної води»

Зазначена робота перевірена комп'ютерною програмою виявлення та запобігання плагіату «StrikePlagiarism».

За результатами перевірки відсоток запозичень складає 27%.

Науковий керівник

Нормо контролер

Зав. кафедри

Проф. Рудаков Д.В.

Доц. Загриценко А.М.

Проф. Рудаков Д.В.

13.12.2019 р.

КАФЕДРА
ГІДРОГЕОЛОГІЇ
ТА ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ