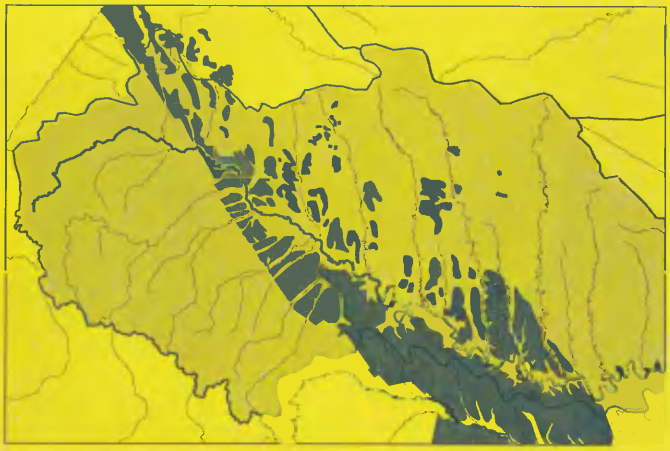
С.Д. АКСЬОМ
В.К. ХІЛЬЧЕВСЬКИЙ

Вплив сульфатного карсту на хімічний склад природних вод у басейні Дністра



С.Д. АКСЬОМ
В.К. ХІЛЬЧЕВСЬКИЙ

Вплив сульфатного карсту на хімічний склад природних вод у басейні Дністра

Київ
„Ніка-Центр"
2002

УДК 556.114:(551.448:546.226)](477)
ББК 26.22
А-41

Рецензенти:

Г.І.Рудько, доктор геол.-мін. наук, доктор геогр. наук, професор
(Національна акціонерна компанія "Надра України")
В.Г.Пазинич, кандидат геогр. наук, доцент
(Київський національний університет імені Тараса Шевченка)

Рекомендовано до друку вченою радою Інституту геологічних наук НАН України

Рекомендовано до друку вченою радою географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка

АКСЬОМ С.Д., ХІЛЬЧЕВСЬКИЙ В.К.

А-41 **Вплив сульфатного карсту на хімічний склад природних вод у басейні Дністра**. – К.: Ніка-Центр, 2002. – 204 с.: іл.

ISBN 966-521-151-X

В монографії узагальнено та систематизовано існуючі дані щодо умов взаємодії і методів термодинамічних розрахунків системи "вода – сульфатні породи"; розглянуті результати натурного моделювання інтенсивності розчинення гіпсів. Отримані результати характеризують різні умови розвитку карсту, компоненти потоку, умови взаємодії води з породою.

Оцінений вплив карсту на водний стік та стік хімічних речовин у верхній частині басейну Дністра.

AKSEM S.D., KHILCHEVSKIY V.K.

The estimation of sulfate karst influence on natural water chemical composition of Dniester-river basin. – Kyiv: Nika-Centr, 2002. - 204 p.: ill.

The existing information as to conditions of interaction and the methods of "water-sulfate rocks" system thermodynamic calculation are generalized and systematized; the results of rate gypsum dissolution modeling (in natural condition) are considered. The obtained data characterize different conditions of karst development, flow components, different environments of water-rock interaction.

The karst influence on rivers discharge (a volume and chemical composition) in the upper part of Dniester-river basin is estimated.

УДК 556.114:(551.448:546.226)](477)
ББК 26.22

ISBN 966-521-151-X

© С.Д Аксьом, В.К Хільчевський, 2002

ПЕРЕДМОВА

Розвиток різних галузей економіки вимагає всебічного вивчення й урахування місцевих природних умов. Особливо це відноситься до вивчення карсту* - процесу, який істотно впливає на ландшафтні особливості території, її рельєф, підземні та поверхневі води, водний стік і стік хімічних речовин, рослинний покрив тощо. Карстові процеси та форми, що виникають при цьому, справляють істотний, найчастіше негативний, вплив на господарську діяльність людини – водопостачання, будівництво, освоєння сільськогосподарських угідь.

Високий рівень сучасного техногенного навантаження на природні системи, зміна природнокліматичних умов Західного регіону України (південної частини Західно-Української лісостепової провінції), які призвели до активізації карстових процесів, визначили за кінцеву мету досліджень вивчення гідрологічних, гідрогеологічних, гідрохімічних умов розвитку карстових порожнин у міоценовій сульфатній товщі й оцінку впливу сульфатного карсту на хімічний склад природних вод. Лише всебічне вивчення хімічного складу та інтенсивності розчинення гіпсу в різних елементах потоку, різних умовах взаємодії води з породою, різних режимах функціонування водоносної системи дозволило одержати репрезентативні генералізовані вихідні дані для подальшого концептуального та математичного моделювання спелеогенезу в гіпсах.

Швидкість розчинення порід, що визначається з рівняння балансу мас, одержаного з використанням гідрографа та хемографа, дає лише інтегровані, осереднені для всього басейну значення, чого недостатньо для детального аналізу завдяки великій просторовій і часовій нерівномірності інтенсивності розчинення в карстових системах. З ці-

* Процес хімічного та механічного впливу підземних і поверхневих вод на розчинні проникні гірські породи (вапняки, доломіти, гіпси, ангідрити, кам'яну та калійну солі) [*44*].

ої точки зору особливу цінність мають результати польових експериментів з натурного моделювання інтенсивності розчинення гіпсів, що були проведені на території досліджень протягом низки років. Одержані результати характеризують різні умови розвитку карсту, різні компоненти потоку, різні умови взаємодії води з породами та пов'язані з гідрохімічними даними. Це дає змогу зробити узагальнення та порівняльну характеристику інтенсивності карстового процесу в різних умовах.

Використання сучасних геоінформаційних технологій, комп'ютерних баз гідрохімічної та карстологічної інформації дозволяє швидко й ефективно аналізувати різнопланову гідрохімічну, карстологічну, гідролого-гідрогеологічну та гідроекологічну інформацію, будувати карти, що наочно відбивають результати цього аналізу.

Виконані дослідження дозволили оцінити вплив сульфатного карсту на стік хімічних речовин у басейні р.Дністер та розрахувати частку підземного стоку, що проходить крізь товщу закарстованих сульфатних порід.

В основу монографії покладені результати багаторічних (1982-2001 рр.) польових, камеральних, аналітичних і узагальнюючих досліджень авторів у межах науково-дослідних тем і проектів Інституту геологічних наук НАН України та Дослідного підприємства цього інституту, Комісії з гідрогеології карсту та спелеогенезу Міжнародного спелеологічного Союзу і кафедри гідрології та гідроекології географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка (С.Д.Аксьом, науковий співробітник ІГН НАН України, В.К.Хільчевський, доктор географічних наук, професор, завідувач кафедри гідрології та гідроекології університету).

РОЗДІЛ 1. ОГЛЯД ІСТОРІЇ ПРОБЛЕМИ

Розділ присвячений предмету досліджень – сульфатним породам, визначенню їхнього місця серед інших порід, у яких розвиваються карстові явища, а також характеристиці стану дослідження хімічного складу природних вод районів розвитку сульфатного карсту.

1.1. Сульфатні породи в земній корі

Найрозповсюдженіші породи, в яких розвиваються карстові системи, представлені карбонатними, сульфатними та хлоридними мінералами. До групи сульфатних мінералів евапоритових формацій входять 16 мінералів, в яких катіони представлені іонами натрію, калію, кальцію та магнію, але лише сульфат кальцію (гіпс і ангідрит) утворює потужні, значні за площею розповсюдження, поклади [*149*]. Решта мінералів (сульфати натрію, калію, кальцію та магнію) утворюють незначні поклади потужністю не більше одиниць метрів.

Гіпс – розповсюджений у земній корі мінерал, двохводний сульфат кальцію – $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. Хімічно чистий гіпс характеризується вмістом CaO – 32,56%, SO_3 – 46,51%, H_2O – 20,93%. Об'ємна маса гіпсу 2,2-2,4 кг/дм^3 [*33*]. Хімічний склад природного гіпсу залежить від кількості та складу домішок (табл. 1.1).

Гіпс утворює зернисті, листуваті, порошкоподібні, волокнисті, радіально-променеві агрегати. Кристалізується в моноклінальній сингонії, створюючи як одиночні, так і здвійникувані кристали ("ластівчині хвости"). Кристали гіпсу прозорі, безкольорові, інколи вони забарвлені у коричневі відтінки. У масі гіпс сірий, білий, коричневий, сірий, червонуватий, жовтуватий, інколи плямистий.

Ангідрит – безводна сірчанокисла сіль кальцію – $CaSO_4$. Хімічний склад : CaO – 41,2%, SO_3 – 58,8%. Об'ємна маса гіпсу 2,963-2,98 кг/дм^3.

Ангідрит утворює зазвичай дуже щільні тонкозернисті відклади білого, сірого, блакитного, зеленкуватого та жовтого кольору.

Таблиця 1.1

Хімічний склад гіпсів Подільсько-Буковинської карстової області (за [45])

Місце відбору	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$, %	Вміст домішок, %			
		MgO	Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2
с.Нижнє Кривче, кар'єр	99,47	0,07	0,04	0,00	0,54
с.Млинки, біля входу до печери	99,72	0,09	0,03	0,11	0,19
с.Млинки, східна частина печери	99,78	0,14	0,06	0,24	0,51
с.Стрілківці, біля входу до печери Озерна	99,41	0,09	0,03	0,13	0,52
с.Стрілківці, східна частина печери	99,38	0	0,04	0	0,12

Входячи до галогенної формації, гіпс і ангідрит утворюють масиви як мономінеральних порід, так і порід змішаного складу – *гіпсо-ангідрити* чи *ангідрито-гіпси*, якщо другорядний мінерал міститься в значній кількості.

Як гіпси, так і ангідрити часто містять різноманітні домішки – глинисті мінерали, пісково-алевритові уламкові зерна.

Найпоширенішими є первинні відклади лагунно-морського походження та відклади, сформовані за рахунок гідратації ангідриту [*33*]. У зоні активного водообміну осадового чохла (приповерхневій зоні) масиви сульфатних порід складені переважно гіпсом.

Сульфатні породи знаходяться майже на 25% суходолу [*145*]. Найбільшого розповсюдження гіпси й ангідрити набули у північній півкулі. Площа їхнього розповсюдження у межах континентів сягає 7 млн. км^2 [*91*]. На поверхні у відслоненнях чи у неглибокому заляганні гіпси й ангідрити охоплюють значно менші площі. Слід, однак, зауважити, що розвиток карсту відбувається не лише в приповерхневих обстановках, але й у більш глибоких, інколи без відображення в рельєфі, відіграючи значну роль у перетворенні геологічних розрізів і зміні гідрогеологічних умов. Значні площі розповсюдження гіпсів і ангідритів розташовані в США, Канаді, Росії, Україні – країнах, де гіпсовий карст представлений найширше. Численні, однак менші за масштабами, карстові райони зустрічаються у багатьох країнах, з яких найвідомішим є гіпсовий карст країн південного Середземномор'я, Німеччини, Польщі.

На території країн, що входили до складу колишнього СРСР, поховані та відслонені гіпси й ангідрити, а також гіпсоносні породи різного віку охоплюють площу понад 5 млн. км^2 [*33*], що становить понад 70% площі поширення цих порід у межах суходолу.

1.2. Взаємодія сульфатних порід з природними водами

Однією з основних умов розвитку карсту є наявність гірських порід, що складаються з легкорозчинних у природних водах мінералів. Дослідженню процесів розчинення та рівноваги в системі "тверда речовина–розчин" присвячена низка досліджень і публікацій. Стосовно сульфатних порід та у зв'язку з вивченням карсту ці проблеми висвітлювалися в детальних оглядах, серед яких варто відзначити роботи Ф.Ф.Лаптєва [*77*], Д.С.Соколова [*126*], А.А.Туришева [*131*], В.П.Звєрєва [*47, 48*], К.А.Горбунової [*33*] та ін. Цікаві узагальнюючі роботи останнього часу виконані У.Вайтом [*154*], Д.Фордом і П.Вільямсом [*145*], Дж.М.С.Хорді [*142*], а також інтернаціональним колективом авторів [*147*]. Важливим регіональним оглядом є робота С.В.Кушніра [*76*]. Під час підготовки цього розділу були використані як зазначені узагальнюючі роботи, так і більш вузькоспеціальні.

Кінетика та динаміка розчинення гіпсу. Процес розчинення – один із головних процесів, що беруть участь у формуванні хімічного складу підземних вод. Здатність твердої речовини до розчинення залежить від складу та структури поверхні твердої фази, складу та структури самого розчину, температури, тиску й інших чинників, спільний прояв яких і визначає величину розчинності речовини за даних термодинамічних умов. Процеси розчинення мінеральної речовини дуже поширені при взаємодії природних вод з вміщуючою породою. Результатом такої взаємодії є як перехід у природні води окремих іонів, так і розчинення породи (від окремих зерен до значних масивів).

Таблиця 1.3

Температурна залежність розчинності гіпсу у воді

Температура, °С	Розчинність, г/дм^3	
	$CaSO_4$	у перерахунку на $CaSO_4 \cdot 2H_2O$
0	1,759	2,224
8	1,910	2,420
10	1,928	2,438
20	2,001	2,531
30	2,090	2,643
40	2,093	2,647

Варто зауважити, що наведені в довідниках значення розчинності стосуються сумарного вмісту сульфат- і кальцій-іонів у природних водах. Лише О.О.Алекін і Л.В.Бражникова [*6*] наводять значення розчинності для гіпсу (двохводного сульфату кальцію) – 2,58 г/кг. Зменшення розчинності зі збільшенням температури спостерігається в ангідриту. При температурі нижче 42 °С розчинність ангідриту вища, ніж у гіпсу, при підвищенні температури співвідношення розчинності цих мінералів змінюється на протилежне (рис. 1.1).

Ф.Ф.Лаптєв [*77*] провів низку дослідів, мета яких – визначення відносної швидкості розчинення гіпсових призм розміром 1х1х2 см дистильованою водою в потоці швидкістю 1,2 м/хв. Втрати маси зразків становили від 13% для ангідриту до 24-26% для щільного гіпсу та 34% для селеніту.

А.М.Кузнєцов [*72*] провів серію дослідів з розчинення зразків гіпсу й ангідриту непорушеної будови з району Камської ГЕС. Досліджувався ступінь насиченості води сульфатом кальцію, що перейшов до води під час розчинення стінок штучної тріщини. Встановлено, що гіпс розчиняється легше ангідриту; руйнівна дія води на породу найактивніша в місці проникнення води в породу; розчинююча дія води зменшується в міру насичення води сульфатом кальцію.

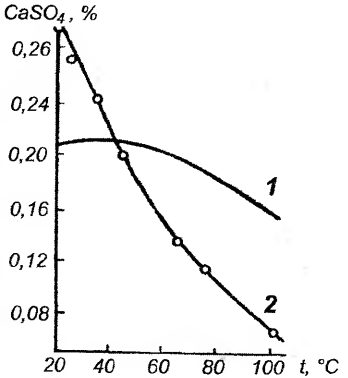


Рис. 1.1. Розчинність гіпсу та ангідриту в інтервалі температур 20-100 °С (за [*126*]): 1 – гіпс, 2 – ангідрит

Г.Г.Скворцов [*125*] протягом кількох років проводив натурні дослідження на ділянці розвитку сульфатного карсту в Башкирській АРСР. У результаті спостережень як за об'ємом карстових лійок, що утворилися на поверхні, так і за іонним стоком з масиву була розрахована швидкість розвитку карсту.

Д.П.Прочухан [*112*] на підставі дослідів досяг висновку, що щілина з плоскопаралельними стінками завдяки руху нею води поступово розширюється та набуває клиноподібної форми.

Н.Н.Маслов і В.Г.Науменко [*93*] визначали інтенсивність розчинення гіпсу в нерухомому розчиннику. Завдяки цим дослідам було встановлено, що швидкість розчинення природного гіпсу при конвективному переносі речовини досягає 46 мг з см^2/добу, при дифузному переносі продуктів розчинення швидкість розчинення значно менша й вимірюється долями міліграмів з см^2/добу. У ході цих робіт визначалася також швидкість насичення вод, що фільтруються, сульфатом кальцію. Експерименти з визначення довжини шляху насичення виконувалися з чистим природним гіпсом при початковому розкритті тріщин 0,1-5,5 мм і гідравлічних градієнтах 0,002-1. Як розчинник використовувалася дистильована вода температурою 17-18 °С. Встанов-

лено, що насичення водного розчину сульфатом кальцію в реальних умовах відбувається на відстані від десятків сантиметрів до сотень метрів. Результати експериментів дозволили зробити висновок про те, що як швидкість розчинення гіпсів, так і швидкість насичення вод сульфатом кальцію залежать насамперед від структурних особливостей гіпсу, швидкості фільтрації, розкриття тріщин. Швидкість насичення, крім того, залежить від концентрації та температури розчинника, а також від гравітаційних і дифузних чинників.

А.Е.Орадовська [*98, 99*] виконала низку досліджень, присвячених вивченню фільтраційного вилуговування загіпсованих порід.

М.П.Семенов [*122*] розглянув принципову схему вилуговування гірських порід з системи первинних тріщин під впливом агресивних вод, що надходять із суміжних водоносних горизонтів. У роботі відзначено, що на розвиток карстового процесу в річкових долинах істотний вплив справляє гідрологічний режим річки: втрати річкового стоку на живлення карстових вод; періодичне затоплення карстових порожнин паводковими водами тощо.

Варто зазначити, що, згідно експериментальних досліджень В.І.Маніхіна [*92*], розчинність гіпсу й ангідриту істотно зростає з підвищенням тиску. Так, при температурі 20 °С зі збільшенням тиску від 1 до 3000 кг/см^2 розчинність гіпсу зростає від 2,0 до 12,4 г/кг, при температурі 40 °С – від 2,1 до 15,5 г/кг. Ще істотніше залежно від зміни тиску змінюється розчинність ангідриту. При температурі 30 °С зі збільшенням тиску від 1 до 3000 кг/см^2 розчинність зростає відповідно від 2,5 до 19,0 г/кг, при температурі 50 °С – від 1,9 до 30,0 г/кг. З наведених результатів можна зробити висновок щодо наявності на значних глибинах вод з високим вмістом розчиненого сульфату кальцію.

Результати досліджень Н.М.Красунцевої та В.М.Левченко [*67*] засвідчили, що в присутності вільної вуглекислоти та вапняку перехід сульфатних вод у гідрокарбонатні може супроводжуватися пересиченням вод розчиненим сульфатом кальцію. Такі води, потрапляючи

в сприятливі термодинамічні умови, можуть бути джерелом додаткового гіпсоутворення.

Низка експериментів з дослідження розчинності гіпсів була проведена в Пермському університеті [*105*]. Досліджувалося розчинення гіпсу в дистильованій і природній воді. Вивчалася також швидкість розчинення гіпсу залежно від швидкості та характеру руху розчинника.

Значною мірою розчинність будь-якої солі залежить від присутності інших: розчинність зменшується при наявності в розчині однойменних іонів і збільшується при наявності різнойменних.

Дослідження, що їх виконали Е.Б.Штерніна й Е.В.Фролова [*140*], засвідчили зростання розчинності сульфату кальцію до 4,356 г/дм^3 у розчині хлористого натрію з концентрацією 20,013 г/дм^3.

Результати досліджень В.М.Левченко [*83, 84*], проведені для вищих концентрацій хлоридів у водах, показали, що розчинність сульфату кальцію значно зростає разом зі збільшенням концентрації NaCl у розчині, досягаючи максимального значення (7,480 г/дм^3) при вмісті хлориду натрію близько 2,2 моль/дм^3 (129,60 г/дм^3). З подальшим збільшенням солоності розчинність сульфату кальцію плавно зменшується, залишаючись, однак, значно вищою від початкового рівня (рис. 1.2).

У присутності сульфату натрію при незмінній температурі розчинність сульфату кальцію спочатку зменшується до 1,4 г/дм^3 (при 16,36% Na_2SO_4), потім збільшується до 2,6 г/дм^3 (при 222,6 г/дм^3 Na_2SO_4) [*33*].

Розчинність сульфату кальцію у водних розчинах різних солей при температурі 25 °С [*139*] досить різко зростає зі збільшенням кількості розчинених солей, а після досягнення максимуму – поступово зменшується (рис. 1.3). Водночас ці криві демонструють, що вплив різних солей на гіпсову ємність вод не однаковий, різним є також і положення точки максимуму.

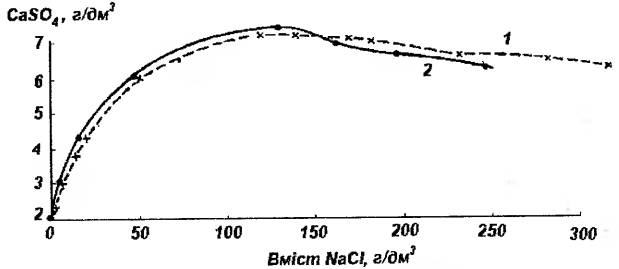


Рис. 1.2. Залежність величини розчинності сульфату кальцію від концентрації хлориду натрію:

1 – за даними Е.Б.Штерніної й Е.В.Фролової [*140*] і В.М.Левченко [*83*];
2 – за даними Н.В.Кудряшової (за [*7*])

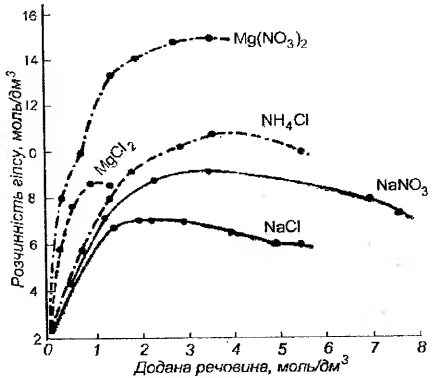


Рис. 1.3. Розчинність сульфату кальцію у водних соляних розчинах при температурі 25 °С [*139*])

Результати численних експериментальних робіт, присвячених вивченню розчинності гіпсу, дозволили зробити такі висновки [*33, 34*]:

1. За температур, що є характерними для земної поверхні та зони аерації (0 – 40 °С) гіпс та ангідрит мають значно вищу розчинність порівняно з карбонатними породами.
2. Істотна роль у розвитку сульфатного карсту належить швидкості руху розчинника та довжина шляху фільтрації. Насичення природних вод сульфатом кальцію відбувається значно швидше, ніж карбонатних порід.
3. Склад природних вод, що потрапляють у товщу гіпсів чи ангідритів, також є одним із основних чинників, що впливають на швидкість розчинення порід. У міру насичення води сульфатом кальцію інтенсивність розвитку карсту зменшується. Найвищої інтенсивності карстовий процес досягає у місцях надходження до товщі маломінералізованих вод (поглинання поверхневих вод та перетік із суміжних водоносних горизонтів).
4. Інтенсивність розчинення гіпсів змінюється за умови присутності в розчині інших іонів: зменшується при наявності однойменних іонів і збільшується при наявності різнойменних.

Ціла низка лабораторних і натурних досліджень була проведена з метою визначення швидкості розчинення гіпсу.

Для розрахунку коефіцієнта швидкості розчинення гіпсу K А.І.Печоркін [*104*] запропонував емпіричну залежність, яку можна застосовувати у межах 0 – 40 °С: $K = k_o^x + \alpha T$, де k_o^x - ефективна константа швидкості розчинення, 0,0015 см/хв при 0 °С, α - безрозмірний коефіцієнт, $\alpha = 0{,}00007$, T - температура, °С.

У табл. 1.4 наведені значення коефіцієнта швидкості розчинення гіпсів при різних температурах, одержані різними авторами. Варто підкреслити, що значення константи швидкості розчинення, запропоноване А.І.Печоркіним [*104*] (0,000025 см/с при 0 °С), на два порядки нижчі значень, наведених у цій таблиці.

Таблиця 1.4

Значення коефіцієнта швидкості розчинення гіпсу *K*

Температура, °С	*K*, см/с	Автор, джерело
7	0,00337	М.А.Коржанов (за [*47*])
10	0,0026	А.Джеймс [*148*]
15	0,0017	А.Джеймс [*148*]
20	0,0040	А.П.Білопольський (за [*47*])
25	0,0055	Н.А.Коржанов (за [*47*])
35	0,0079	А.Л.Лебедєв, А.В.Лехов [*82*]
	0,0055-0,0098	А.Л.Лебедєв [*80*]
	0,0073	М.А.Коржанов (за [*47*])
50	0,0096	М.А.Коржанов (за [*47*])

Як відзначалося вище, розчинність сульфатів у воді залежить від наявності сторонніх іонів, особливо хлоридів. Ю.В.Порошин [*109*] виконав серію експериментів з розчинення гіпсів за різної температури в присутності різних солей. За його даними, найбільшою швидкістю розчинення характеризується селеніт, крупно- та дрібнозернистий алебастр і прозорий гіпс. Ангідрит розчиняється значно повільніше, оскільки цей процес іде через проміжну стадію – реакцію його повної гідратації. Швидкість розчинення гіпсу при температурі 0 °С дорівнює $9{,}0 \cdot 10^{-8}$ см/с. Зі збільшенням вмісту сульфату кальцію у воді швидкість розчинення гіпсу зменшується в середньому на $0{,}19 \cdot 10^{-8}$ см/с на кожен відсоток збільшення концентрації. Швидкість розчинення гіпсу пропорційна швидкості руху води: вона зростає на $3 \cdot 10^{-8}$ см/с на кожен сантиметр у секунду збільшення швидкості потоку.

А.Джеймс [*148*] наводить залежність коефіцієнта швидкості розчинення гіпсу від вмісту у воді хлоридів (табл. 1.5). Хоча вміст хлоридів у десятки, а тим більше, в сотні грамів на літр в районах розвитку відкритого гіпсового карсту зазвичай не спостерігається, однак у

глибокозалягаючих нафтогазоносних шарах такі концентрації хлоридів зустрічаються, що вимагає це врахувати.

Таблиця 1.5

Залежність коефіцієнта швидкості розчинення гіпсу *K* від вмісту хлоридів

Вміст хлориду натрію, кг/м^3	*K*, см/с
0	0,0015
10	0,0029
30	0,0032
100	0,0058

За постійної температури підземних вод коефіцієнт швидкості дифузного розчинення визначається насамперед швидкістю руху розчинника і в загальному вигляді описується рівнянням [*99*]: $K = m\,W^n$: де W – дійсна швидкість руху води; m та n – безрозмірні емпіричні коефіцієнти.

Численними дослідженнями показано, що зі зменшенням швидкості руху розчинника зменшується й коефіцієнт швидкості розчинення. А.Е.Орадовська [*98*] на підставі математичної обробки результатів великої кількості експериментів вивела емпіричну залежність константи швидкості розчинення гіпсу K від швидкості руху води W (для температури 25 °С): $K = 0{,}00068\,W^{0{,}53}$.

А.Джеймс [*148*] наводить дещо інші значення залежності коефіцієнта швидкості розчинення гіпсу від швидкості руху розчинника (табл. 1.6).

Фізико-хімічні особливості розчинення гіпсу. Дослідження процесів формування хімічного складу природних вод неможливе без застосування методів фізико-хімічної термодинаміки, що сприяє більш об'єктивній інтерпретації та прогнозуванню гідрохімічних явищ [*66*]. У зв'язку з цим поряд із експериментальними дослідженнями швидкості розчинення сульфатних порід було виконано ряд теоретичних розрахунків фізико-хімічної рівноваги у водних розчинах.

Одним із важливих аспектів таких робіт були розрахунки гідрокарбонатно-кальцієвої та сульфатно-кальцієвої рівноваги.

Таблиця 1.6

Залежність коефіцієнта швидкості розчинення гіпсу *K* від швидкості руху розчинника

Швидкість руху води, м/с	*K*, см/с
0	0,000073
0,05	0,000300
0,10	0,000541
0,20	0,001046
0,50	0,002607
1,00	0,005301

Р.І.Еленбогена зі співавторами [*97*], враховуючи, що основні компоненти хімічного складу природних вод мігрують у вигляді простих іонів і комплексних сполук, виконали на ЕОМ розрахунок форм міграції макрокомпонентів, звертаючи особливу увагу на форми знаходження в природних водах карбонатів і гідрокарбонатів. Встановлено, що за здатністю до комплексоутворення макрокомпоненти природних вод розташовуються у такі ряди:

$$CO_3^{2-} >> SO_4^{2-} > HCO_3^- > Cl^- \text{ та } Mg^{2+} > Ca^{2+} >> Na^{2+}.$$

Комплексоутворення істотно впливає на стан рівноваги в природних водах, зокрема на ступінь насиченості їх карбонатом кальцію, у зв'язку з чим автори пропонують до відповідних формул ввести коригуючі коефіцієнти.

Т.М.Л.Віглі [*155, 156*] розглядав термодинамічну рівновагу системи "кальцит–гіпс–вода", досліджував вплив на стан рівноваги процесу комплексоутворення. Автор навів вирази температурної залежності константи рівноваги для гіпсу та кальциту.

А.Г.Кочарян зі співавторами [*65*] розробили номограми для розрахунку ступеню насиченості природних вод сульфатом і карбонатом кальцію.

Б.Н.Риженко зі співавторами [*120*], моделюючи на ЕОМ, визначили склад водних розчинів, що знаходяться в рівновазі з твердими фазами, при температурах 25-300 °С.

А.В.Лехов [*86, 87*] досліджував теоретичні закономірності формування та розподілу гідрогеологічних і інженерно-геологічних властивостей тріщинуватих закарстованих порід. У його роботах наведений кількісний опис карстового процесу й основних параметрів, що його визначають. Складена програма для розрахунків на ЕОМ поведінки при розчиненні тріщини в будь-якому місці масиву тріщинуватих закарстованих порід.

А.Л.Лебедєв і А.В.Лехов [*81. 82*] проводили дослідження розчинення гіпсу в інтервалі температур 5-25 °С залежно від розміру зерен і кристалів, перемішування розчину, хімічного складу зразків, а також визначали параметри процесу розчинення.

Л.М.Горєв, В.І.Пелешенко і В.К.Хільчевський [*35, 36*] розглядали методи розрахунку гідрохімічного балансу та кількісної оцінки фізико-хімічних процесів у системі "вода–порода", зокрема стан сульфатно-кальцієвої системи. Розрахунки виконувалися з використанням методики, закономірностей і параметрів, запропонованих В.П.Звєрєвим [*47*].

А.Л.Лебедєв [*80*] визначав параметри швидкості розчинення (константи швидкості реакції, порядок реакції тощо) природних гіпсів і ангідритів у воді. Було встановлено, що константа швидкості розчинення для ангідриту ($1{,}209 \cdot 10^{-5}$ ммоль/см^2/с) майже у 10 разів менша, ніж для гіпсу (від $1{,}096 \cdot 10^{-4}$ ммоль/см^2/с для селеніту до $1{,}202 \cdot 10^{-4}$ ммоль/см^2/с для щільного білого гіпсу).

Дж.М.С.Хорді [*142*] розглянув рівновагу системи "гіпс–вапняк–вода". У роботі наведені алгоритми розрахунку сульфатно-кальцієвої та карбонатно-кальцієвої рівноваги.

Детальніше особливості розрахунків термодинамічної рівноваги системи "гіпс–природні води" будуть розглянуті в розд. 3.

Експериментальне визначення інтенсивності розчинення гіпсу. Інтенсивність розчинення порід визначається розрахунковими гідролого-гідрохімічними методами (оцінка іонного стоку, карстової денудації тощо). Це дає інтегральну характеристику процесів розчинення для всієї водоносної системи. Проте така оцінка є досить орієнтовною, оскільки деякі параметри, що використовуються в розрахунку, є досить приблизними.

Для вирішення низки кардинальних проблем генезису й еволюції карстових форм і для конкретних гідролого-екологічних оцінок значно актуальнішою є диференціальна характеристика процесу розчинення по різних елементах водоносної системи, складових підземного стоку, обстановках взаємодії води з породою тощо. Для одержання такої характеристики проводилося експериментальне вивчення інтенсивності розчинення гіпсів методом стандартних зразків.

Метод стандартних зразків був запропонований для вивчення інтенсивності розчинення у вапняках і покладений в основу міжнародної програми вивчення карстової корозії в різних регіональних (кліматичних) і локальних умовах [*146*]. У "сульфатному" варіанті метод був розроблений в Інституті геологічних наук НАН України і використаний у багаторічних режимних дослідженнях активності гіпсового карсту в західних областях України [*55*].

Результати зазначених робіт будуть використані у наступних розділах для характеристики інтенсивності розвитку сульфатного карсту.

1.3. Вплив карсту на стік річок

Дослідження гідрології карсту має велике наукове та практичне значення для вирішення низки важливих завдань, пов'язаних з гідротехнічним та шахтним будівництвом у карстових районах, з проблемами водопостачання, водовідведення тощо [*10, 134*]. Необхідність гідрологічного дослідження карсту визначається ще й тим, що завдяки своєрідності умов формування стоку звичайні методи гідрологічних розрахунків до річок карстових районів не завжди доцільно застосовувати.

Г.А.Максимович [*91*] розглядав вплив карсту на річковий стік, на його зарегульованість. У роботі наведена типологія річок карстових районів. Автор оцінив хімічну денудацію (винесення річками розчиненої речовини) в різних географічних зонах, зазначаючи, що в районах розвитку карсту вапняків вона становить 10-20 мкм/р, у районах розвитку гіпсового карсту хімічна денудація становить 53-87, а соляного – до 145 мкм/р.

В.А.Балков [*10, 11, 12, 13*] розглядав методику вивчення впливу карсту на стік річок, закономірності формування поверхневих вод карстових районів, варіації річного розподілу річкового стоку, регулюючу роль карсту в розподілі стоку, вплив карсту на формування мінімального і максимального стоку річок.

Б.М.Іванов зі співавторами [*31*] досліджували умови розвитку поверхневого та глибинного закарстування західних областей України, зокрема вивчали взаємозв'язок підземних і поверхневих вод і вплив карсту на формування стоку річок.

М.І.Дрозд [*41*] розглядав особливості формування стоку з закарстованих водозборів приток Дністра та зробив спробу пояснити причини нев'язок при розрахунках стоку.

І.І.Волошин [*18, 19*] розглянув середній річний стік і його внутрірічну зарегульованість, особливості формування весняного та меженного стоку річок із закарстованих водозборів Волинського Полісся.

В.Б.Вайт [*154*] розглядає сучасний стан і завдання гідрогеологічних і гідрологічних досліджень. Автор зазначає, що в карстових областях перехід поверхневого стоку в підземний відбувається внаслідок поглинання його понорами та лійками. Поверхневими карстові води стають, розвантажуючися в джерелах. Як свідчать результати досліджень природних вод, від області живлення до базису дренування в карстових областях зміна стану вод – підземні/поверхневі – може

відбуватися декілька разів. Важливим, на думку автора, є також дослідження гідрографу джерел. Рівневий режим природних вод, режим витрат джерел зазнає коливань як сезонних, так і пов'язаних з випадінням великої кількості рідких атмосферних опадів (зливові паводки). Аналіз зміни витрат джерела в часі дозволяє зробити висновок щодо ємнісних властивостей, характеру провідних зон, пропускної здатності карстового колектора, а також щодо впливу карсту на річковий стік.

Дослідження стану сульфатно-кальцієвої системи й агресивності природних вод району розвитку сульфатного карсту виконувалися на різній методичній основі, що не дозволяє порівнювати результати, одержані різними авторами. Це нерідко призводить до помилок і викликає складнощі у вирішенні практичних завдань, пов'язаних з гіпсовим карстом (регіональні та локальні гідролого-гідрогеологічні оцінки, проектування та здійснення заходів протикарстового захисту тощо).

РОЗДІЛ 2. МЕТОДИЧНІ ОСНОВИ ТА ФАКТИЧНИЙ МАТЕРІАЛ

2.1. Методи вивчення агресивних властивостей природних вод щодо сульфатних порід і активності карстового процесу

Як відомо, однією з обов'язкових умов розвитку карстового процесу є наявність агресивних по відношенню до даної породи вод [*126*]. Підземні води – це складна фізико-хімічна система, що знаходиться у тісному взаємозв'язку та рівновазі з іншими фазами земної кори. Одним із основних процесів, що визначають і регулюють формування хімічного складу природних вод, вилуговування водорозчинних порід і мінералоутворення, є взаємодія природних вод з гірськими породами, тому оцінка рівноваги в системі "порода–вода", напрямку та ступеню її відхилення від стану рівноваги є найважливішою складовою карстологічних досліджень. Така оцінка дозволяє одержати інформацію щодо еволюції вод у карстовій системі від початкового (*вхідного*) до кінцевого (*вихідного*) стану, щодо напрямку та інтенсивності процесів розчинення/кристалізації в конкретних елементах системи. Ця інформація особливо важлива для вирішення завдань інженерної карстології (геодинаміки карсту), виявлення умов і ступеню техногенної активізації карстового процесу, а також для карстово-морфогенетичної інтерпретації.

У системі "порода–вода" в природних умовах широко розвинуті процеси розчинення – фізико-хімічні процеси взаємодії підземних вод з породами [*101*]. Характерною ознакою цих процесів є:

- мономінеральність твердої фази, яка представлена галогенними (галіт, сільвін та ін.) і сульфатними породами;
- повне руйнування кристалічної решітки мономінеральних порід;
- перехід у підземні води всіх компонентів породи;
- зворотність;
- неучасть газів.

Процес розчинення, з точки зору хімічної кінетики, слід розглядати як реакцію, що відбувається на межі розділу двох фаз. Як і будь-яка гетерогенна реакція, реакція розчинення складається з трьох ступенів:

- надходження розчинника (природних вод) до поверхні твердої фази (породи);
- реакції взаємодії води з твердою фазою;
- відведення розчинених у воді компонентів від межі розділу фаз.

Швидкість процесу розчинення контролюється швидкістю найповільнішого з цих ступенів. У районах розвитку карсту, як правило, швидкість руху води ***до*** та ***від*** поверхні взаємодії "порода–вода" значно перевищує швидкість власне взаємодії (розчинення), тобто розчинення вміщуючих порід контролюється переважно їхньою розчинністю. Із природних чинників, що впливають на цей процес, найістотнішими є термодинамічні.

Термодинамічні розрахунки рівноваги в системі "гіпс–вода". У підземних водах, що контактують з породою, відбуваються як гомогенні, так і гетерогенні хімічні реакції. Ці реакції можуть бути незворотні та зворотні. До останніх належить реакція розчинення/осадження гіпсу:

$$CaSO_4 \cdot 2H_2O \leftrightarrow Ca^{2+} + SO_4^{2-} + 2H_2O.$$

У водному розчині обидві реакції відбуваються одночасно. Основним законом, що керує відносинами рівноваги між мінералами та іонами в розчині є закон діючих мас, який визначає, що напрямок реакції залежить від активностей реагуючих речовин та продуктів реакції. Для гетерогенної реакції, якою є реакція розчинення гіпсу, це співвідношення можна записати в такий спосіб:

$$K_г = \frac{a_{Ca^{2+}} a_{SO_4^{2-}} a^2_{H_2O}}{a_{CaSO_4 \cdot 2H_2O}}$$

де $K_г$ - термодинамічна константа рівноваги гіпсу; a – активності відповідних іонів та речовин.

Оскільки активності чистих речовин (води та мінеральної речовини) при Р=0,1 МПа дорівнюють одиниці, цю формулу можна спростити, одержавши добуток розчинності K, який при даній температурі та тиску величиною характерною і постійною для кожної реакції, що дозволяє виконувати розрахунки концентрацій іонів:

$$K_{CaSO_4 * 2H_2O} = a_{Ca^{2+}} a_{SO_4^{2-}}.$$

За умови рівноваги реакції швидкість її протікання вправо і вліво є однаковою, і будь-яка, навіть незначна, зміна концентрації спричиняє повернення до вихідного стану.

Наявність чи відсутність рівноваги в системі "порода–вода" встановлюється шляхом розрахунку добутку активностей (ДА) іонів, що знаходяться в розчині, і порівняння його з термодинамічною константою рівноваги K реакції розчинення. Ступінь відхилення розчину від стану рівноваги, тобто ступінь його агресивності (недонасичення) чи перенасичення відносно будь-якого мінералу, виражається індексом насичення – *Saturation index* (*Si*) – безрозмірним показником, що його запропонував Д.Ленгмюйр [*151*]:

$$Si = -\lg\left(\frac{ДА}{K}\right) = p\left(\frac{ДА}{K}\right).$$

Для розчину, що знаходиться у рівновазі, $Si = 0$, для агресивних вод Si має негативні значення, для перенасичених вод – позитивні.

Індекс насичення для гіпсу ($Si_г$) визначається із співвідношення:

$$Si_г = -\lg\left(\frac{a(Ca^{2+})a(SO_4^{2-})}{K_г}\right), \qquad (2.1)$$

або $Si_г = \lg a(Ca^{2+}) + \lg a(SO_4^{2-}) - \lg K_г = p\left[K_г - a(Ca^{2+}) - a(SO_4^{2-})\right]$.

Для ангідриту:

$$Si_{ан} = -\lg\left(\frac{a(Ca^{2+})a(SO_4^{2-})}{K_г}\right),$$

або $Si_{ан} = \lg a(Ca^{2+}) + \lg a(SO_4^{2-}) - \lg K_{ан} = p\left[K_г - a(Ca^{2+}) - a(SO_4^{2-})\right]$.

Активність іонів у цих виразах визначається для конкретних розчинів і термодинамічних умов із застосуванням рівняння Дебая–Хюккеля [*24*]. За незмінних умов співвідношення між визначеною аналітично концентрацією й активністю іона визначається рівнянням $a = C f$, де a – активність; C – концентрація; f - коефіцієнт активності, який вказує ступінь відхилення цієї речовини (за постійних умов) від ідеального.

Коефіцієнт активності індивідуального іона в розбавлених розчинах визначається з рівняння Дебая-Хюккеля [*24 та ін.*].

$$-\lg(f) = p(f) = \frac{A z_i^2 \sqrt{I}}{1 + \overset{o}{a}_i B\sqrt{I}},$$

де $A = 0{,}488 + 0{,}0008\ t$ (при $t = 0 - 30$ °С); $B = (0{,}324 + 0{,}00016 \cdot t) \cdot 10^8$ (при $t = 0 - 50$ °С); $\overset{o}{a}_i$ – множник, що залежить від ефективного діаметру іона в розчині ($\overset{o}{a}_{Ca} = 6{,}0 \cdot 10^{-8}$, $\overset{o}{a}_{SO4} = 4{,}0 \cdot 10^{-8}$); z_i – заряд іона; I – іонна сила ($I = \frac{1}{2}\Sigma m_i z_i$); m_i –моляльність.

Цю залежність можна використовувати при значеннях I, що не перевищують 0,1 (сума іонів до 200 мг-екв/дм^3). Для високомінералізованих розчинів, іонна сила яких перевищує 0,1, використовуються видозмінені рівняння. Поте в областях транзиту та розвантаження сульфатних карстових вода ця умова практично завжди виконується.

Умовно прийнято, що активність чистих конденсованих речовин при будь-якій температурі та тиску в 1 КПа дорівнює одиниці. Для розчиненої речовини при будь-якій температурі та тиску активність наближається до концентрації (коефіцієнт активності прямує до одиниці) при нескінченному розведенні розчину.

Найкращим методом визначення активності індивідуального іону в розчинах з іонною силою понад 0,05 вважається середньосолевий метод – розрахунок коефіцієнтів активності індивідуальних іонів за експериментально визначеними коефіцієнтами середньої іонної активності розчинів електролітів. Застосований до розчинів з меншою іонною силою, цей метод і розрахунки за рівнянням Дебая–Хюккеля дають схожі результати.

Важливим параметром, що бере участь у розрахунках процесу розчинення, є термодинамічна константа рівноваги K, яка визначає стан у системі "порода–вода".

У практиці карстолого-спелеологічних і інженерно-геологічних досліджень у районах розвитку гіпсового карсту території СНД широко використовується методика розрахунку насиченості природних вод сульфатом кальцію, запропонована В.П.Звєрєвим [*47*], яка відтворювалася чи рекомендувалася для застосування низкою довідкових і методичних посібників. Уважний аналіз цієї методики дозволив виявити чимало недоліків, які призводять до неадекватної оцінки стану системи "сульфатні породи–природні води". Вони пов'язані з використанням недостовірних, на наш погляд, величин константи рівноваги реакції розчинення гіпсу та деяких вихідних термодинамічних властивостей солей та іонів у основному й проміжних розрахунках.

Як зазначалося вище, для оцінки стану системи "сульфатні породи–природні води" і розрахунків дефіциту насичення використовуються константи рівноваги реакцій взаємодії води та відповідних мінералів. Наведені в літературі величини константи рівноваги реакції розчинення гіпсу значно відрізняються одна від одної; різними є також і температурні залежності. Константи зазвичай наведені для температури 293,15 К (25 °С), тоді як природні води карстових районів найчастіше мають температуру 5-15 °С. Існуючу внаслідок цього плутанину ілюструє табл. 2.1, що відображає значення констант рівноваги реакцій розчинення гіпсу й ангідриту для окремих температур.

Слід зауважити, що числові значення константи рівноваги реакції для ***сульфату кальцію*** в стандартних умовах, які використовуються В.П.Звєрєвим [*47*] у його методиці визначення дефіциту насичення вод ***по відношенню до гіпсу***, відповідають константі ***для ангідриту*** за розрахунками Г.Б.Наумова [*96*] і нашими. У більш пізній роботі В.П.Звєрєв [*48*] уже наводить константи окремо для гіпсу й ангідриту, але й ці величини значно відрізняються від значень констант, що найчастіше зустрічаються в літературі.

Таблиця 2.1

Значення констант рівноваги реакцій розчинення сульфатних мінералів (-lg *K*) при різних температурах

№ з/п	Температура, °С									Джерело інформації
	0	5	10	15	20	25	30	40	50	
1	4,492	4,466	4,450			4,429		4,427		В.П.Звєрєв, 1967 [*47*]
2						4,60*				F.S.Nakayama, 1967, (за [*133*])
3						4,62				R.M.Garrels, F.T.Mc-Kenzie, 1967, (за [*133*])
4						4,43			4,72	Г.Б.Наумов, 1971 [*96*]
5	4,641	4,630	4,622	4,617	4,615	4,616	4,620	4,632	4,665	T.M.L.Wigley, 1971 (за [*153*])
6	4,654	4,633	4,618	4,608	4,603	4,603	4,608	4,633		T.M.L.Wigley, 1973 [*155*]
7						4,61				Handbook of Chemistry, 1978 (за [*133*])
8						4,61				С.С.Заводнов, 1979 (за [*133*])
9						4,53 4,41				В.П.Звєрєв, 1982[*48*]
10						4,61				К.Є.Пітьєва, 1988 [*106*]
11		4,65				4,61				D.Ford, P.Williams, 1989 [*145*]
12	4,671 4,227	4,645 4,256	4,625 4,291	4,613 4,332	4,607 4,377	4,607 4,427	4,613 4,481	4,642 4,602	4,692 4,738	С.Д.Аксьом, О.Б.Клімчук, 1991 [*2*]

* Примітка: над рискою наведені значення (за першоджерелом) для ***"гіпсу"***, під рискою - для ***"ангідриту"***. За відсутності дробової риски – дані наведені для ***"сульфату кальцію"***.

Очевидна розбіжність і плутанина з величинами констант рівноваги реакцій розчинення гіпсу й ангідриту є однією з основних причин невизначеності оцінок ступеню насиченості природних вод по відношенню до сульфатних мінералів. Це спонукало авторів виконати термодинамічні розрахунки задля уточнення цих величин в інтервалі температур, що є звичайними для природних вод районів розвитку сульфатного карсту.

Значення константи рівноваги для гіпсу за нашими розрахунками вельми наближене до даних Т.М.Л.Віглі [*155*], які в західних країнах вважаються найнадійнішими й широко використовуються під час вивчення хімічної еволюції карстових вод і в практичних розрахунках.

Значення константи рівноваги для ангідриту майже відповідає даним Г.Б.Наумова та співавторів [*96*] в інтервалі температур 25-50 °С, але наш розрахунок виконаний також для температур, що спостерігаються на практиці в районах розвитку сульфатного карсту.

Результати розрахунків індексу сульфатного насичення – *saturation index gypsum* Si_g – показника ступеню насичення/агресивності вод по відношенню до гіпсів, виконаних за різними методиками з використанням різних величин константи рівноваги, що найчастіше вживаються, відрізняються між собою в декілька разів.

Використання в методиці В.П.Звєрєва найвживанішої в західній літературі константи рівноваги гіпсу за Т.М.Л.Віглі [*155*] дає істотно менші значення агресивності води, ніж власний розрахунок В.П.Звєрєва. Неврахування ефекту комплексоутворення також призводить до значного заниження показника агресивності вод по відношенню до гіпсів.

Сказане вище ілюструє невизначеність оцінок стану системи "гіпси (ангідрити)–підземні води". Численні розрахунки й оцінки, що їх було виконано для різних районів гіпсового карсту колишнього СРСР, є неспівставними й мають бути переглянуті. Практична важливість проблеми потребує удосконалення методики, уточнення й уні-

фікації розрахункових схем і вихідних термодинамічних параметрів, створення комп'ютерних програм для масових розрахунків.

Для визначення величин констант рівноваги реакцій розчинення гіпсу та ангідриту при різних температурах автором виконаний термодинамічний розрахунок, який ґрунтується на вивченні енергетичних змін, що супроводжують перехід системи з одного стану в інший. Розрахунок виконувався з застосуванням загальновизнаних методик [*16, 20, 24, 54 та ін.*]. Оскільки табличні термодинамічні параметри наведені лише для температури 298,15 К (25 °С), наш розрахунок був виконаний для інтервалу температур 0-50 °С, що є максимально можливими в природних водах помірних широт.

Будь-яку хімічну реакцію заміщення можна записати у такому вигляді:

$$a\,A + b\,B + \ldots = l\,L + m\,M + \ldots$$

де *a, b, l, m* – стехіометричні коефіцієнти відповідних вихідних речовин *A, B* і продуктів реакції *L, M*.

Згідно закону діючих мас, стан рівноваги досягається за умови рівності швидкостей прямої та зворотної реакцій:

$$k_1 C_A^a C_B^b \ldots = k_2 C_L^l C_M^m \ldots,$$

звідки: $$\frac{k_1}{k_2} = \frac{C_A^a C_B^b \ldots}{C_L^l C_M^m \ldots} = K_C,$$

де *C* - концентрації речовин, що реагують; *k* - коефіцієнти пропорційності, для кожної конкретної реакції за постійних умов є величиною постійною.

Величина K_C показує, що відношення добутків концентрацій продуктів реакції та вихідних речовин при стабільності зовнішніх умов (тиск, температура, солевий склад розчину тощо) для цієї реакції є величиною постійною.

У методиці В.П.Звєрєва використані розраховані ним для різних температур так звані середні коефіцієнти активності солі. Однак у наведених В.П.Звєрєвим розрахункових формулах ([*47*], с.31) підстав-

лені значення параметрів *A* і *B* рівняння Дебая–Хюккеля, що істотно відрізняються від таких у роботі Р.Гаррелса [*24*], на яку він посилається, та від значень, що наведені у довідниках і посібниках з термодинаміки. Це також примушує ставитися з обережністю до результатів розрахунків В.П.Звєрєва та номограм для визначення середніх коефіцієнтів активності, які він рекомендує. Особливо це стосується значень констант рівноваги, що розраховані В.П.Звєрєвим через активність іонів, і які, як видно з табл. 3.1, істотно відрізняються від даних інших авторів.

Для визначення величин констант рівноваги реакцій розчинення гіпсу й ангідриту при різних температурах нами виконаний термодинамічний розрахунок, що ґрунтується на вивченні енергетичних змін, які супроводжують перехід системи з одного стану в інший. Для хімічної реакції, що проходить при постійних температурі та тиску, ця зміна фіксується ізобарно-ізотермічним потенціалом чи вільною енергією Гіббса.

Існує залежність, яка об'єднує вільну енергію *G*, термодинамічну константу рівноваги $K°$ та активність речовин, що реагують *a* [*96*]:

$$\Delta G = RT \ln \frac{a_{\text{пр}}}{a_{\text{вих}}} = RT \ln(K°) \qquad (2.2)$$

де R – універсальна газова постійна; T – температура (К).

При постійних температурі та тиску хімічна реакція протікає довільно в напрямку зменшення вільної енергії: при $\Delta G < 0$ – вправо, при $\Delta G > 0$ – уліво. У стані рівноваги вільна енергія дорівнює нулю ($\Delta G = 0$). Відповідно:

$$\Delta G = RT \ln \frac{a_{\text{пр}}}{a_{\text{вих}}} - RT \ln(K°) = 0,$$

звідки: $$\frac{a_{\text{пр}}}{a_{\text{вих}}} = K°.$$

У випадку стану рівноваги рівняння (2.2 набуває вигляду:

$$\Delta G^{\circ} = -R\,T\ln(K^{\circ})$$

звідки $-\ln(K^{\circ}) = \Delta G^{\circ} / (R \bullet T)$,

чи $-\lg(K^{\circ}) = \dfrac{\Delta G^{\circ}}{1{,}9872 \cdot 2{,}3025T} = \dfrac{\Delta G^{\circ}}{4{,}576T}$.

Енергію Гіббса G для системи чи фази можна виразити як

$$G = H - T\,S \qquad (2.3)$$

де H – ентальпія (теплоємність); S – ентропія; T – температура, К.

У разі зміни температури речовини при постійному тиску, її тепловміст (ентальпія) змінюється приблизно пропорційно зміні температури. Співвідношення між зміною температури й ентальпії визначається теплоємністю C_p (числом калорій, необхідних для підвищення температури фази на один градус). У температурному інтервалі dT зміна ентальпії dH виражається залежністю

$$dH = C_p \bullet dT \qquad (2.4)$$

Наведені в низці робіт [16, 24, 96 та ін.] термодинамічні параметри розраховані для стандартних умов (температура 25 °С і тиск 1 атм.). Для одержання термодинамічних величин, що характеризують інші температури, необхідно проінтегрувати вираз (2.4) в інтервалі від температури порівняння T_o до необхідної нам температури Т для кожного з компонентів. Значення Н для температури Т за заданими H_T і C_p визначається в такий спосіб:

$$\int_{T_o}^{T} dH = \int_{T_o}^{T} C_p dT,$$

звідки $H_T - H_{T_o} = \int_{T_o}^{T} C_p dT$,

чи $H_T = H_{T_o} + \int_{T_o}^{T} C_p dT$.

Взявши за температуру порівняння наведене в довідниках значення 298,15 К (25°С), запишемо:

$$H_T = H_{298,15} + \int_{298,15}^{T} C_p dT. \qquad (2.5)$$

Припустивши, що температурна залежність $C_p = f(T)$ істотно не змінюється при дещо нижчих температурах, перетворимо залежність (2.5) для температурного інтервалу 0-25 °С :

$$\int_{T}^{298,15} dH = \int_{T}^{298,15} C_p dT,$$

проінтегрувавши яку, одержимо: $H_T = H_{298,15} - \int_{T}^{298,15} C_p dT$. (2.6)

Як можна бачити, вирази (2.5) та (2.6) не відрізняються між собою, тому в подальших розрахунках ми будемо користуватися виразом (2.5).

Розрахунок термодинамічних функцій елементів, мінералів та компонентів водного розчину виконується шляхом інтегрування уніфікованого рівняння теплоємності [*54*]:

$$C_p = a + b\cdot 10^{-3}\cdot T + c\cdot 10^{5}\cdot T^{-2} + d\cdot 10^{-6}\cdot T^{2} + e\cdot 10^{7}\cdot T^{-3} + f\cdot 10^{-9} T^{3} + g\cdot 10\cdot T^{-0.5} \qquad (2.7)$$

де a, b, c, d, e, f, g – константи, що визначаються експериментальним шляхом (табульовані значення); T – температура, К.

На практиці обмежуються першими трьома членами цієї залежності.

Підставивши рівняння (2.7) до рівняння (2.5), одержимо:

$$H_T = H_{298,15} + \int_{298,15}^{T} \left(a + bT + \frac{c}{T^2}\right) dT; \qquad (2.8)$$

чи $H_T = H_{298,15} + \left[aT + \dfrac{bT^2}{2} - \dfrac{c}{T}\right]_{298,15}^{T}$. (2.9)

За цією формулою можна виконати розрахунок ентальпії речовини при заданій температурі T.

Збільшення тепловмісту фази веде до збільшення її ентропії. Якщо одержана кількість тепла dH, то $dS = \frac{dH}{T}$, чи, згідно рівняння (2.4), $dS = \frac{C_p dT}{T}$.

Аналогічно, (див. рівняння (2.8) і (2.9), підставивши значення температури T у відповідний вираз, розрахуємо ентропію речовини S_T:

$$S_T = S_{298,15} + \int_{298,15}^{T} \left(\frac{a}{T} + bT + \frac{c}{T^3}\right) dT$$

$$\text{чи} \quad S_T = S_{298,15} + \left[a \ln(T) + bT - \frac{c}{2T^2}\right]_{298,15}^{T}. \qquad (2.10)$$

Із рівняння (2.3) можна одержати значення G для температури T:

$$G_T = H_T - T S_T,$$

підставивши у яке значення H_T і S_T з рівнянь (2.9) і (2.10), одержимо:

$$G_T = H_{298,15} - T S_{298,15} + aA_a + bB_a \cdot 10^{-3} + cC_a \cdot 10^5, \qquad (2.11)$$

де: $A_a = T - 298,15 - T \ln(T) + T \ln(298,15)$;

$$B_a = \frac{(298,15 - T)^2}{2};$$

$$C_a = \frac{1}{298,15} - \frac{1}{2T} - \frac{T}{(298,15)^2}.$$

Рівняння (2.11) є температурною залежністю вільної енергії різних компонентів реакційного середовища, розрахувати які можна, використавши наведені у табл. 2.2 термодинамічні параметри.

Таблиця 2.2

Термодинамічні властивості мінералів, іонів та нейтральних молекул у водних розчинах при 298,15 °С (за [96])

Мінерал, іон, молекула	$-H^\circ$, кал/моль	$-\Delta G^\circ$, кал/моль	S°, кал/моль·град	C_p, кал/моль·град	$C = a + bT - cT^2$		
					a	b	c
$CaSO_4 \cdot 2H_2O$ (гіпс)	483 380	429 540	46,4	44,46	21,84	76,00	0
$CaSO_4$ (ангідрит)	642 780	315 920	25,5	23,82	16,78	23,60	0
Ca^{2+}	129 700	132 100	–13,2	0,20	0	0,70	0
SO_4^{2-}	217 320	177 780	4,2	–71,60	0	–240,00	0
H_2O	68 315	56 687	16,7	17,99	12,65	11,38	1,73

Властивість адитивності вільних енергій дозволяє знайти ΔG_T° реакції як алгебраїчну суму вільних енергій утворення продуктів реакції та вихідних речовин в їхньому стандартному стані:

$$\Delta G_T^o = \Sigma \Delta G_T^o(\text{продуктів}) - \Sigma \Delta G_T^o(\text{вихідних}).$$

Розчинення сульфатних порід здійснюється двома шляхами:

гіпс: $CaSO_4 \cdot 2H_2O = Ca^{2+} + SO_4^{2-} + 2H_2O$,

ангідрит: $CaSO_4 = Ca^{2+} + SO_4^{2-}$.

Відповідно, вільна енергія реакцій також розраховується порізному:

$$\Delta G_T^o = \Delta G_T(Ca^{2+}) + \Delta G_T(SO_4^{2-}) + 2\Delta G_T(H_2O) - \Delta G_T(CaSO_4 \cdot 2H_2O), \quad (2.12)$$

$$\Delta G_T^o = \Delta G_T(Ca^{2+}) + \Delta G_T(SO_4^{2-}) - \Delta G_T(CaSO_4). \qquad (2.13)$$

Підставивши до рівнянь (2.12) і (2.13) рівняння (2.11) з відповідними значеннями параметрів для всіх компонентів реакційного середовища з табл. 2.2, можна розрахувати для різних температур значення вільної енергії та констант рівноваги реакції розчинення у воді природних сульфатів.

Завдяки проведеним розрахункам були одержані температурні залежності вільної енергії розчинення (G_T, кал), констант рівноваги та негативних логарифмів констант рівноваги (K і pK) для гіпсу та ангідриту при різних температурах. Результати виконаних розрахунків зведені до табл. 2.3.

Таблиця 2.3

Температурна залежність вільної енергії розчинення (G_T, кал) і константи рівноваги (K і pK) для гіпсу й ангідриту

Температура,		$CaSO_4 \cdot 2H_2O$ (гіпс)			$CaSO_4$ (ангідрит)		
t, °C	T, K	G_T, кал	$K \cdot 10^5$	pK	G_T, кал	$K \cdot 10^5$	pK
0	273,15	5 839	2,131	4,671	5 283	5,934	4,227
5	278,15	5 912	2,266	4,645	5 418	5,544	4,256
10	283,15	5 993	2,370	4,625	5 560	5,113	4,291
15	288,15	6 082	2,439	4,613	5 712	4,659	4,332
20	293,15	6 183	2,472	4,607	5 872	4,198	4,377
25	298,15	6 286	2,471	4,607	6 040	3,742	4,427
30	303,15	6 400	2,436	4,613	6 217	3,302	4,481
35	308,15	6 522	2,370	4,625	6 402	2,885	4,540
40	313,15	6 653	2,278	4,642	6 595	2,499	4,602
45	318,15	6 791	2,165	4,665	6 797	2,145	4,668
50	323,15	6 938	2,034	4,692	7 007	1,827	4,738

Для зручності використання одержані результати апроксимовані виразами:

для гіпсу:
$$K = 2{,}160 + 2{,}59 \cdot 10^{-2} \cdot t - 5{,}62 \cdot 10^{-4} \cdot t^2;$$
$$pK = 4{,}667 - 5{,}197 \cdot 10^{-3} \cdot t + 1{,}133 \cdot 10^{-4} \cdot t^2;$$

для ангідриту:
$$K = 6{,}057 - 0{,}102 \cdot t + 3{,}621 \cdot 10^{-4} \cdot t^2$$
$$pK = 4{,}223 + 6{,}068 \cdot 10^{-3} \cdot t + 8{,}430 \cdot 10^{-5} \cdot t^2.$$

де t – температура, °С.

Варто також зауважити, що в розчинах, мінералізація яких перевищує 150 мг/дм^3, спостерігається ефект комплексоутворення (утворення іонних пар), який посилюється зі зростанням мінералізації.

Ефект комплексоутворення проявляється в деякому збільшенні розчинності сульфатів (звичайно до 10%), але більш істотним він є у розрахунках індексу насичення [*145*].

Неврахування цього ефекту призводить до значного заниження індексу сульфатного насичення. У роботах Р.Н.Еленбогеної зі співавторами [*97*] і А.Г.Кочаряна зі співавторами [*65*] запропоновані поправочні коефіцієнти за комплексоутворення, з урахуванням яких вираз 2.2 набуває вигляду:

$$Si_g = -\lg\left(\frac{a(Ca^{2+})a(SO_4^{2-})\gamma_{Ca}\gamma_{SO_4}}{K_g}\right)$$

$$\text{або } Si_g = -[\lg a(Ca^{2+}) + \lg a(SO_4^{2-}) + \lg(\gamma_{Ca}) + \lg(\gamma_{SO_4}) - \lg K_g] = \\ = p\left[K_r - a(Ca^{2+}) - a(SO_4^{2-}) - \gamma_{Ca} - \gamma_{SO_4}\right]. \qquad (2.14)$$

де γ_{Ca} і γ_{SO4} – коефіцієнти, що враховують ступінь закомплексованості відповідних іонів у розчині: $\gamma_{Ca} = 0{,}85$; $\gamma_{SO_4} = 0{,}80$ (за [*65*]).

Застосування єдиних уточнених значень константи рівноваги й уніфікованих методів розрахунку індексу сульфатного насичення дозволить виконати порівняння агресивності природних вод різних карстових регіонів. Результати, отримані при розрахунках стану сульфатно-кальцієвої системи, дозволяють оцінити стан системи та напрямок реакцій розчинення–накопичення сульфатів.

Експериментальне визначення інтенсивності розчинення гіпсу. Однією з найактуальніших проблем вивчення карсту є кількісна оцінка його активності. Хоча карстовий процес і не зводиться виключно до розчинення порід, основним характеристичним показником його активності варто все ж вважати інтенсивність розчинення порід як процесу головного й такого, що найбільшою мірою визначає всі інші наслідки [*1*].

Застосування методу стандартних зразків для вивчення процесу розчинення гіпсів значно перспективніше, ніж для вапняків, завдяки більш високій інтенсивності, динамічності та просторовій нерівномірності розчинення гіпсів. Іншими словами, зміна маси зразків, що відбувається за період спостережень, істотно перевищує похибку методу (з урахуванням усієї його технології), чого не можна сказати про "карбонатний" варіант. Це робить можливими й навіть необхідним короткоперіодичні виміри, що дозволяє реально вивчати динаміку процесу розчинення в залежності від зовнішніх чинників, що змінюються.

Сутність методу полягає в періодичному визначенні зміни маси стандартних зразків, встановлених у різних природних умовах. З урахуванням площі поверхні розчинення та часу перебування стандартного зразка на станції розраховуються показники інтенсивності розчинення α (мг/добу/см^2) і γ (мкм/р. або мм/1000 р.).

Проведені роботи були орієнтовані на вивчення відмінностей інтенсивності та динаміки розчинення сульфатних порід у залежності від умов впливу активного чинника. У зв'язку з цим зразки повинні бути максимально стандартизовані за літолого-текстурними особливостями; спостережні станції повинні бути організовані в типових обстановках взаємодії води з породою [*144*].

Усі стандартні зразки, що використовувалися в ході робіт з експериментального вивчення інтенсивності розчинення, були виготовлені з єдиної партії щільного прихованокристалічного гіпсу без включень, тріщин та інших неоднорідностей, відібраного в кар'єрі в с.Кудринці Хмельницької області. Стандартні зразки виготовлялися у вигляді дисків діаметром 40-45 мм, товщиною 7-8 мм. На деяких станціях із найбільш активним розчиненням (як правило, у джерелах) встановлювалися зразки більших розмірів.

Підготовка стандартних зразків до установки на станції полягали в промиванні від пилюки й висушуванні в стандартних умовах (24 год. при кімнатній температурі в польовому ексикаторі в присутності

прокаленого хлористого кальцію). Після цього стандартні зразки зважувалися на аналітичних вагах із точністю до 0,001 г. Реєстраційні номери були випалені або вигравірувані на пластмасових бирках, закріплених за допомогою капронової нитки, що її було пропущено в отвір стандартного зразка. Підготовлені зразки реєстрували в журналі, де зазначали номер, вихідну масу, розмір кожного стандартного зразка.

На станціях зразки встановлювалися на виході з джерела дещо осторонь від основного потоку (для зменшення впливу механічного розмиву зразка); у свердловинах – на рівні водоприймальної частини, укріплені в спеціальній пластмасовій обоймі, що оберігає від механічного ушкодження при спуску/підйомі. У підземних озерах після виявлення вертикальної стратифікації хімічного складу води зразки встановлювалися дискретно на строго фіксованій глибині (5, 10, 15, 20, 30 см) з використанням спеціального штатива. Під інфлюаційними потоками та під капіжом зразки встановлювалися так, щоб по можливості забезпечити повне змочування їх водою. В умовах впливу атмосферних чинників (як поверхневих, так і підземних) зразки встановлювалися на капронових нитках для запобігання механічному руйнуванню.

Спостереження на станціях (контрольні виміри зразків) виконувалися переважно з періодичністю раз у квартал, однак за будь-якої можливості період перебування стандартних зразків на станції скорочувався до 2-4 тижнів. Кожний цикл спостережень на станції складався зі зняття, висушування в зазначених вище стандартних умовах, контрольного зважування й обмірювання поверхні зразка та повернення його на місце. При необхідності замість розчиненого чи зруйнованого зразка на його місце встановлювали новий.

У журналі обліку руху зразків зазначався номер станції, фіксувалися дата установки/зняття, маса та розміри встановленого/знятого зразка.

Оцінка активності карстового процесу та стоку в карстовій системі. У практиці карстологічних досліджень широко використовується поняття про іонний стік, який характеризує кількість розчинених солей, що виносяться з масиву природними водами:

$$R_i = A\,Q\,\Delta C$$

де R_i - іонний стік; Q - витрати через розрахунковий створ; ΔC - приріст вмісту певного іона на шляху фільтрації; A - коефіцієнт розмірності.

З використанням даних щодо іонного стоку виконуються оцінки маси чи, з урахуванням густини породи, об'єму породи, розчиненої та винесеної з масиву природними водами.

Прямий розрахунок кількості розчиненої породи за іонним стоком правомірний для карбонатного та соляного карсту. Для гіпсового карсту такі оцінки мають важливу особливість, яка, проте, не враховується під час карстологічних досліджень. Гіпс, на відміну від інших порід, що карстуються, є кристалогідратом, тобто речовино., що містить у своєму складі кристалізаційну воду ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$). Концентрація ж у розчині виражається ваговою кількістю безводної речовини, що міститься у певній кількості розчину. Щоб оцінити, яка кількість кристалогідрату була розчинена для одержання розчину з певною концентрацією відповідної безводної речовини, необхідно виконати ряд розрахунків.

Вагова кількість кристалогідрату за концентрацією відповідної речовини може бути визначена за формулою [*68*]

$$B = \frac{AZ}{1 - A(Z-1)/1000},$$

де A - концентрація безводної речовини у розчині; $Z = M_k / M$; M_k, M– молекулярна маса кристалогідрату та безводної речовини відповідно; B – вагова кількість кристалогідрату, яка повинна бути розчинена у воді для одержання розчину з концентрацією A.

Таким чином, для перерахунку з $CaSO_4$ (безводний сульфат кальцію) на $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ (гіпс) вагову концентрацію слід брати з коефіцієнтом 1,265. Неврахування в умовах гіпсового карсту в розрахунках іонного стоку, кількості розчиненої породи та карстової денудації цієї обставини призводить до оцінок, занижених на 26,5%.

Активність карстового процесу характеризується інтенсивністю винесення розчиненого матеріалу з поверхні контакту води з породою. Для переходу до оцінки активності цього процесу необхідно визначити площу взаємодії в даному об'ємі породи. Тоді

$$V = A\,\gamma\,S,$$

де V – об'єм матеріалу, що виноситься з масиву в розчиненому вигляді за одиницю часу; A - коефіцієнт розмірності; γ - інтенсивність розчинення; S - площа взаємодії води з породою;

Сучасний рівень вивченості гіпсового карсту західних областей України дозволяє в багатьох випадках оцінити площу взаємодії води з породою – внутрішню поверхню тріщинно-порожнинного простору в даному об'ємі породи.

Для умов розвитку сульфатного карсту в зоні аерації досить складним завданням є диференційована оцінка площ з різними типовими показниками інтенсивності розчинення, оскільки тут зафіксована значна просторово-ситуаційна неоднорідність процесу. На окремих дослідних ділянках це завдання може бути вирішене із застосуванням низки допущень.

В умовах розвитку затопленого карсту, де розчинення відбувається з досить рівномірною інтенсивністю по всій площі внутрішньої поверхні тріщинно-порожнинного простору, оцінка активності карстового процесу цим методом не зазнає принципових перепон. На відміну від гідролого-гідрохімічного, такий метод не потребує даних щодо об'єму стоку в даній системі, одержання яких зазвичай викликає значні труднощі чи взагалі є нездійсненним.

За допомогою такого показника активності карсту може бути вирішене обернене завдання: використовуючи дані щодо хімічного складу вод на вході до системи та на виході з неї, а також щодо

об'єму матеріалу, що виноситься з масиву в розчиненому вигляді, можна оцінити стік для даної водоносної системи.

Цей підхід ґрунтується на тому, що приріст мінералізації води здійснюється за рахунок відповідної кількості розчиненого матеріалу, який в даному випадку можна розрахувати. Виконавши певні розрахунки, можна одержати вираз, що дозволяє за наявності результатів експериментального визначення інтенсивності розчинення та низки характеристик карстового масиву оцінити стік з нього:

$$Q = A \cdot S_c \gamma \rho_g / \Delta C.$$

де: Q – кількість води, що винесла з масиву розчинений гіпс; A – коефіцієнт розмірності; S_c – площа взаємодії "вода–порода"; γ – інтенсивність розчинення; ρ_g – густина гіпсу; ΔC - приріст на шляху руху вмісту розчинених сульфатів кальцію.

Маючи результати натурного моделювання інтенсивності розчинення гіпсу, можна розрахувати загальну кількість розчиненого матеріалу, винесеного із закарстованого масиву, інтенсивність зазначеного процесу, оцінити площу взаємодії води з породою.

2.2. Польові та лабораторні дослідження

У ході проведення досліджень сульфатного карсту західних областей України протягом 1982-1993 рр. було виконане гідрохімічне опробування водопроявів як поверхневих, так і підземних – водотоків, джерел, свердловин, підземних озер і водотоків тощо. У 1997-2000 рр. у роботах за проектом Європейського Співтовариства з оцінки провальної небезпеки районів гіпсового карсту була виконана переінтерпретація одержаних результатів із залученням матеріалів гідрохімічних досліджень попередніх років.

З метою вивчення сезонних варіацій агресивних властивостей природних вод щодо сульфатних порід і активності карстового процесу були організовані станції на дослідних ділянках (Завальївсько-Мілевецька, Королівківська, Мамализька, Миколаївська, Язівська), що характеризували метаморфізацію хімічного складу природних вод у процесі їхнього руху від зони живлення до зони розвантаження. На цих ділянках був виконаний цикл сезонних гідрохімічних спостережень і досліджень інтенсивності розчинення сульфатних порід (рис. 2.1).

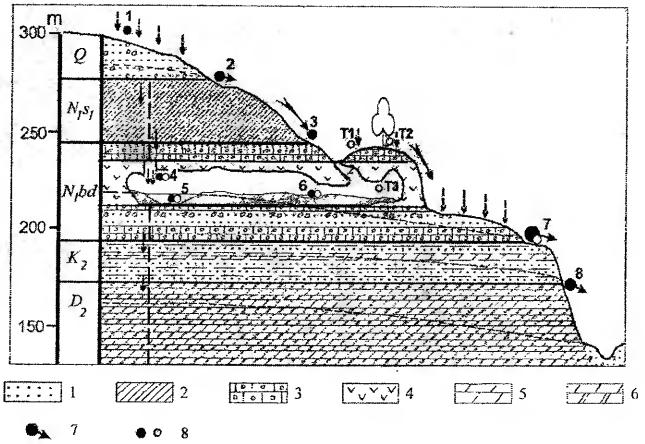


Рис. 2.1. Схема розташування точок опробування на ділянках повного розкриття верхньобаденських відкладів

(літологічний склад порід: 1 – піски, 2 – глини, 3 – вапняки, 4 – гіпсо-ангідрити, 5 – мергелі, 6 – аргіліти; 7 – точки гідрохімічного опробування природних вод; 8 – станції вивчення інтенсивності розчинення гіпсів)

Опробуванню підлягали атмосферні опади (1), локалізоване поглинання поверхневого стоку та переведення його у підземний (3), концентрований капіж у печерах (4), печерні озера – зв'язані з водоносним горизонтом у верхньобаденських відкладах (5) та підвішені на глинистому печерному заповнювачі (6), а також джерела, якими

розвантажуються води четвертинних (2), верхньобаденських (7) і верхньокрейдових відкладів (8). Крім того, в різних умовах на поверхні (Т1 і Т2) та під землею (Т3) вивчався вплив атмосферних чинників на інтенсивність розчинення гіпсів. В умовах напірного водоносного горизонту дослідження вод велися у свердловинах і у виходах підземних вод на поверхню – у джерелах й зумпфах кар'єрів. Детальніше особливості досліджень та вплив активних чинників буде розглянутий у відповідних підрозділах розділу 4.

Гідрохімічні дослідження є необхідною складовою частиною методики вивчення інтенсивності розчинення, оскільки хімічний склад природних вод, що визначає їхні агресивні властивості, формується і змінюється в ході розчинення порід.

Проби відбиралися на виході з джерела безпосередньо в скляну транспортну ємність; у свердловинах – на рівні водоприймальної частини за допомогою спеціального пробовідбірника; у поверхневих водотоках і водоймах – із глибини 5-7 см. У підземних озерах проби відбиралися дискретно по глибині за допомогою спеціального сифона, що оберігає водяну товщу від перемішування й забезпечує відбір проб зі строго фіксованої глибини (0, 5, 10, 15, 20, 30 см; в окремих випадках – до глибини 1 м). Під капіжом із тріщин і з вторинних печерних утворень встановлювалися ємності або піддони, де ці води концентрувалися для наступного відбору.

При вивченні хімічного складу природних вод визначали pH і макрокомпоненти: Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}. Безпосередньо в польових умовах вимірювалася температура води, визначалося значення pH, а також вміст натрій- і хлор-іонів.

Дані щодо хімічного складу води становлять основу для розрахунку згідно формули (2.14) найважливішого показника - індексу сульфатного насичення Si_g, що характеризує ступінь агресивності природних вод стосовно гіпсу.

Усього під час вивчення природних вод районів розвитку сульфатного карсту західних областей України нами було відібрано, проаналізовано та оброблено близько 1400 проб, що характеризують хімічний склад води різних водоносних горизонтів і різних обстановок взаємодії "порода–вода". Крім того, було залучено близько 300 результатів гідрохімічних досліджень попередніх років. На режимних станціях було виконано також близько 650 циклів спостереження за інтенсивністю розчинення сульфатних порід.

2.3. Комп'ютерна геоінформаційна система "Гіпсовий карст Західної України"

Обсяги результатів гідролого-гідрогеологічних і карстолого-екологічних досліджень та картографування, що неупинно збільшуються, супроводжуються збором, накопиченням, збереженням і опрацюванням значної кількості фактографічної та картографічної інформації щодо стану навколишнього середовища. Результативність таких досліджень, що, як правило, виражається через комплекти досить об'єктивних оцінювальних і прогнозних карт, може бути досягнута лише завдяки інтенсивному інформаційному обміну з постійним поповненням даними поточних робіт і співставленням з раніше накопиченими й синтезованими даними, з побудовою багатошарових, різнорівневих і модельних електронних карт [*94*]. Реалізувати поставлені задачі можна лише з використанням географічних інформаційних систем (ГІС) – програмного продукту, призначеного для створення й редагування географічних баз даних, для просторового аналізу, пошуку, подання та керування даними.

Оскільки від 50 до 80 % даних, що використовуються для вирішення регіональних і локальних питань контролю й аналізу, є географічними даними, ГІС дозволяють вирішувати складні завдання керування кадастрами, ресурсами та природним середовищем, завдання планування та розвитку, адміністрування й роботи суспільних служб, транспортних перевезень і мереж. За оцінками експертів, використання географічної інформаційної системи під час вирішення складних задач зменшує витрати в 4-8 разів у порівнянні з тим, якби ці за-

дачі вирішувалися звичайними способами. У цьому плані є дуже перспективним використання ГІС як для завдань довгострокового екологічного моніторингу, так і в різних надзвичайних ситуаціях (підтоплення, осідання, провали тощо), коли потрібен оперативний аналіз ситуації для визначення тактики дій по ліквідації їхніх негативних наслідків.

Автоматизована геоінформаційна система – це сукупність засобів і методів, що дозволяють збирати, переміщувати, обробляти й передавати споживачеві відібрану інформацію. З цією метою застосовуються сучасні розробки, обчислювальні комплекси і програми. Такий підхід дає користувачеві можливість опрацьовувати табличні дані, вести реляційні бази даних, одержувати різноманітні графіки [*124*].

Використовуючи інформацію, зібрану по території Подільського Придністров'я – дані про свердловини, джерела, результати гідрохімічних досліджень і спостережень на станціях по вивченню інтенсивності розчинення, різноманітний картографічний матеріал (карти, схеми, плани, що мають географічну прив'язку) – нами була розроблена і створена комп'ютерна геоінформаційна система "*Гіпсовий карст Західної України*" [*4*]. Ця система складається з двох блоків – фактографічного та картографічного.

Фактографічний блок геоінформаційної системи – це база даних геолого-гідрогеологічної та гідрохімічної інформації, що складається з низки окремих, логічно зв'язаних між собою, таблиць, які містять різноманітну цифрову та символьну інформацію.

Крім накопичення даних, фактографічний блок дозволяє робити вибірку даних із бази в заздалегідь визначеному форматі (вибірка даних за умови, осереднення обраних значень тощо). Ще однією функцією цього блоку є можливість вибірки просторово зафіксованих результатів спостережень по мережі точок з урахуванням попередньо заданих умов для автоматичної побудови карт ізоліній пакетом відповідних програм.

Картографічний блок складається з ГІС-пакета "*MapInfo Professional 6.0*" і комплекту цифрових електронних карт, до якого входять:

- електронна (цифрова) топографічна карта масштабу 1:200 000;
- карти, створені в результаті обробки матеріалів фактографічного блоку (топографічно прив'язані свердловини, джерела, входи до печер, станції по вивченню інтенсивності розчинення сульфатних порід, результати спостережень за хімічним складом природних вод, просторовий розподіл показників інтенсивності розчинення тощо);
- різноманітні карти (тектонічні, структурні, геологічні, схеми проведення експериментів по трасуванню підземних вод, введені в комп'ютер у растровій формі за допомогою сканера і трансформовані у векторну форму).

Уведені до бази дані топографічно прив'язані до топографічної основи, що дозволяє швидко й ефективно аналізувати різнопланову карстолого-геологічну, гідрогеологічну, гідрохімічну та гідроекологічну інформацію та будувати карти, що наочно відбивають результати цього аналізу [*3*].

РОЗДІЛ 3. ПРИРОДНІ УМОВИ РАЙОНУ РОЗВИТКУ СУЛЬФАТНОГО КАРСТУ В ЗАХІДНОМУ РЕГІОНІ УКРАЇНИ

Згідно фізико-географічного районування ділянки досліджень знаходяться на території, розташованій на західних схилах Розточчя й у південній частині Подільської височини, що належать до Ростоцько-Опільської горбогірної, Західно-Подільської та Прут-Дністровської височинних областей Західно-Української лісостепової фізико-географічної провінції [*25*] (рис. 3.1).

На півночі території проходить Головний Європейський вододіл, який розмежовує басейни найбільших річок Європи – Вісли, Дністра, Дніпра. На північ та північний схід від Дністровсько-Санської вододільної рівнини розташована Верхньосанська низовина з притоками р.Сан – річки Вяр, Вишня, Шкло, Любачівка. З півдня та південного заходу вододіл обмежений долинами р.Дністер і його верхніх приток – річок Стрвяж, Бистриця, Верещиця, Щирець. Хвилястий рельєф Дністровсько-Санської вододільної рівнини створений внаслідок водноерозійної діяльності малих річок, що інтенсивно розчленовують покривні та підстилаючі відклади.

Північна ділянка досліджень розташована на узвишшях Розточчя, які далі на захід переходять в область Передкарпаття. Підвищена гряда Розточчя є місцевим вододілом, у південній її частині проходить Головний Європейський вододіл. Водні потоки, що беруть свій початок з її східного схилу, впадають у р.Західний Буг, річки західного схилу – у р.Сан. У південній частині узвишшя розташовані верхів'я р.Верещиці, яка належить до басейну р.Дністер.

3.1. Фізико-географічні умови

Подільська височина відповідає південній частині Волино-Подільської плити (Західно-Подільська височина) і південно-західній частині Українського кристалічного щита (Східно-Подільська височина), розташована на лівобережжі Дністра.

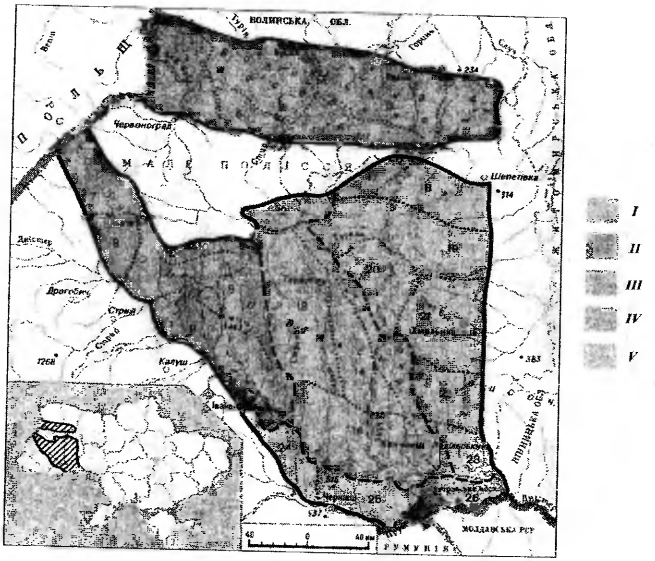


Рис.3.1. Західно-Українська лісостепова фізико-географічна провінція:
I – Волинська височинна область, райони: 1 – Нововолинсько-Сокальський, 2 – Локачівсько-Торчинський, 3 – Олицько-Ровенський, 4 – Острозько-Гощанський, 5 – Горохівсько-Берестечківський, 6 – Повчансько-Мізоцький; *II* – Ростоцько-Опільська горбогірна область, райони: 7 – Немирівсько-Брюховицький, 8 – Городоцько-Щирецький, 9 – Миколаївсько-Бережанський, 10 – Гологорський, 11 – Ходорівсько-Бучацький; *III* – Західно-Подільська височинна область, райони: 12 – Вороняківський, 13 – Зборівсько-Тереблянський, 14 – Гримайлівсько-Гусятинський (Притовтровий), 15 – Збаразько-Смотрицький (Товтровий), 16 – Чортківсько-Кам'янець–Подільський; *IV* – Середньоподільська височинна область, райони: 17 – Кременецький, 18 – Вілійсько-Ізяславський, 19 – Лановицько-Теофіпольський, 20 – Підволочиcько-Авратинський, 21 – Красилівсько-Ярмолинецький, 22 – Верхньоушицький, 23 – Нижньоушицький; *V* – Прут-Дністровська височинна область, райони: 24 – Тлумацько-Городенківський, 25 – Заставнівсько-Хотинський, 26 – Кельменецько-Сокирянський

Для Західно-Подільської височини як структурної рівнини характерне зворотнє співвідношення між ступенем занурення кристалічних порід і підвищенням сучасної поверхні, що свідчить про прояв молодих неуспадкованих тектонічних рухів. Ця височина має слабкохвилясту поверхню, розчленовану глибоко врізаними річковими долинами (глибина долин у гирлових частинах досягає 150 м), часто з досить широким дном.

Особливості сучасного рельєфу визначаються виразністю структурних поверхонь, утворених неогеновими породами, і елювіально-делювіальним характером четвертинних відкладів, що мають незначні потужності на вододільних просторах і збільшені потужності на схилах.

Рівнинний рельєф території досліджень визначається особливостями її структури й усією історією геологічного розвитку. Волино-Подільська плита є найбільш піднятою частиною платформи, що є наслідком розвитку тут із кінця середнього сармату неотектонічних піднять; Український кристалічний щит переживає менш інтенсивні підняття, що пояснює й менші висоти поверхні.

Західно-Подільська височина з північного заходу на південний схід перетинається західною товтровою грядою шириною 10-15 км, найхарактернішою формою рельєфу якої є окремі вершини неправильної форми, складені рифовими вапняками. Відносна висота товтрових височин досягає 100 м, що за наявності крутих, часто позбавлених рослинності схилів додає місцевості характер гірського ландшафту. На поверхні товтрових височин четвертинні відклади практично відсутні (тут переважають процеси руйнації), між височинами делювіальні щебенево-суглинні відклади мають потужність до 20 м. Характерно, що річкові долини, які перетинають товтрову гряду, не змінюють своїх напрямків. Це може пояснюватися епігенетичним характером цих долин, закладених ще тоді, коли товтрові вапняки були поховані під більш молодими і менш стійкими до процесів денудації середньосарматськими відкладами.

У південній частині Західно-Подільської височини простягається широка терасова рівнина лівобережжя Дністра, складена з поверхні піщано-гальковими та суглинними алювіальними утвореннями, піднята над дном долини Дністра більш ніж на 100 м і інтенсивно розчленована долинами лівих приток Дністра. Ця рівнина круто обривається до каньйоноподібної долини Дністра. Спостерігається загальний ухил поверхні з півночі на південь, що знаходить відображення в напрямку долин лівих приток Дністра.

З заходу до Західно-Подільської височини примикає Опілля – скульптурна височина, що є найбільш піднятою та найбільше розчленованою частиною рівнинної території України.

Височина Опілля розчленована майже рівнозначними долинами лівих приток Дністра: Зубри, Кривулі, Білої, Свиржа, Гнилої Липи, Нараївки, Золотої Липи, Коропця, що розділяють між собою асиметричні гряди. Звертає на себе увагу невідповідність між крутими схилами долин, різко розчленованими вододілами й плоскими широкими днищами долин.

За особливостями рельєфу тут виділяють: а) власне Опілля; б) північно-східну частину Опілля, найбільш підняту й інтенсивно розчленовану, із прилягаючими групами останців; в) Південно-Опольську хвилясту височину, утворення якої пов'язують з діяльністю Пра-Дністра, що відкладав галечники надканьйонних терас. Ще південніше в рельєфі виражені більш молоді тераси Дністра, складені піщано-гальковим і суглинним матеріалом. На північному схилі Опілля спостерігається велика кількість уступів, у більшості випадків зобов'язаних своїм походженням різної твердості порід, що складають схил, хоча у формуванні уступу значна роль належала також талим водам льодовика максимального зледеніння.

У межах Опілля відсутній суцільний покрив четвертинних відкладів, хоча потужність їх на виположених ділянках схилів і в днищах долин досягає 10-15 м.

На північний захід від Львова, за Білогірсько-Мальчицькою прохідною долиною, у якій протікає Полтва, простягається вузька смуга Розточчя – денудаційної різко розчленованої рівнини, що одержала свою назву завдяки тому, що на її схилах беруть початок притоки Західного Бугу, Дністра та Сану.

Верхів'я правих приток Сану (басейн р.Вісли) – річок Вяри, Вишні, Шкло та Любачувки – підпорядковані до Верхньосанського Поділля – водноакумулятивної рівнини, що розділяє Розточчя й Дністровсько-Санську рівнину, складену з поверхні переважно піщаними відкладами.

Дністровсько-Санська вододільна рівнина є відносно піднятою (над прилягаючою з півночі і північного сходу низинною рівниною й над обмежуючою її з півдня широкою плоскою долиною Дністра) місцевістю. Північна частина рівнини розчленована інтенсивніше, що пояснюється більшою різницею висот між ділянками з максимальними відмітками й прилягаючої з півночі низинною рівниною.

3.2. Кліматичні умови

Територія району досліджень являє собою дуже складну в кліматичному відношенні місцевість.

У формуванні клімату велику роль відіграють такі елементи географічного середовища, як гідрографія, рельєф, грунтовий і рослинний покрив. Зокрема, значно впливають на клімат Карпати, що займають південно-західну частину України. Меншою мірою впливають на клімат району розташовані східніше Прикарпаття та Волино-Подільська височина [*25*].

Термічний режим території залежить від радіаційних чинників і властивостей повітряних потоків, що надходять на цю територію; істотну роль відіграє підстилаюча поверхня та рослинний покрив.

У холодний період року істотну роль відіграють циркуляційні процеси. Завдяки циркуляції відбувається часта зміна повітряних мас, унаслідок чого температура холодного сезону відрізняється великою

нестійкістю. Для території досліджень характерний вплив теплих повітряних мас, що надходять із Середземного моря, а також часте надходження повітря з Атлантичного океану. Тому для зимового сезону характерні похмура погода, тумани та відлиги, при яких добова температура підвищується до 5 °С і вище.

У літній період циклонічна діяльність згасає, температура стає більш стійкою. Головну роль відіграє місцева трансформація повітряних мас [*128*].

Значна протяжність території з півночі на південь визначає помітні відмінності в розподілі температури повітря. Різниця між середніми багаторічними температурами північних і південних районів досягає 1 градуса. Середня (за період з 1980-го по 1995 роки) річна температура повітря збільшується з 7,6 °С у Львові до 8,2 °С у Чернівцях (табл. 3.1).

Найтепліший місяць року – липень (Львів – 17,9 °С, Чернівці – 19,2 °С). Найхолодніший місяць – січень. Як видно з табл. 3.1, період проведення робіт характеризується теплішими зимами: середні січневі температури повітря становлять –2,9 °С порівняно з середньобагаторічними значеннями –4,0...–4,6 °С. Найбільш різкі зниження температури повітря пов'язані з вторгненням холодного повітря з північних широт і з подальшим охолодженням у стаціонарних антициклонах.

Одним із найважливіших елементів формування гідрологічного режиму, особливо стоку, є опади. Розподіл їх по території досліджень характеризують значення, наведені в табл. 3.2.

На території досліджень за рік випадає понад 600 мм опадів. Максимум опадів фіксується в липні, іноді в червні (близько 100 мм), мінімум (30-40 мм) спостерігається в грудні–січні. Розподіл опадів по території району протягом року неоднорідний за кількістю та інтенсивністю випадіння, що певним чином впливає на розвиток карстових процесів. Варто зауважити, що період проведення робіт характеризується близькими до середніх річними сумами опадів.

Таблиця 3.1

Середня місячна та річна температура повітря (°С) за період спостережень і термін виконання досліджень

Метеостанція	Період спостережень, роки	Місяці												Рік
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Львів	1947-2001	-4,0	-3,0	0,9	8,0	13,2	16,3	17,7	17,2	13,0	8,0	2,5	-1,4	7,4
	1980-1995	-2,9	-2,4	1,9	7,9	13,4	16,0	17,9	17,5	13,4	8,5	1,8	-1,4	7,6
Кам'янець-Подільський	1844-2001	-4,6	-3,1	1,3	8,5	14,5	17,8	19,3	18,7	14,3	8,6	2,6	-2,2	8,0
	1980-1995	-3,4	-2,8	1,9	8,6	14,4	17,3	19,0	18,5	14,1	9,2	1,5	-1,8	8,0
Чернівці	1947-2001	-4,3	-2,8	1,6	8,8	14,3	17,6	19,1	18,3	14,0	8,5	2,7	-1,8	8,0
	1980-1995	-2,9	-2,3	2,3	8,7	14,2	17,4	19,2	18,6	14,5	8,9	1,6	-1,5	8,2

Таблиця 3.2

Середньобагаторічні суми опадів (мм) за період спостережень і термін виконання досліджень

Метеостанція	Період спостережень, роки	Місяці												Рік
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Львів	1947-2001	39	38	35	48	71	86	89	76	59	46	47	46	681
	1980-1995	29	30	33	46	78	85	85	67	66	50	39	44	652
Кам'янець-Подільський	1894-2001	28	28	26	46	63	87	85	62	50	37	37	32	589
	1980-1995	29	31	31	47	75	102	80	61	45	28	38	40	607
Чернівці	1947-2001	30	31	31	51	67	103	106	65	53	32	37	37	644
	1980-1995	27	28	33	48	76	91	85	66	40	29	34	36	592

Особливо значний вплив на карстоутворення справляють зливові дощі та талі снігові води, збагачені вільною вуглекислотою (8,8-22 мг/дм^3).

3.3. Геолого-тектонічні умови

Починаючи з кінця протерозою Український кристалічний щит виступає як жорстка маса, що переживає складну історію блокових рухів. Породи осадового комплексу, які залягають на його поверхні, більшою чи меншою мірою піддавалися впливу цих рухів, що відбилося на умовах їхнього залягання та визначило наявність фаціальних особливостей і зміну потужностей у межах окремих блоків.

Волино-Подільська плита характеризується складною будовою осадового чохла. Кристалічний фундамент занурюється в західному напрямку по системі субмеридіональних розламів, у цьому ж напрямку спостерігається нахил палеозойських і мезозойських осадових порід. Крім загального нахилу, в осадовому чохлі виявляється слабка складчастість і наявність низки флексуроподібних перегинів, витягнутих у карпатському напрямку. Ці структури другого порядку захоплюють палеозойські, юрські й верхньокрейдяні відклади, що визначає їхній післякрейдовий вік.

У структурному відношенні район представлений палеозойськими (герцинськими) і мезо-кайнозойськими (альпійськими) утвореннями.

Кристалічний фундамент, складений породами архею та протерозою, полого занурюється від Українського щита на захід, що викликає збільшення потужності осадового чохла від десятків метрів до 1,5-2 км.

Відклади ордовіцької системи спорадично розвинуті переважно на Волині, де зустрінуті свердловинами на значній глибині [*107*].

Відклади силуру в межах регіону мають широке розповсюдження та значну (до 1000 м) потужність і представлені переважно мергелистими вапняками та доломітами. Глинисті сланці, мергелі й аргіліти

мають підпорядковане значення. Верхня частина силурійських відкладів відслонюється у долинах Дністра та його лівих приток.

Девонські відклади широко розповсюджені в басейні Дністра. Літологічно вони досить різноманітні. У Подільському Придністров'ї вони представлені переважно вапняками, мергелями й аргілітами. У середній течії Дністра червоноколірна теригенна формація нижнього девону складена пісковиками й алевролітами.

Відклади кам'яновугільної системи (вугленосна формація) розвинуті у Львівському прогині. Нижньокам'яновугільні відклади представлені аргілітами, алевролітами, пісковиками та конгломератами. Середньокам'яновугільні відклади зустрінуті у найбільш заглиблених місцях і складені теригенними породами – аргілітами, алевролітами, пісковиками з прошарками вапняків.

Відклади юрської системи сформувалися протягом альпійського етапу розвитку платформи. Ці відклади, розвинуті переважно у південно-західній частині Львівського прогину, з великим неузгодженням залягають на кам'яновугільних відкладах. На решті території вони залягають у вигляді ізольованих плям, які виповнюють понижені ділянки кам'яновугільного рельєфу. Літологічно вони представлені як теригенно-карбонатними (аргіліти, алевроліти, пісковики), так і сульфатно-карбонатними відкладами (вапняками, а також чергуванням шарів доломітів, ангідритів й гіпсів).

Відклади крейдяної системи, представлені верхнім відділом, мають значне поширення й залягають трансгресивно на шарах різного віку (від палеозою до нижньої крейди). Відслонюються вони в долинах лівих приток Дністра й у долині Західного Бугу. Представлені сеноманськими глауконітовими пісковиками з мергелистим цементом, вапняковими пісковиками (нижній сеноман), глауконітовими мергелями з фосфоритовими жовнами й галькою кременя (середній сеноман), вапняками (верхній сеноман), туронськими вапняками зі стяжіннями кременів, коньякськими та сантонськими, кампанськими та

маастрихтськими мергелями й вапняками. Загальна їхня потужність збільшується від одиниць метрів на Волино-Подільській плиті до сотень метрів у зоні зчленування платформи з прогином. У Львівському прогині їхня потужність збільшується до 1000 м [*123*].

Палеогенові відклади на Волино-Подільській плиті мають спорадичне поширення й розвинуті переважно у північній її частині й у Передкарпатті.

Відклади неогенової системи широко розповсюджені на Волино-Поділлі. Територія досліджень окреслена площею розповсюдження гіпсо-ангідритових відкладів, що належить до евапорито-теригенно-карбонатної (моласової) формації міоцену [*27*], у межах верхньої частини басейну Дністра та частково верхів'їв р.Шкло (басейн р.Сан).

До складу моласової формації [*21, 39*], що охоплює саму верхню частину альпійського структурного поверху, входять відклади середнього та верхнього міоцену, які залягають на розмитій поверхні більш древніх відкладів. Загальна потужність відкладів залежить від рельєфу покрівлі підстилаючих відкладів і змінюється від одиниць до сотень метрів.

Нижньобаденські відклади представлені низкою горизонтів: піщано-глинисто-вуглистих порід, піщано-літотамнієвих, глинисто-карбонатних і вапнякових порід, ервілієвих шарів. Верхньобаденські шари представлені двома верствами – гіпсів, ангідритів і хемогенних (ратинських) вапняків, і пісків, літотамнієвих вапняків, глин, піщано-глинисто-мергелистих порід. Вапняки з літотамніями, моховатками та іншими організмами утворять рифи західної товтрової гряди.

Гіпсо-ангідритова товща разом із залягаючим вище горизонтом пелітоморфних і кристалічних вапняків належить до тираської світи верхнього баденію. Зона розповсюдження міоценових гіпсо-ангідритів, які є середовищем розвитку сульфатного карсту, охоплює південно-західну частину Волино-Подільської плити та суміжну зону Передкарпатського прогину. В останньому випадку товща занурена

на значну глибину і безпосередньому спостереженню не підлягає. Зона розповсюдження гіпсо-ангідритів витягнута з північного заходу на південний схід у межах України на 300 км уздовж Передкарпатського прогину смугою, що має ширину від одиниць до 40-80 км (рис. 3.2).

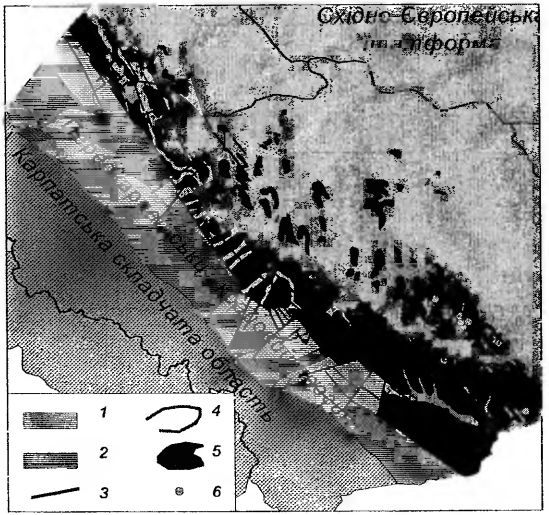


Рис. 3.2. Розповсюдження гіпсової товщі тираської світи та великих печер у межах Подільсько-Буковинської карстової області (*Передкарпатський прогин*: 1 – Зовнішня зона, 2 – Внутрішня зона; 3 – тектонічні порушення; 4 – вододіли; 5 – площа розповсюдження гіпсо-ангідритів на платформі; 6 – великі лабіринтові печери в гіпсах)

На лівобережжі Придністров'я сульфатні породи залягають порівняно неглибоко, представлені гіпсами потужністю від декількох до 30-46 м і розчленовані ерозійною мережею на ізольовані ареали. У суміжній з прогином зоні на правобережжі Дністра, де розповсюдження гіпсів майже суцільне, збільшуються глибина їхнього залягання та потужність.

Поблизу кордону з прогином у складі сульфатної товщі з'являються й починають переважати ангідрити, а у Зовнішній зоні прогину ця товща цілком представлена ангідритами, які мають потужність до 70-90 м і залягають на глибині до 1000 м і більше.

Гіпсо-ангідрити майже повсюди підстилаються розмитими осадами нижнього баденію потужністю від кількох до 70 м, представленими перешаровуванням глинисто-вапняково-біогермних і піщано-пісковикових відкладів [*62*].

Сарматські відклади розповсюджені значно ширше.

На Волино-Подільській плиті в підошві нижньосарматських відкладів залягають піски з прошарками пісковиків і вапняків, що у південному напрямку переходять у вапняки.

Нижньосарматські піски перекриваються глинисто-мергельно-трепеловою товщею з прошарками бентонітових глин.

На території досліджень значно, але дуже нерівномірно розповсюджені різноманітні за віком і генезисом неогенові та четвертинні континентальні відклади, що є продуктами перевідкладення або перетворення більш древніх відкладів і складають кори вивітрювання, поверхні вирівнювання, річкові тераси, конуси виносу, делювіальні шлейфи тощо.

3.4. Гідрогеологічні умови

Басейни Дністра і частково Вісли в межах території досліджень розміщені переважно в межах південно-західного схилу Волино-Подільської плити Українського кристалічного щита [*29*].

Територія робіт у гідрогеологічному відношенні належить до Волино-Подільського артезіанського басейну платформенного типу. Для цього артезіанського басейну характерне переважне розповсюдження пластово-тріщинних колекторів з локальним розвитком водоносних горизонтів і комплексів, що залягають пошарово [*137, 138*]. Структурно зона зчленування платформи з прогином є моноклінальн-

ним артезіанським схилом, стік з якого спрямований у західному та південно-західному напрямку, до Передкарпатського прогину та долини Дністра.

У верхній частині басейну Дністра умови для накопичення підземних вод найсприятливіші. Тут випадає найбільша кількість атмосферних опадів і зафіксована низька випаровуваність. Однак літологічний склад порід і геоморфологічні умови мало сприяють накопиченню підземних вод. Крім того, глибоко врізана розгалужена ерозійна мережа значно дренує багато горизонтів підземних вод, внаслідок чого умови їхнього накопичення на різних ділянках неоднакові.

Відповідно до геологічної будови в межах даної території виділяється низка водоносних горизонтів і комплексів, приурочених як до гранулярних, так і до тріщинних та тріщинно-карстових колекторів. Тут встановлені водоносні горизонти і комплекси четвертинних, міоценових і палеогенових відкладів, мезозойських, палеозойських і протерозойських товщ. Верхня гідродинамічна зона повністю охоплює міоценові та мезозойські колектори [*62*].

Води четвертинних відкладів. Четвертинні відклади широко розповсюджені й майже повсюди тією чи іншою мірою водоносні. На окремих ділянках води четвертинних відкладів сполучаються з водами підстилаючих порід неогену, сенон-турону, сеноману, флішевих відкладів, різних порід палеозою. Водонасиченими є різні генетичні типи порід четвертинних відкладів, що майже завжди сполучаються між собою, створюючи одну водоносну товщу; тому виділення окремих водоносних горизонтів в цьому випадку умовне.

Дебіти свердловин залежать від механічного складу водовміщуючих порід і змінюються від сотих часток літра на секунду до 2,8 л/с.

Мінералізація вод зазвичай не перевищує 1,0 г/дм^3, іноді досягає 1,5 г/дм^3. Загальна жорсткість невисока – 1,4-7,8 мг-екв, рідко досягає 20 мг-екв [*107*]. Хімічний склад вод різноманітний і визначається літологічними особливостями порід, що вміщують і підстилають водоносний горизонт. На північному заході в смузі розвитку під четвертинними відкладами піщано-глинистих порід нижньобаденського під'ярусу води прісні, гідрокарбонатні кальцієві з незначним вмістом сульфатів. На ділянках поширення гіпсо-ангідритів води сульфатні кальцієві, часто сірководневі. Зустрічаються також сульфатно-хлоридні кальцієво-натрієві води – в залежності від солей, що містяться у водоносних породах.

Починаючи від м.Ширець Львівської області й південно-східніше уздовж Дністра, по лінії населених пунктів Ходорів, Тлумач, Заліщики, на великій площі підошвою четвертинних відкладень є гіпси й ангідрити. Ширина цієї смуги місцями досягає декількох десятків кілометрів. Тут досить часто розвинуті карстові форми рельєфу, іноді з понорами, що приймають велику кількість поверхневих вод. Часто гіпси щільні і є гарною водотривкою підошвою четвертинного водоносного горизонту. Контактуючи безпосередньо з гіпсами, ці води збагачуються сульфатом кальцію та переходять у мінералізовані сульфатні кальцієві води з загальною мінералізацією 2,0-2,5 г/дм^3.

Живлення горизонту відбувається за рахунок атмосферних опадів і поверхневих вод, а також за рахунок висхідного перетікання з нижчезалягаючих напірних горизонтів.

Води неогенових відкладів. Міоценові відклади водоносні тією чи іншою мірою на всій площі їхнього розповсюдження – у зоні, що безпосередньо прилягає до Передкарпатського прогину, а також на вододільних просторах. Водовміщуючі породи представлені вапняково-піщанистими відкладами низів сарматського ярусу, вапняками ратинського горизонту, гіпсами та гіпсо-ангідритами дністровського горизонту, вапняково-піщанистими підгіпсовими нижньобаденськими відкладами. Потужність порід комплексу становить 35-50 м, збільшуючись до 60-80 м у заглиблених ділянках і поблизу прогину.

Відклади сарматського ярусу розповсюджені в басейнах Західного Бугу та Дністра. У зоні зчленування південно-західної околиці

Східно-Європейської платформи з Передкарпатським прогином водовміщуючими зазвичай є прошарки та лінзи дрібнозернистих пісків, тріщинуватих вапняків і рідше пісковиків у потужній товщі глинистих порід. Переважна потужність прошарків і лінз 1,5-2 м, іноді досягає 47,5 м. У зовнішній зоні прогину водоносні шари мають спорадичне поширення й представлені прошарками пісків у товщі глин. Потужність водоносних пісків змінюється від 2,6 до 21,4 м.

Підстилаючими породами майже по всій площі поширення водоносних сарматських відкладів є глини, рідше літотамнієві вапняки й мергелі тортонського ярусу. На ділянках, де вапняки сармату налягають на вапняки тортону, води їх з'єднуються й утворюють єдиний водоносний горизонт. У покрівлі водоносного горизонту залягають четвертинні утворення. Рівні води зафіксовані на глибинах від 1-2 до 30-80 м, переважає 9-11 м. При високому гіпсометричному положенні горизонт дренується численними долинами річок і балок у вигляді джерел незначного дебіту. У зовнішній зоні прогину глибина залягання водоносного горизонту коливається від 30 до 160 м. Води напірні і безнапірні в залежності від умов залягання і рельєфу. Висота напору коливається від 4,2 до 40 м. У внутрішній зоні прогину води напірні з самовиливом; висота напору досягає 163 м. Мінералізація вод коливається від 0,38 до 0,64 г/дм^3 на східній околиці Східно-Європейської платформи та від 0,39 до 1,78 г/дм^3 у зовнішній зоні прогину. За складом води гідрокарбонатні кальцієві, гідрокарбонатні натрієво-кальцієві та хлоридні натрієві.

Слабопроникна товща глинистих осадів косівських і сарматських відкладів розділяє водоносні комплекси міоценових і четвертинних відкладів. Водопроникність глинистих осадів збільшується в зонах тектонічних порушень або їхнього часткового чи майже денудаційного знищення. З такими зонами пов'язані ділянки вертикального низхідного або висхідного руху підземних вод.

Відклади баденського ярусу поширені по околиці південно-західного крила Волино-Подільської западини й у Передкарпатському прогині. Перекриваються древньочетвертинними відкладами та середньосарматськими глинами. У Зовнішній зоні прогину залягають на глибині 300-2000 м. Підстилаються верхньокрейдяними, девонськими та силурійськими відкладами, між якими часто відсутні водотривкі прошарки, і тоді води цих відкладів з'єднуються. Хоча відклади баденію розділяються на два під'яруси – верхній і нижній, завдяки відсутності між ними витриманих по площі водотривких шарів вони розглядаються як єдиний *міоценовий водоносний комплекс (МВК)* [*62*].

Водовміщуючими найчастіше є піски, пісковики, літотамнієві та хемогенні вапняки. Усі ці водовміщуючі шари не витримані за потужністю та площею, спостерігається часте їхнє перешаровування. Уздовж південно-західної межі платформи та прогину в розрізі є шари і лінзи гіпсу й ангідритів (верхньобаденського під'ярусу), що впливають на формування хімічного складу вод.

Глибина залягання водоносних шарів від 0 (виходи на поверхню по схилах долин рік) до 2,4-195 м, але частіше становить 20-30 м. У міру занурення під прогин і в зоні зчленування горизонт іде на значну глибину (до 400-1200 м) під товщу сармату. Води набувають напору, що змінюється від 0,6 до 174,2 м у межах платформи і досягає сотень метрів у прогині. Живлення горизонту відбувається за рахунок атмосферних опадів і підтоку напірних вод з залягаючих нижче відкладів.

У складі МВК виділяють надгіпсовий і підгіпсовий горизонти *62*].

Надгіпсовий горизонт ратинських вапняків потужністю від 1 до 25 м характеризується нерівномірною, часто надто високою тріщинно-кавернозною і кавернозно-тріщинною проникністю. Коефіцієнт фільтрації змінюється в межах $2\cdot10^{-2} – 1\cdot10^{-1}$ см/с, досягаючи в закарстованих зонах значень $5\cdot10^{-1}$ см/с$^{-1}$. Уздовж контакту з гіпсами часто

відзначається підвищення водопровідності. Ділянки високої водопроникності в підгіпсових літотамнієвих вапняках співпадають у плані з такими у надгіпсових вапняках [*9*]. Дебіти свердловин коливаються від 0,3 до 2–3 л/с, досягаючи при самовиливі 30 л/с.

Підгіпсовий водоносний горизонт розвинутий у нижньобаденських літотамнієвих вапняках, пісковиках і пісках і має повсюдне поширення, за винятком глибоко врізаних долин. Потужність горизонту коливається в межах 8-40 м. Він є основним водоносним горизонтом комплексу й характеризується тріщинно-поровою проникністю. "Підгіпсовим" цей горизонт можна назвати умовно, враховуючи його стратиграфічне положення. На площах відсутності гіпсів нижньобаденські відклади перекриваються верхньобаденськими чи безпосередньо четвертинними відкладами. Коефіцієнт фільтрації порід горизонту знаходиться в межах $1 \cdot 10^{-4}$ –$1{,}6 \cdot 10^{-3}$ см/с, у закарстованих літотамнієвих вапняках, досягаючи $6 \cdot 10^{-3}$ – $7 \cdot 10^{-2}$ і навіть $7 \cdot 10^{-1}$ см/с. Водонасиченість горизонту збільшується в напрямку від платформи до прогину. Горизонт експлуатується як дрібними, так і великими водозаборами. Наприклад, сумарний дебіт групи львівських водозаборів (Парашка, Воля Добростанська, Великопілля, Каменеброд та ін.) перевищує 115 м^3/добу.

Води, приурочені до піщано-вапнякових шарів нижнього баденію, мають мінералізацію від 0,2 до 1 г/дм^3, рідше до 1,5 г/дм^3. На ділянках поширення гіпсів ангідритів верхнього баденію мінералізація досягає 4,5 г/дм^3. Мінералізація зростає при наближенні до зони зчленування платформи з прогином і в прогині змінюється в межах 3,2-22,7 г/дм^3. Високомінералізовані води використовуються в лікувальних цілях (курорти Немирів, Любень-Великий, Язів).

Сульфатна товща тираської світи, потужністю від 5 до 40 м, зазвичай розглядається в регіональній гідрогеології як шар водотривких порід, що поділяє підгіпсовий та надгіпсовий водоносні горизонти [*8, 32, 73, 75, 88, 102, 108, 133, 136 та ін.*]. Більшість дослідників вказують на гідравлічний зв'язок між водоносними горизонтами міоценової товщі лише на ділянках відсутності в розрізі гіпсо-ангідритів, у так званих "вікнах". Лише декотрі автори [*9, 17, 22, 131*] згадують гіпсову товщу серед водовміщуючих порід. Детальний аналіз цього питання показав, що характеристика гіпсів як регіонального водо риву й роздільного шару в цілому неправомірна. Тісний гідравлічний зв'язок під- і надгіпсового горизонтів є їхньою загальною характеристикою. Водотривкі властивості гіпсової товщі виявляються лише на локальних площах, загалом вона тією чи іншою мірою закарстована й характеризується тріщинно-каналовою водопроникністю. Площинна нерівномірність і складна структура закарстованості гіпсів визначає найважливіші особливості водообміну в МВК і низку притаманних йому гідродинамічних і гідрохімічних особливостей. На закарстованих площах, часто надто просторих, гіпсова товща характеризується в цілому високою, хоча й нерівномірною, тріщинно-каналовою проникністю, що забезпечує як вертикальний, так і латеральний водообмін через гіпси.

Регіональна мінливість умов формування підземних вод МВК і гідрогеологічних умов розвитку сульфатного карсту визначається особливостями морфоструктурного плану, що сформувалися внаслідок диференційованих у часі та просторі вертикальних рухів земної кори в пізньонеоген-четвертинний час і розвитку головних річкових долин. Це віддзеркалюється в закономірній зміні, в напрямку від внутрішніх ділянок платформи до долини Дністра та прогину, таких чинників, як глибина залягання гіпсо-ангідритів, потужність глинястого покриву, ступінь денудаційного й ерозійного розчленування геофільтраційного розрізу МВК.

3.5. Карстові явища

Перші згадки про карст Поділля, зокрема печеру біля с.Нижнє Кривче (нині – печера Кришталева), наведені в 1721 р. в роботі Г.Ржечинського "Натуральна історія Королівства Польського" [*52*]. З цього часу в різних виданнях з'являються згадки про карстові форми, переважно поверхневі. Виняток складали археологічні дослідження в печері Вертеба біля с.Більче-Золоте (Тернопільська область). З середини XIX ст. в польській географічній літературі з'являються відомості щодо існування на території Покутського Поділля численних понижень, що мають виходи гіпсу в стінках та поглинають дощову воду [*75*].

Докладніші дослідження карсту Поділля були розпочаті роботами польських учених другої половини XIX ст. завдяки підготовці до видання геологічного атласу Галіції. У цей час виконуються археологічні дослідження печери Вертеба; наводяться дані щодо поширення карстових порід, описуються морфологічні особливості поверхневих карстових форм [*57*].

У першій половині XX ст. з'являється ряд робіт, присвячених детальному вивчення окремих питань геології та геоморфології Придністров'я. Водночас розпочинаються детальні дослідження окремих карстових районів і об'єктів. Сучасний етап у вивченні печер регіону, що розпочався в 1960-х роках, характеризується комплексним характером досліджень, що виконуються як на крупних ділянках, так і на окремих об'єктах [*45, 46, 57*]. Починаючи з кінця 1950-х років карстовим явищам у гіпсо-ангідритах приділяють особливу увагу геологи та геоморфологи [*28, 71, 74, 75, 102, 103, 129, 136, 141*].

Розрізнені відомості щодо порожнин у гіпсах продовжували накопичуватися також у роботах геологів і гідрогеологів у зв'язку з розпочатими роботами з оцінки сірконосності Передкарпатського басейну, а також у ході вивчення гідрогеології, генезису та інженерно-геологічних проблем сірчаних родовищ [*8, 14, 15, 22, 26, 53, 69, 75,*

85, 88, 100, 118, 119, 132 та ін.], проводили регіональні та локальні інженерно-геологічні дослідження та пошукові роботи. Бурові роботи, що їх було виконано на території досліджень, засвідчили значне поширення порожнин у товщі гіпсо-ангідритових та карбонатних відкладів.

Дослідження поверхневого та підземного карсту розгортають загони комплексної карстової експедиції АН УРСР і загони Інституту мінеральних ресурсів Міністерства геології УРСР (Б.М.Іванов, В.М.Дублянський), з якими активно співпрацюють спелеологи Львова, Києва, Тернополя, Чернівців та інших міст. Спільними їхніми зусиллями були досліджені основні печери регіону, одержані дані щодо морфології, вторинних відкладів, мікроклімату печер, геологічної будови та гідрогеологічних умов печерних блоків [*44*]. Характеристики гіпсового карсту, а також описання великих печер у гіпсах наведені в роботах Г.А.Бачинського, В.М.Дублянського, Ю.Л.Зімельса, Б.М.Іванова, Б.О.Корженевського, А.Д.Кучерука, О.О.Ломаєва, В.А.Радзієвського, Ю.І.Шутова та ін. Підсумки досліджень цього етапу узагальнені в роботах В.М.Дублянского зі співавторами [*44, 45*].

Новітній етап у дослідженні печер регіону розпочався в 1980 р. детальними спелеологічними та карстолого-гідрогеологічними дослідженнями, що їх розпочав у регіоні карстолого-спелеологічний загін Дослідного підприємства Інституту геологічних наук АН України. Результатом цих робіт стало дослідження особливостей і закономірностей розвитку гіпсового карсту та печер регіону [*55, 56, 58, 59, 60, 61*].

Карстові явища на території досліджень відрізняються або широким розвитком на порівняно великих площах, або майже непомітним розміщенням окремих форм у долинній і ерозійній мережі. Від великих і складних карстових улоговин до мікрорельєфу, викликаного тріщинуватістю та кавернозністю – усе різноманіття карстової морфології підкреслює найважливішу рису впливу карсту на поверх-

невий стік – його постійну готовність поглинати цей стік і зменшувати його ресурси.

Значна нерівномірність поширення поверхневих проявів карстових явищ на величезних просторах пояснюється низкою причин. До їхнього числа належить часта обмеженість розмірів площ виходів карстових порід на денну поверхню або під малопотужний шар пухких покривних відкладів, місцями значне розчленовування рельєфу на цих виходах, швидке збільшення потужностей покривних відкладів, що не карстуються, при малій глибині ерозійних врізів, відносне збільшення кількості нерозчинного залишку в шарах і пачках карбонатних порід.

Своєрідність гідрографії в карстових районах Поділля, часті втрати поверхневого стоку, значна площа незручних для сільськогосподарського використання закарстованих територій, наявність великих карстових печер у Придністров'ї, необхідність охорони гірничих виробок від можливих проривів карстових вод у Прикарпатті – усе це сприяло активізації вивчення карсту.

Кліматичні чинники карстоутворення для рівнинних карстових районів показують, що розвиток тріщинуватості вивітрювання в закарстованих сульфатних породах, що найчастіше виходять на денну поверхню в Придністров'ї, може проходити з великою інтенсивністю до глибини 1,5 м у непорушеній породі, із заглибленням уздовж розривних порушень і тектонічних тріщин на десятки метрів. Тут поверхневий стік у гідрографічній мережі постійно, а в ерозійній – періодично під час сніготанення й дощових паводків підживлює тріщинно-карстові води сульфатних товщ. Мінімальний стік на окремих закарстованих водозборах у процесі живлення підземного стоку може втрачатися, збільшуючи тривалість пересихання річок навіть у районах, досить забезпечених підземним живленням. Планомірні гідрометричні роботи з обліку втрат поверхневого стоку в карстових районах не виконувалися. Однак вибіркові виміри ілюструють численні висновки

польових обстежень щодо того, що часткове чи іноді навіть повне поглинання поверхневого стоку водотоків другого – четвертого порядків для низки районів є типовим явищем.

Кліматичні, гідрометричні й гідрографічні дані стверджують головну роль хімічного вивітрювання карстових порід талими водами. Поряд із цим велике значення має фізичне вивітрювання порід протягом холодного сезону та механічне – під час проходження місцевих паводків. Завдяки чергуванню, а іноді й сполученню цих чинників забезпечується існування та розвиток, з одного боку, просадочних карстово-суфозійних форм і, з іншого – виникнення нових карстових форм і еволюцію більш древніх карстопроявів у долинах і на місцевих вододілах.

У числі геолого-геоморфологічних чинників розвитку карсту важливу роль відіграють тривалість та інтенсивність тектонічних піднять, що визначили як відносні перевищення вододільних просторів над місцевими базисами ерозії, так і різні сполучення напрямків падіння порід, що карстуються, а також орієнтування гідрографічної мережі. Так, у басейні середнього і нижнього Дністра ізобази на карті сумарних амплітуд неотектонічних рухів ілюструють поступове згасання інтенсивності піднять із північного заходу на південний схід.

Глибокий вріз долини середнього Дністра обумовив швидке поглиблення долин його лівих приток і зміну розчленовування рельєфу.

Показники вертикального розчленовування, як правило, помітно зростають при перетинанні річками виходів карбонатних порід. Це яскраво виражено, наприклад, у долинах Серету, Гнезни, Смотрича й інших річок. Менше розчленовування характерне для виходів гіпсів і мінімальне – для виходів кам'яної солі. Зазначені відмінності відображають не стільки розходження в потужностях карстових порід, скільки їхню здатність до вилуговування. Показники розчленовування поверхні пояснюють приуроченість тріщинуватості в породах, що карстуються, понорів та інших карстових явищ до гідрографічної й

ерозійної мережі. Геоморфологічний аналіз установлює наявність на слаборозчленованих вододілах плато древніх балок стоку, що живили в минулому, а подекуди живлять і зараз великі системи карстових порожнин у гіпсах Придністров'я. Таким чином, для розглянутої території в межах Волино-Подільської височини наявність поверхневого стоку можна прийняти як головний чинник розвитку карсту.

Значний змив і розмивання покривних відкладів, що залягають на карбонатних і сульфатних породах, сприяють розвитку численних різновидів карстового, карстово-ерозійного, ерозійно-карстового, суфозійно-карстового рельєфу для гірської й особливо для рівнинної карстових провінцій.

Територія досліджень, згідно з прийнятою схемою районування [43, 44, 89], належить до Подільсько-Буковинської карстової області (рис.3.3), де у неогенових сульфатних і карбонатних відкладах широко розвинутий відкритий, задернований і покритий карст [45].

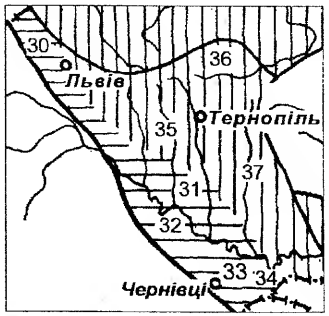


Рис. 3.3. Схема розташування карстових районів Подільсько-Буковинської карстової області (за [*44*]):
30 – Гологоро-Розточенський; 31 – Придністровський; 32 – Покутський; 33 – Буковинський; 34 – Мамализький; 35 – Бережанський; 36 – Кременецький; 37 – Товтровий

Гологоро-Розточенський карстовий район (*Яворівський*, згідно з районуванням Б.М.Іванова [*51*]) включає водозбори правих приток р.Сан (Шкло, Гноєнець) на території поширення нижньотортонських тріщинуватих вапняків.

Вапняки перекриті подекуди карбонатними глинами та гіпсо-ангідритами, на яких розвинуті ратинські вапняки верхнього тортону. Перекриваючі пісковиково-мергелисто-глинисті нижньосарматські й вищезалягаючі переважно піщано-супіщані четвертинні відклади відрізняються малими потужностями та значною водопроникністю.

Результати геологічних досліджень показують, що розкриття закарстованих відкладів гідрографічною мережею під час максимального зледеніння істотно підсилило нерівномірне закарстування ратинських вапняків і гіпсо-ангідритів. Закарстованість літотамнієвих вапняків і активна сучасна циркуляція напірних тріщинно-карстових вод у цій товщі з розвантаженням їх уздовж порушень або на ділянках древніх балок, також у місцях, де перекриваючі глинисті відклади розмиті, пояснює виникнення провальних лійок.

Як показало обстеження, у районі розвинуті суфозійно-карстові осідання та лійки, зобов'язані своїм походженням вилуговуванню ратинських вапняків і гіпсів з ослабленням покрівлі над порожнинами. З початком гідротехнічних робіт (водовідлив з Центрального кар'єру, підземний видобуток сірки тощо) на Язівському сірчаному родовищі спостерігається значна активізація карстового процесу, яка супроводжується новими провалами земної поверхні.

Значна кількість безстічних форм діаметром 5-30 м, рідше 50-100 м, із глибинами 2-8 м розпорошує поверхневий стік і нерівномірно живить тріщинні води у верхній частині геологічного розрізу. Поряд із цим різке підвищення сульфатної мінералізації річкової води в р.Шкло свідчить про наявність живлення їх за рахунок підземних вод, що пояснює також незамерзання річки взимку.

Перераховані дані дають підставу вважати цілком можливим наявність нев'язок стоку по довжині річок.

Придністровський карстовий район розташований на лівобережжі Дністра, охоплюючи гирлові ділянки річок Шерека, Зубри, Луги, Свиржа, Гнилої Липи, Нараївки, Городянки, Золотої Липи, Коро-

пця, середню та нижню течії річок Стрипи, Серету, Нічлави, Циганки й Збруча. Північна межа району співпадає з контуром поширення верхньобаденських гіпсів. Закарстована практично вся товща неогенових відкладів – верхньобаденські надгіпсові літотамнієві вапняки, ратинські хемогенні вапняки, гіпси, нижньобаденські літотамнієві вапняки.

Найбільш поширені карстопрояви, приурочені до гіпсів і перекриваючих їх шаруватих ратинських вапняків. Карст спостерігається також і в підгіпсових нижньотортонських літотамнієвих вапняках. Унаслідок незначної потужності вапняків (надгіпсові – до 8 м, підгіпсові – до 5 м) поверхневі карстопрояви пов'язані переважно з осіданнями покривних відкладів над порожнинами та провалами в товщі гіпсів, середня потужність якої досягає 20-30 м.

Локально збережені від розмиву надгіпсові пухкі відклади на межиріччях плато тільки зрідка досягають сумарної потужності 10-12 м. Як правило, глибинні карстові утворення відбиваються в них осіданнями та лійками.

Підземні карстові форми в Придністровському районі представлені дуже широко. Тут розташовані десятки великих карстових печер, у тому числі найдовші в світі печери в гіпсах, такі як Оптимістична довжиною понад 188 км, Озерна - 111 км, Млинки – 24 км та ін. При цьому площі закарстованих блоків відрізняються вкрай незначними розмірами – для Оптимістична, найбільшої з них, вона становить близько 0,6 км^2.

В умовах майже горизонтального залягання закарстованих порід безводність, часткове обводнення й повна обводненість тріщинно-порожнинних систем визначаються глибиною ерозійного врізу древніх і сучасних балок і долин. Оскільки глибина врізів зростає з півночі на південь до долини Дністра, на плоских вододілах між лівими притоками Дністра в їхній середній течії породи, що карстуються, не розкриті ерозією й обводнені, а в пониззі, де ерозійними врізами ці

породи розриті разом із підстилаючими відкладами, вони безводні. В усіх випадках живлення підземних вод здійснюється за рахунок поверхневого стоку гідрографічної й ерозійної мережі та вод атмосферних опадів, що збираються в мікроводозборах карстових форм. Останні на межиріччях представлені плоскими западинами діаметром 0,4-0,8 км і глибиною 2-8 м.

Південніше суходоли зустрічаються значно частіше. Локально розвинуті лійки невеликих і середніх розмірів – діаметром 20-30 м при глибині 2-3 м, які іноді утворюють скупчення та ряди. Подекуди спостерігаються провальні лійки, часто двох'ярусні з виположеними бортами в надгіпсових вапняках і крутими – в підстилаючих гіпсах.

На відміну від лійок у вапняках, лійки в гіпсах конусоподібні, глибокі (до 10-20 м), мають круті та вертикальні стінки й зазвичай відкриті понори гарної водопровідності. У районі є ділянки, де інтенсивність закарстування характеризується 40-50 лійками на 1 км^2 (межиріччя Серет-Нічлава). Таким чином, мікроводозбори карстових і особливо ерозійних форм переводять поверхневий стік у товщу гіпсів і підгіпсові вапняки на всіх межиріччях.

Мамализький карстовий район розташований на лівобережжі р.Прут на кордоні України та Молдови, між селами Мамалига та Ліпкани. Гіпси перекриті надгіпсовими й нижньосарматськими вапняками, глинами та четвертинними суглинками. Нерівна поверхня гіпсів розчленована окремими невеликими лійками. Древні лійки мають розміри 25-30 м при глибині 3-4 м, блюдцеподібні, а розташовані на молодших терасах – конусоподібні й не виположені, мають розмір 5-10 м при глибині 2-6 м. У стінках кар'єрів спостерігаються тріщинні карстові порожнини, сухі, порожні та заповнені глиною. Існування джерел сульфатно-кальцієво-натрієвих вод і виявлення цих вод свердловинами показує, що в обводнених порожнинах відбувається циркуляція тріщинно-карстових вод і підземного стоку, спрямованого до р.Прут.

Крім карстового мікрорельєфу, у бортах долин і кар'єрів зустрічаються входи до печер і гротів. Тут розташовані печери Попелюшка (Золушка) (89,5 км), Буковинка (2,4 км) та інші.

Короткий розгляд карстопроявів і особливостей їхнього впливу на стік у розглянутих районах показує, що для платформних районів інтенсивного прояву новітніх піднять і посилення глибинної ерозії є типовим розкриття закарстованих відкладів, установлені складні взаємозв'язки між поверхневими і підземними водами. Безпосередньо з цим пов'язане сучасне посилення карстоутворення, що виражається поступовим переходом його від напівпокритої до відкритої стадії.

Важливе значення гідрографічна мережа має для живлення підземного стоку поверхневим. Долинна та яружно-балочна мережа з розвинутим тріщинним типом карстового поглинання стоку забезпечує систематичне переведення поверхневого стоку в підземний у кількостях, непорівнянних з об'ємом втрат атмосферних опадів через карстові мікроводозбори.

Чіткий гідравлічний зв'язок між поверхневим лінійним (уздовж ерозійних форм), площинним (уздовж схилів) і розсіяним (уздовж ухилів схилів карстових форм до понорів поглинання) стоком, з одного боку, і стоком карстових вод у конкретній геологічній обстановці, з іншого, дозволяє розглянути особливості гідродинамічної зональності карстових вод, що є властивими для різних районів. Для районів, що знаходяться у відкритій стадії розвитку карсту, типовою є вертикальна циркуляція тріщинно-карстових вод. В умовах напівпокритої стадії ділянки з вертикальною циркуляцією карстових вод утворюють локальні системи, що належать до окремих дрен. Основна частина розрізу може бути обводнена, тоді для розвантаження необхідне формування локальних зон напірної циркуляції. За умови покритої стадії пануюча горизонтально-похила циркуляція насичує в окремих випадках кавернозні товщі пластовим різновидом карстових вод, в інших – зберігає ізольованість потоків, що мають вільне розвантаження. Велике значення має вибіркове розміщення зон повного насичення уздовж річкових долин.

Відсутність універсальної для всіх районів схеми розміщення гідродинамічних зон підкреслює важливість урахування регіональних геолого-геоморфологічних і гідрологічних умов розвитку карсту.

Вплив карсту на поверхневий стік і стоку на закарстування визначає на розглянутій території наявність загальних і місцевих народногосподарських проблем [*50*].

До загальних проблем належать:

- втрати поверхневого стоку і фактичне зменшення в окремих водозборах ресурсів поверхневих вод проти зональних показників водозабезпеченості;
- посилення загальних показників посушливості в басейнах річок, що розташовані у зоні недостатнього зволоження;
- наявність посиленого підземного обводнення товщ закарстованих відкладів у певних геолого-структурних обстановках;
- наявність живлення поверхневого стоку карстовими водами, що збільшує стік в окремих водозборах або їхніх частинах;
- поступове виведення з числа господарчо освоєних земель ділянок, що зазнають поверхневого закарстування;
- наявність можливостей забруднення карстових вод при відсутності водоохоронного режиму в областях їхнього живлення та при великих швидкостях їхнього руху в добре промитих системах порожнин.

До місцевих проблем належать:

- облік місцевих геологічних, карстологічних і гідрологічних характеристик, що дозволяють вибрати окремі структурні блоки для штучного поповнення запасів підземних вод;
- облік впливу карсту на водозабезпеченість басейнів і зберігання запасів вод в існуючих і запроектованих водоймищах;

- дані щодо режиму поверхневих і підземних вод у карстових районах, їхнього балансу й оптимальних запасів з метою раціональної розвідки й використання;
- дослідження можливостей проникнення поверхневих вод у гірські виробки та зони підземного вилуговування солей з метою безаварійної експлуатації родовищ корисних копалин;
- облік впливу карсту на стійкість ґрунтів будівельних майданчиків в умовах живлення поверхневими водами й атмосферними опадами;
- раціональне використання великих та дрібних підземних і поверхневих карстових утворень як природних та історичних пам'яток природи й історії матеріальної культури.

Часткове і повне вирішення перерахованих проблем нерозривно пов'язане з комплексним гідрологічним і гідрогеологічним вивченням карстових районів.

3.6. Гідрологічна характеристика

Основна частина досліджень виконувалася у верхній частині басейну Дністра, характеристиці якого присвячена численна література [*38, 40, 78, 79, 90, 113 тощо*]. Крім того, дослідження виконувалися в басейнах суміжних річок: Язівський стаціонар був розташований у верхів'ї р.Шкло, що належить до басейну р.Сан; Кривсько-Мамализький – у басейні р.Прут.

Гідрографічна мережа району досить густа. Тут налічується близько 200 річок і струмків, основні з яких представлені на рис. 3.4. Обмежимося характеристикою лише тих річок, що становлять інтерес для цієї роботи.

Дністер є найбільшою річкою території досліджень. Бере початок на північних схилах Карпатських гір, з гори Розлуч, біля с.Вовче. Річка має довжину 1362 км і площу водозбору 72 100 км^2. Загальне падіння річки 760 м. Середній похил водної поверхні 0,56 ‰.

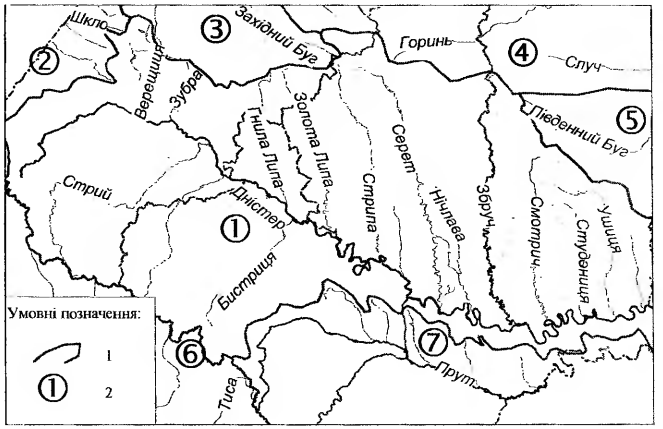


Рис.3.4. Схема гідрографічної мережі західних областей України (*1* – вододіли річкових басейнів; *2* – басейни річок: 1 – Дністер, 2 – Сан, 3 – Західний Буг, 4 – Дніпро, 5 – Південний Буг, 6 – Дунай, 7 – Прут)

Басейн Дністра межує з півдня та заходу з басейнами Прута й Тиси, з заходу і північного заходу – з басейном Західного Бугу, з півночі –басейнами річок Стирі і Горині, зі сходу - з басейном р.Південний Буг.

Головні притоки Дністра: річки Стрвяж, Верещиця, Бистриця, Щерек, Зубра, Стрий, Свіча, Ломниця, Гнила Липа, Золота Липа, Стрипа, Серет, Нічлава, Збруч, Жванчик, Смотрич, Ушиця, Мурафа, Реут, Ікел, Бик, Ботна.

Загальна схема річкової мережі басейну Дністра дуже проста; вона має вигляд пташиного пера з різко вираженою основною артерією – рікою Дністер, що приймає з обох берегів багато дрібних приток. Відсутність великих приток є основною особливістю гідрографічної мережі Дністра. Річкова мережа в різних частинах басейну й сто-

сонно основної річки розвинута нерівномірно, що пов'язане з умовами рельєфу, кліматичними і геологічними його особливостями. Найбільш значного розвитку річкова мережа досягає в найвищій і зволоженій Карпатській частині басейну; дещо слабкіше вона розвинута у лівобережній – Подільській; найменше річкова мережа розвинута у південній – степовій частині.

Правобережна і лівобережна частини Дністра також розрізняються за розвитком річкової мережі в різних частинах басейну. У верхній третині басейну річкова мережа переважно розвинута по правобережжю; нижче гирла Бистриці – по більшій частині середньої течії (приблизно до Могилева) – річкова мережа представлена виняткова лівобережними притоками; нарешті, починаючи приблизно від Сорок, загальна кількість річок знову збільшується в правобережній частині басейну. У загальній площі басейну Дністра лівобережна частина займає значно більшу частину, ніж правобережна.

Загалом річкова мережа басейну р.Дністер добре розвинута; середній коефіцієнт густоти річкової мережі складає 0,42.

Долина Дністра від витоку майже до с.Старий Самбір вузька, має вигляд ущелини (каньйону), глибина якої у верхній частині 80-100 м, а потім від гирла р.Яблунка до м.Самбір поступово розширюється від 1,3 до 4,8 км, причому лівий берег долини на цій ділянці значно вищий за правий.

Нижче м.Самбір Дністер входить у межі болотистої низини і його долина зливається з широкою заболоченою долиною лівобережної притоки – р.Стрвяж.

На всьому протязі від гирла р.Стрвяж до с.Розвадів Дністер тече серед великих боліт під лівим берегом долини, що має ширину 5-9 км. Правобережжя зайняте так званим Великим Болотом і болотами Рудче, Чорновиці, Горуцько й ін.

Нижче с.Розвадів до гирла Стрия Дністер тече в межах Дністровсько-Стрийської улоговини.

Безпосередньо нижче с.Нижнів річка починає врізуватися в піднятий масив Волино-Подільського плато, річкова долина поступово звужується й поглиблюється, набуваючи каньйоноподібної форми. До гирла р.Збруч ширина долини 200-400 м, подекуди – до 2-3 км, глибина її біля с.Нижнів 15-20 м, але потім, усе зростаючи, досягає 100-120 м. Схили і дно долини тут кам'янисті, складені силурійськими вапняками, перекритими дрібнозернистими пісковиками, крейдовими відкладами та породами палеоген-неогенового віку.

За умовами живлення басейн Дністра відповідно до орографічних особливостей і кліматичних умов можна розділити на три різко відособлені частини:

Карпатська частина – верхня правобережна частина басейну від його верхів'я до впадіння правобережної притокі Бистриці Надвірнянської.

1. Волино-Подільська частина – лівобережна частина басейну від впадіння притоки Верещиці до водпоста Кам'янка на Дністрі.
2. Нижня частина басейну р.Дністер – нижче водпоста Кам'янка.

Карпатська частина басейну є головною областю формування стоку Дністра; лівобережна частина басейну Дністра є другорядною областю живлення.

Для самої верхньої частини Дністра і його карпатських приток (річок Стрвяж, Стрий, Бистриця й ін.) характерний більш-менш рівномірний протягом року розподіл опадів у басейні та відповідно з цим – велика кількість паводків протягом усього року. Паводки ці можуть викликатися як випадінням короткочасних інтенсивних опадів протягом теплого періоду року, так і короткочасними періодами танення запасів снігу в горах під час зимових відлиг і загального танення снігового покриву у весняний період. Лівобережні притоки зазвичай характеризуються одним основним паводком у весняний період, викликаним таненням снігового покриву; літні опади не справляють помітного впливу на режим цих приток. Водний режим нижньої

течії є наслідком комбінованого впливу на р.Дністер карпатських і лівобережних приток.

У коливанні рівня Дністра в будь-якому його пункті відсутні закономірності. Протягом усього року коливання рівня на Дністрі характеризується безперервним чергуванням паводків із нетривалими проміжками стояння відносно низьких рівнів. При цьому найбільший за висотою паводок може бути не лише навесні, але й влітку і навіть зимою. Більш-менш тривале стояння низьких рівнів, аналогічне меженному періоду більшості річок України, на Дністрі зустрічається дуже рідко.

Весняна повінь у басейні Дністра проходить від середини січня до початку червня (протягом усього першого півріччя). Пік повені зазвичай спостерігається в другій половині березня. Найвищий рівень весняної повені в 40-50% випадків збігається з найвищим річним рівнем. Амплітуда рівнів поступово збільшується вниз за течією, що є причиною дуже різких, часто катастрофічних повеней у нижній течії Дністра.

Відповідно двом основним областям живлення в басейні Дністра – області карпатських приток і лівобережної Волино-Подільської – усі паводки цієї річки можна розбити на дві основні групи: верхові, тобто ті, що зароджуються в гірській частині водозбору Дністра, і низові, обумовлені весняним сніготаненням у всьому басейні. Паводки Дністра рівномірно розподіляються протягом усього року; витрати паводків у різні місяці коливаються від 5 до 12%, у середньому складаючи 7-10% відносно річного. Протягом осінньо-зимового періоду режим Дністра характеризується проходженням цілої низки невеликих паводків, що формуються за рахунок дощів і нетривалих відлиг у зимовий період. Паводки Дністра формуються на тлі стійкого підземного живлення річки.

Стійких і тривалих періодів стояння низьких рівнів на Дністрі, як правило, не спостерігається. Найнижчі рівні можливі в серпні–

вересні; найвищі з можливих низьких рівнів спостерігаються в період весняної повені.

Окремі частини басейну Дністра відіграють різну роль у його живленні. Найбільшу вагу мають карпатські притоки Стрий, Свіча, Ломниця, що дають дещо менше 50% середньої витрати всього Дністра, займаючи лише 17% площі його басейну. Близько 30% стоку дають лівобережні притоки, які стікають із північної, найбільш піднятої частини Волино-Подільського плато, яка займає 20% площі басейну Дністра. І лише дещо більше 20% стоку припадає на решту 60% площі найбільш зниженої частини басейну (нижче впадіння Серету).

У верхній течії Дністра, до впадіння першої значної притоки (р.Стрвяж), майже рівної Дністру за площею та водністю, середній модуль стоку дещо перевищує 12 л/с/км^2. Нижче, від водпоста Чайковичі (розташованого безпосередньо нижче впадіння р.Стрвяж) до водпоста Миколаїв (розташованого вище впадіння р.Стрий), величина модуля стоку зменшується до 9,0 л/с/км^2, що можна пояснити збільшенням площі басейну на цій ділянці переважно за рахунок маловодних лівобережних приток. На ділянці від водпоста Миколаїв до водпоста Галич модуль стоку підвищується до 10,8 л/с/км^2 – між цими пунктами Дністер приймає свої найбільш багатоводні карпатські притоки річки Стрий, Свича та Ломницю (табл. 3.3).

Нижче водпоста Галич знову починається падіння середнього модуля стоку, що найбільш різко виражене після переходу в нижню частину басейну. У гирловій частині модуль стоку дорівнює 4,8 л/с/км^2.

Протягом весняного періоду, коли основна частина стоку викликається таненням снігу в горах, стікає близько 25%, протягом літньо-осіннього – біля 60% річного стоку, решта 15% складає стік у зимовий період. Це співвідношення стоку окремих сезонів залишається більш-менш постійним по всій довжині Дністра. На річках Поділля дещо підвищується доля весняного стоку, складаючи 32-34% річного,

за рахунок зниження літнього стоку до 35% проти 45% у карпатських притоках.

Таблиця 3.3

Зміни середньобагаторічного природного стоку по довжині р.Дністер (за [*116*])

Пост	Відстань від гирла, км	Площа водозбору, км^2	Природній стік	
			витрати, м^3/с	модуль, л/с/км^2
Стрілки	1 317	384	4,99	13,0
Самбір	1 278	850	7,76	9,13
Корналовичі	1 263	895	9,58	10,7
Чайковичі	1 246	1 930	23,5	12,2
Розвадів	1 209	5 470	47,9	8,76
Березина	1 191	5 700	41,6	7,30
Залісці	1 177	8 890	94,2	10,6
Журавно	1 159	9 910	114	11,5
Галич	1 117	14 700	153	10,4
Нижнів	1 072	20 040	199	9,75
Заліщики	936	24 600	225	9,15
Жванець	830	34 300	229	6,68
Могилів–Подільський	650	43 000	239	5,56

Максимальні витрати Дністра мають подвійне походження: вони зумовлені як весняним сніготаненням, так і літніми й осінніми інтенсивними дощами, що охоплюють досить великі площі. У верхній течії річки до виходу її з гірської частини басейну дощові максимуми зазвичай перевищують піки весняних повеней і тільки в окремі роки максимальні дощові витрати не досягають висоти снігових.

У міру переходу річки в рівнинну частину басейну висота снігових і дощових максимумів знижується. При цьому зниження дощових максимальних витрат більш значне, ніж снігових, завдяки тому, що

дощі великої інтенсивності одночасно не охоплюють увесь басейн Дністра і паводок, рухаючись вниз за течією річки, не одержує додаткового живлення, тоді як під час весняного паводку стік талих вод надходить із усього басейну.

Льодовий режим Дністра нестійкий і значно змінюється в часі й за територією. Зими в басейні Дністра короткі й м'які. Найбільша тривалість холодного періоду спостерігається у верхів'ї Дністра – до 3-4 місяців, у нижній течії вона зменшується до 2-3 місяців. Протягом зими зазвичай буває декілька льодоставів, між якими спостерігається льодохід і тимчасове очищення річки від льоду. Протягом зими на Дністрі можна спостерігати від 2 до 5-6 льодоставів.

Серет – річка в Тернопільській області, ліва притока Дністра. Довжина річки 242 км, площа басейну 3900 км^2. Впадає в р.Дністер зліва за 933 км від гирла. Загальне падіння річки 224 м. Середній похил водної поверхні 0,9‰.

Рельєф басейну рівнинний, розчленований річковими долинами, ярами й балками, густота мережі яких складає 1-1,25 км на 1 км^2. У середній частині басейну, в районі м.Тернопіль, велику роль відіграють карстові форми рельєфу з пагорбами та лійками.

Від вододільних висот до с.Ратище р.Серет тече струмком у вузькій долині. Далі – входить у межі болотистої долини, ширина якої до м.Тернопіль коливається від 0,8 до 1,3 км. Правий схил долини висотою 40-70 м, крутий, порізаний ярами. Лівий схил більш пологий і низький, у деяких місцях залісений. Дно долини болотисте.

Від м.Тернопіль до гирла річкова долина все більше врізається в земну поверхню, поступово звужуючись від 0,6 до 0,2 км. Долина каньйоноподібна, схили висотою 50-150 м, круті.

Найбільші рівні на р.Серет спостерігаються під час весняної повені. Невелика амплітуда коливань рівня річки характерна майже на всьому її протязі.

Підйоми рівня від літніх дощів незначні; літні паводки зазвичай акумулюються в ставках-водоймищах, не викликаючи істотного підвищення рівня річки. Найнижчі рівні можуть спостерігатися протягом усього року.

Середні багаторічні витрати по водпосту в м.Чортків 17,4 $м^3/с$, чому відповідає модуль стоку 5,49 $л/с/км^2$. Найбільші витрати 175 $м^3/с$, або 55,2 $л/с/км^2$. Найменші – 1,10 $м^3/с$ (0,34 $л/с/км^2$).

Нічлава – річка в Тернопільській області, ліва притока Дністра. Довжина 83 км, площа басейну 871 $км^2$.

Бере початок поблизу с.Чагарі в межах Подільської височини. Долина у верхів'ї коритоподібна, нижче – каньйоноподібна. Заплава двостороння, шириною 100-400 м, на окремих ділянках відсутня. Річище звивисте, шириною від 0,3 до 5,6 м (найбільша – 22 м), глибиною 0,2-1,7 м (під час межені). Похил річки 2,1 ‰. Живлення мішане з переважанням снігового. Трапляються літні паводки. Льодові утворення з'являються наприкінці листопада; замерзає Нічлава наприкінці грудня, скресає – на початку березня. Середні витрати по посту Стрілківці становлять 1,07 $м^3/с$ (1,83 $л/с/км^2$).

Шкло – річка у Львівській області, права притока р.Сан (басейн Вісли). Довжина річки 76 км, площа басейну 863 $км^2$. Загальне падіння річки 88 м. Бере початок на південно-західних схилах Розточчя, поблизу с.Шкло Яворівського району на висоті 265 м над рівнем моря. Похил річки 1,2 ‰. Впадає в р.Сан із правого берега на 123 км від гирла на висоті 177 м над рівнем моря.

Долина річки у верхів'ях V-подібна, у середній та нижній частині - переважно трапецеїдальна. Долина поступово розширюється від 0,5-0,8 до 1,5 км. Заплава в нижній течії подекуди заболочена. Річище помірно звивисте, шириною переважно 8-10 м, глибиною 0,5-1 м. Живлення мішане. Замерзає наприкінці листопада-початку грудня, скресає на початку березня.

Швидкість течії частіше становить 0,3-0,5 м/с, досягаючи 1,0 м/с.

У зв'язку з розробкою Язівського сірчаного кар'єру долина р.Шкло у верхній течії (вище м.Яворів) зазнала техногенного впливу – річище каналізоване, перегороджене греблями з утворенням низки ставів-накопичувачів, вода з річки відводиться по каналу в басейн сусідньої річки Вишні.

Ступінь зволоженості території району визначається кількістю метеорних опадів, величинами поверхневого та підземного стоку, водопроникністю та коефіцієнтом фільтрації гірських порід, а також характером рельєфу території. Ці чинники, що неодноразово змінювалися протягом геологічного розвитку та визначали густоту та режим гідрографічної мережі в минулому, мають певний вплив і досьогодні. Сучасний напрямок гідрографічної мережі сформувався під впливом тектонічних рухів у цій частині Східно-Європейської платформи і в Карпатах, а також міцністю й опірністю гірських порід щодо розмиву.

Коливання водоносності та рівнів, обумовлене кліматичними особливостями території району, характерне для всіх сезонів. У цьому відношенні особливо показовим є літній період (червень–серпень), який характеризується частими зливами.

Живлення водотоків району відбувається за рахунок метеорних і підземних вод. Серед останніх певна роль належить пластово-тріщинним карстовим водам. Повне чи часткове танення снігу під час частих відлиг сприяє підйому рівня поверхневих вод. Завдяки цьому агресивні талі води надходять у підземні водоносні горизонти, де, змішуючись з пластово-тріщинними карстовими водами, викликають активізацію хімічного розчинення та механічного руйнування порід, що карстуються. Крім талих снігових вод, значна роль у живленні поверхневих вод належить метеорним опадам, частина яких стікає поверхневим стоком, а частина поглинається понорами, транспортуючись безпосередньо у товщу карстових порід.

Між коливаннями рівнів води у поверхневих водотоках і підземних водах існує тісна залежність, яка обумовлює напрямок руху води, змішування різних її типів, інтенсивність хімічної та механічної діяльності.

Як відзначалося вище, більшості правобережних приток Дністра притаманні типові транзитні карстові риси – каньйоноподібний переріз долини в межах розвитку карстових порід і розширення долини та виположення її схилів – поза межами.

На території району зафіксована значна кількість періодичних і постійно діючих низхідних та висхідних карстових джерел. Багато які з них живлять своїми водами карстові річки. Численні з періодично діючих карстових джерел розташовані на схилах річкових долин, балок і карстових суходолів і проявляються під час злив і протягом декількох діб після них, а також під час активного сніготанення. Деякі з цих джерел у минулому діяли постійно, про що свідчать відклади травертину в місцях їхнього виходу на поверхню.

РОЗДІЛ 4. НАТУРНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ІНТЕНСИВНОСТІ РОЗЧИНЕННЯ СУЛЬФАТНИХ ПОРІД

Хоча карстовий процес і не зводиться виключно до розчинення порід, основним характеристичним показником його активності варто вважати інтенсивність розчинення порід як процесу провідного й такого, що найвищою мірою визначає решту наслідків [1]. Оцінка інтенсивності розчинення (оцінка карстової денудації) виконується зазвичай розрахунковими гідролого-гідрохімічними методами, що дає інтегральну характеристику процесу розчинення для даної водоносної системи, яка є досить орієнтовною внаслідок використання в розрахунках наближених параметрів водоносної системи.

Для вирішення конкретних карстолого-екологічних, гідрогеологічних, гідрологічних і гідрохімічних завдань набагато достовірнішою є диференціальна характеристика процесу розчинення у різних елементах водоносної системи, складових підземного стоку, обстановках взаємодії води з породою. Для одержання такої характеристики протягом 1983-1993 рр. було виконане натурне моделювання інтенсивності розчинення гіпсів методом стандартних зразків, яке супроводжувалося синхронним відбором проб природних вод для подальшого хімічного аналізу. Нижче наведені й проаналізовані результати дослідження особливостей хімічного складу природних вод та інтенсивності розчинення сульфатних порід у різних обстановках взаємодії "вода–порода".

4.1. Вплив атмосферних чинників на інтенсивність розчинення сульфатних порід

Породи, що карстуються, зазнають впливу атмосферних чинників як на земній поверхні, де вони розчиняються метеорними водами, так і під впливом конденсаційних вод у підземних порожнинах. З ме-

тою дослідження цих чинників був виконаний комплекс натурних спостережень на земній поверхні й у печерах [*114*].

4.1.1. Умови прямого впливу атмосферних опадів

Для характеристики інтенсивності та динаміки розчинення гіпсів під прямим впливом атмосферних опадів були організовані дві станції – "Київ" і "Мілевці".

Станція "Київ" була розташована на метеостанції в м.Києві. Це дало можливість проводити регулярні (щомісячні) спостереження, які забезпечувалися надійними метеоданими, що дозволило більш чітко пов'язати динаміку розчинення з режимом активних чинників. З огляду на незначність розходжень у сезонному ході метеочинників між територією Подільського Придністров'я та Києвом, результати спостережень на зазначеній станції можна прийняти за опорні.

Станція "Мілевці" була розташована біля печери Безіменна неподалік с.Мілевці Хмельницької області. У зв'язку з віддаленістю станції від Києва короткоперіодичні спостереження не проводилися. Довгоперіодичні (щоквартальні) спостереження, що проводилися на цій станції, виявилися малоінформативними для вивчення динаміки процесу розчинення, однак дозволили одержати інтегральні характеристики.

Між цими станціями існує істотне розходження в умовах впливу найважливішого активного чинника – атмосферних опадів – на зразок, що досліджувався. На станції "Київ" стандартний зразок розташовувався безпосередньо під відкритим небом і на нього впливала навіть незначна кількість опадів, що випадають. Показник інтенсивності розчинення чутливіше реагує на зміни сумарної кількості опадів. На станції "Мілевці" зразок розташовувався під покривом лісу й був захищений від прямого впливу опадів, результатом чого виявилася значно слабша реакція показника інтенсивності розчинення на сумарну кількість опадів.

У результаті опрацювання рядів спостережень були виведені окремо для кожної станції емпіричні залежності, що характеризують взаємозв'язок показника інтенсивності розчинення α (мг/добу/см^2) з кількістю опадів W (мм), які випали за період перебування стандартного зразка на станції. Найменшим квадратом відхилення від розрахункової кривої характеризується лінійна залежність (тіснота зв'язку характеризуються коефіцієнтом кореляції R):

по станції "Київ": $\alpha = -0{,}0027 \cdot W - 0{,}0127$; $R = -0{,}630$;

по станції "Мілевці": $\alpha = -0{,}0001 \cdot W - 0{,}0039$; $R = -0{,}553$.

У наведених емпіричних формулах спостерігається загальна закономірність – наявність негативного вільного члена. Його наявність свідчить про те, що на розчинення гіпсових зразків впливають не лише атмосферні опади, а й води, які утворилися завдяки конденсації вологи з повітря. Ця закономірність однаково властива умовам як "відкритого неба", так і "лісового покриву".

Рис. 4.1 ілюструє залежність показника інтенсивності розчинення α від суми опадів W за період перебування стандартних зразків на станції.

Наведений графік не лише чітко відображає розходження в умовах взаємодії атмосферних опадів і стандартних зразків, але й дозволяє відбракувати екстремальні значення – майже повна відсутність розчинення при дуже значній кількості опадів відповідає умовам випадання опадів у твердому стані (сніг). Екстремальні значення показника інтенсивності розчинення при середній кількості опадів відповідають умовам випадання зливових опадів, що вносять у зменшення маси стандартного зразка механічну складову.

Для практичного використання під час проведення карстологогідрогеологічних досліджень наочнішим є інший показник інтенсивності розчинення – товщина шару породи, що була змита за період перебування зразка на станції (рис. 4.2).

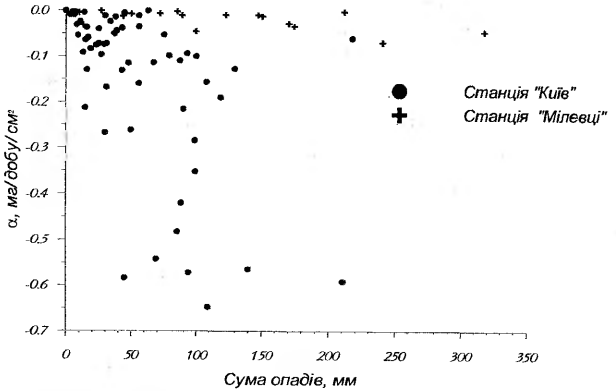


Рис. 4.1. Залежність показника інтенсивності розчинення α від суми опадів W, що випали за період знаходження зразка на станції

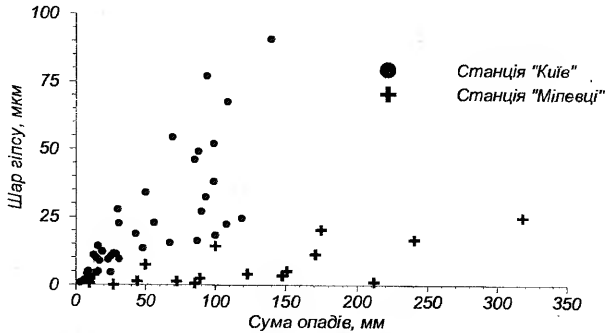


Рис. 4.2. Залежність товщини шару розчиненого гіпсу D, змитого за період експозиції зразка на станції, від суми опадів W, що випали за той же період

Окремо для кожної станції були виведені емпіричні формули, які відображають залежність товщини шару розчиненого гіпсу D (мкм) від кількості опадів W (мм), що випали за період експозиції стандартного зразка:

по станції "Київ": $D = 0{,}429 \cdot W + 1{,}156$, $R = 0{,}600$;

по станції "Мілевці": $D = 0{,}065 \cdot W - 0{,}779$, $R = 0{,}718$.

Так, наявний ряд метеорологічних спостережень по метеостанції у Кам'янець-Подільському, що характеризує хід метеочинників для території розташування найдовших у світі гіпсових печер – Оптимістична та Озерна, дозволив розрахувати шар породи, змитий з поверхні відслонень гіпсу як під відкритим небом, так і в лісі (рис. 4.3).

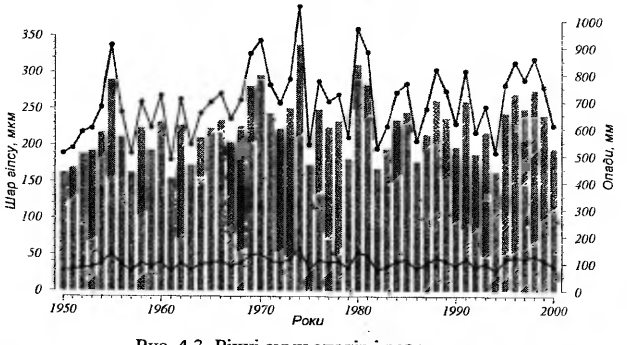


Рис. 4.3. Річні суми опадів і розрахункова товщина шару гіпсу (мкм), зденудованого за рік в умовах Подільського Придністров'я

(1 – річна сума опадів, мм; 2 – шар гіпсу, змитого за рік під відкритим небом; 3 – те саме, у лісі)

Регулярне проведення циклу робіт на станціях по вивченню інтенсивності розчинення (щомісячне на станції "Київ" і щоквартальне

на станції "Мілевці") дозволило проаналізувати сезонний хід зміни показника інтенсивності розчинення (табл. 4.1). За період спостереження на станції "Київ" показник інтенсивності розчинення α змінювався від 0 до –0,94 мг/добу/см^2.

Слід зазначити, що розчинення не відбувалося влітку в умовах повної відсутності атмосферних опадів і взимку – в умовах випадання атмосферних опадів у твердому стані (сніг) при стабільній негативній температурі. Зимові відлиги призводили до розчинення стандартних зразків. Максимальна інтенсивність розчинення пов'язані з випадінням зливових опадів.

Таблиця 4.1

Результати спостережень на станціях з вивчення впливу атмосферних опадів на інтенсивність розчинення

Сезон	Сумарна експозиція, діб	Кількість змін зразків	Середні за весь період	
			α, мг/добу/см^2	γ, мкм/рік
Станція "Київ"				
Рік	2021	61	–0,147	–234
Зима	433	14	–0,027	–42
Весна	560	17	–0,129	–206
Літо	457	15	–0,392	–622
Осінь	571	15	–0,070	–111
Станція "Мілевці"				
Рік	1153	17	–0,024	–39
Зима	327	4	–0,002	3
Весна	333	4	–0,031	–50
Літо	351	5	–0,039	–62
Осінь	227	3	–0,008	–13

Середньобагаторічне значення показника інтенсивності розчинення α становить –0,147 мг/добу/см^2.

На станції "Мілевці" показник інтенсивності розчинення α змінювався від 0 до –0,07 мг/добу/см^2 (у середньому –0,024 мг/добу/см^2). Сезонний хід зміни показників інтенсивності розчинення ілюструє рис. 4.4, на якому чітко простежується залежність інтенсивності розчинення від кількості та характеру опадів, а також від умов впливу на стандартний зразок активного чинника – метеорних вод. Більш чітко цей взаємозв'язок простежується на станції "Київ", де стандартний зразок розташований безпосередньо під відкритим небом і зазнає прямого впливу атмосферних опадів.

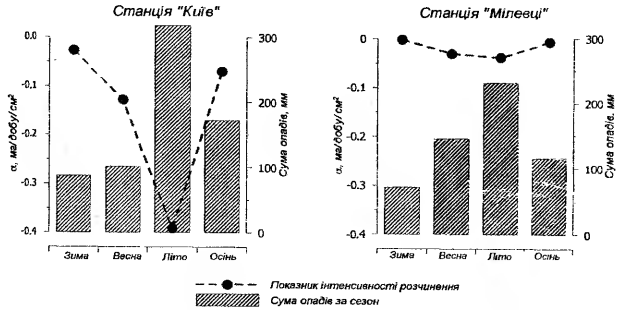


Рис. 4.4. Сезонні варіації усереднених за весь період спостережень показників інтенсивності розчинення в залежності від сумарної кількості атмосферних опадів за період експозиції стандартних зразків

Як видно з рис. 4.4, зимою на обох станціях зафіксована мінімальна активність розчинення гіпсів, що пов'язане з меншою кількістю опадів, а також із їхнім випаданням у твердому виді. На станції "Київ", де стандартний зразок був розташований під відкритим небом і зазнавав прямого впливу атмосферних опадів, осереднене значення показника α становить –0,027 мг/добу/см^2. Навесні збільшується кількість опадів, які випадають у рідкому стані, що закономірно приво-

дить до активізації розчинення стандартних зразків – значення показника розчинення α у середньому становить –0,129 мг/добу/см^2. Улітку, завдяки максимальній кількості опадів, інтенсивність розчинення гіпсів найвища – α = –0,392 мг/добу/см^2. Восени інтенсивність розчинення знижується практично до зимово-весняних значень – α = –0,070 мг/добу/см^2.

На станції "Мілевці" стандартний зразок був розташований під покривом лісу й захищений від прямого впливу атмосферних опадів. Ця особливість істотно впливала на інтенсивність розчинення гіпсів – як видно з табл. 4.1, вона майже на порядок нижче, ніж в умовах прямого впливу атмосферних опадів. Сезонний хід зміни інтенсивності розчинення на станції "Мілевці" у цілому ідентичний такому по станції "Київ", однак ці розходження виражені набагато слабкіше (міжсезонна мінливість показника α складає –0,002…–0,039 мг/добу/см^2).

Результати проведених натурних досліджень дозволили оцінити інтенсивність і динаміку розчинення гіпсів під прямим впливом атмосферних опадів в умовах різної їхньої взаємодії – як безпосереднього (стандартний зразок розташований під відкритим небом, на його поверхню впливає не лише кількість опадів, що випадають, але і їх інтенсивність), так і "згладженого" (стандартний зразок розташований під покривом лісу).

Екстраполяція отриманих закономірностей на ділянки, не охоплені натурними дослідженнями інтенсивності розчинення і забезпечені лише метеорологічними спостереженнями, дозволить оцінити інтенсивність поверхневого розчинення гіпсів для подальших гідрологo-гідрохімічних та гідрогеологічних досліджень і розрахунків.

4.1.2. Умови впливу конденсаційної вологи

Для вивчення умов впливу конденсаційної вологи на породу були організовані спостереження на двох станціях у невеликій печері Безіменна (Хмельницька область) безпосередньо біля входу та на

двох – далеко у глибині печери Оптимістична (Тернопільська область). Стандартні зразки були закріплені на нейлоновій нитці за межами ділянок прямого капежу. У печері Оптимістична один зразок висів у повітрі на деякій відстані від стіни в межах основного ходу, інший – на незначній відстані від першого, торкаючись стіни печери. У печері Безіменна зразки висіли в повітрі, не торкаючись стін, у межах основного ходу в привходовій частині печери й на деякій відстані від входу в тупику.

Як видно з табл. 4.2, середньобагаторічні за весь період спостережень значення показника інтенсивності розчинення α по печері Безіменна становлять -0,010... –0,011 мг/добу/см^2, при цьому майже не мало значення, де розташований стандартний зразок: в основному проході чи в тупику. З табл. 4.2 також видно, що показники інтенсивності розчинення мають яскраво виражену сезонну мінливість. Максимальне розчинення зразків під впливом конденсаційної вологи відбувається у весняно-літній період, мінімальне – в осінньо-зимовий, причому взимку розчинення майже відсутнє, а в привходовій частині зафіксовані позитивні значення показників активності розчинення – тут відбувається відкладення матеріалу з аерозолів. Міжсезонний хід зміни показників інтенсивності розчинення фіксує розходження в умовах розташування зразків – в основному проході розмах коливань показника α за період зима–весна складає +0,002...–0,027 мг/добу/см^2. В тупику хід зміни інтенсивності розчинення зберігає свій вигляд, однак має більш згладжений характер – показник α змінюється від 0 до –0,090 мг/добу/см^2 (рис.4.5).

У печері Оптимістична станції з вивчення інтенсивності розчинення розташовані на значній віддалі від входу, що обумовило набагато нижчі значення показників розчинення.

Для зразка, що висить вільно в повітрі, показник α змінюється від +0,004 до –0,009 мг/добу/см^2, єдиний раз за період спостережень показник становив -0,019 мг/добу/см^2).

Таблиця 4.2

Результати спостережень на станціях з вивчення впливу конденсаційної вологи печерної атмосфери на інтенсивність розчинення гіпсу

Сезон	Сумарна експозиція, діб	Кількість змін зразків	Середні за весь період	
			α, мг/добу/см^2	γ, мкм/рік
Печера Безіменна, зразок висить у повітрі в основному проході				
Рік	1478	17	–0,011	–18
Зима	327	4	+0,002	+4
Весна	323	4	–0,027	–43
Літо	351	5	–0,017	–28
Осінь	227	3	–0,010	–16
Печера Безіменна, зразок висить у повітрі в тупику				
Рік	1488	17	–0,010	–16
Зима	327	4	0,000	–1
Весна	333	4	–0,019	–31
Літо	351	5	–0,017	–27
Осінь	227	3	–0,010	–16
Печера Оптимістична, зразок висить у повітрі				
Рік	1958	15	–0,002	–3
Зима	469	5	–0,003	–5
Весна	351	4	–0,004	–6
Літо	329	3	–0,004	–6
Осінь	181	1	0,001	1
Печера Оптимістична, зразок торкається стіни				
Рік	2110	16	–0,001	–1
Зима	469	5	–0,002	–3
Весна	351	4	0,005	8
Літо	483	4	–0,004	–6
Осінь	181	1	–0,004	–6

Середньобагаторічні значення α = –0,002 мг/добу/см^2. Для зразка, що торкається стіни, показник α змінюється, як правило, у тих же межах – від +0,004 до –0,009 мг/добу/см^2, проте одного разу було зареєстроване значення +0,026 мг/добу/см^2. Середньобагаторічні значення показника інтенсивності розчинення по цій станції склали – 0,001 мг/добу/см^2.

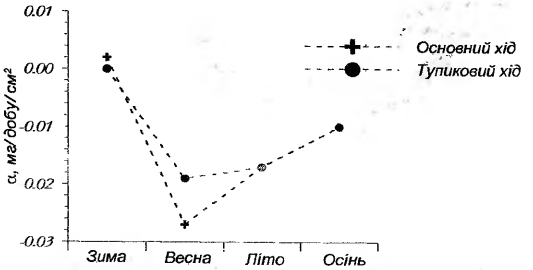


Рис. 4.5. Сезонні варіації усереднених за весь період спостереження показників інтенсивності розчинення під впливом конденсаційної вологи печерної атмосфери по станції "Мілевці"

Як і в печері Безіменна, зимньо-весняно-літній період в печері Оптимістична характеризується посиленням конденсації вологи з повітря, у результаті чого відбувається максимальне розчинення стандартних зразків. В осінній період конденсаційні процеси слабшають, результатом цього є позитивні значення показників активності розчинення – відбувається відкладення матеріалу з аерозолів. На зразку, що торкається стіни, міжсезонний хід зміни показників інтенсивності розчинення дещо відрізняється – максимальне розчинення спостерігається в осінній період, узимку активність розчинення дещо знижується, а навесні, у період посилення конденсації на стінах печери вологи з повітря, відбувається стікання розчинів по стінах з повним їх-

нім насиченням розчиненим сульфатом кальцію. Насичені розчини, що потрапляють на стандартний зразок, випаровуються, відкладаючи розчинену речовину на його поверхні. Таку сезонну залежність мають середньобагаторічні значення. Внутрірічна мінливість має більш складний, досить хаотичний характер, який майже не повторюється з року в рік.

За результатами спостереження за швидкістю розчинення стандартних зразків, подібно до того, як це було зроблено в роботі [*152*], був виконаний розрахунок кількості конденсаційної вологи, необхідної для розчинення зареєстрованої втрати маси зразка.

Швидкість поверхневого розчинення була розрахована за формулою:

$$\alpha = (P_2 - P_1)\, t^{-1} A^{-1} \cdot 10^3,$$

де: α – швидкість поверхневого розчинення, мг/добу/см^2; P_1 і P_2 – маса відповідно до установки та після зняття зразка, г; t – тривалість експозиції, діб, A – площа поверхні гіпсового зразка, см^2.

З огляду на те, що розчинність гіпсу в природній воді за нормальних умов є величиною кінечною, можна розрахувати мінімальну кількість води, що знаходиться в термодинамічній рівновазі з гіпсом, необхідної для розчинення зафіксованої втрати маси стандартного зразка.

Дещо модифікувавши наведені в роботі [*152*] залежності, ми одержали вираз для визначення добового шару конденсаційної вологи:

$$W = (P_2 - P_1)\, t^{-1} A^{-1} s^{-1} \cdot 10^4,$$

де: W – шар конденсаційної води, мм/добу; s – розчинність гіпсу у воді.

Зазначену залежність можна дещо видозмінити:

$$W = \alpha\, s^{-1} \cdot 10\,.$$

Розрахункові показники інтенсивності поверхневого розчинення та розрахована товщина конденсаційної плівки, що необхідна для

розчинення зафіксованої втрати маси зразка, наведені в табл. 4.3 у порівнянні з даними, які характеризують умови розчинення гіпсових зразків у печерах на Каймановых островах із постійною температурою 25–26,5 °С і відносною вологістю 95–100% [*152*].

Таблиця 4.3

Значення показника інтенсивності розчинення і товщини конденсаційної плівки

Ділянка та особливості розташування зразка	Показник інтенсивності розчинення, мг/добу/см^2	Товщина конденсаційної плівки, мм/добу
Печера Безіменна, у повітрі в основному проході	–0,011	0,044
Печера Безіменна, у повітрі в тупику	–0,010	0,040
Печера Оптимістична, в повітрі	–0,002	0,008
Печера Оптимістична, торкається стіни	–0,001	0,004
Печера Cayman Brac, біля стелі	–0,15	0,62
Печера Cayman Brac, біля підлоги	–0,19	0,77
Печера Isla de Mona, біля стелі	–0,10	0,41
Печера Isla de Mona, біля підлоги	–0,09	0,36

Як можна бачити, карстові порожнини зазнають впливу конденсаційної корозії переважно у вхідних зонах печер, де атмосферні параметри змінюються протягом доби та тісно пов'язані з зовнішнім кліматом. У глибинних частинах печер зі стабільними мікрокліматичними характеристиками інтенсивність розчинення гіпсу значно менша.

4.2. Метаморфізм хімічного складу природних вод у ненасиченій зоні

Метаморфізм хімічного складу природних вод відбувається як по вертикалі, так і по площі – в умовах руху вод від області живлення (зони поглинання) до зони розвантаження [*5*].

На вході карстова водоносна система одержує атмосферні опади – як безпосередньо в гіпсо-ангідритову товщу (у місцях виходу поверхні останньої на денну поверхню або в карстові провальні лійки), так і після проходження крізь товщу покривних відкладів. Для вивчення метаморфізму хімічного складу природних вод у розрізі був виконаний комплекс гідрохімічних досліджень у межах південної частини межиріччя річок Серет і Нічлава на півдні Тернопільської області, де закладені найбільші лабіринтові печери в гіпсах – Оптимістична й Озерна (рис. 4.6).

Були опробувані поверхневі водотоки та комплекс умов взаємодії системи "вода–порода": поглинання вод на вході в гіпсо–ангідритову товщу, капіж у печерах, умови водоносного горизонту з вільною поверхнею (підземні озера), розвантаження системи джерелами.

Усього по території південної частини вододілу було відібрано, проаналізовано й оброблено близько 400 проб води. На ряді пунктів були організовані режимні дослідження хімічного складу вод із синхронним вивченням інтенсивності розчинення гіпсів.

У межах території досліджень геологічний розріз, розкритий ерозійними врізами, представлений (знизу вгору) девонськими аргілітами і мергелями; крейдовими пісковиками, пісками та піщанистими вапняками; комплексом піщано-карбонатних, карбонатних, сульфатних, глинистих неогенових відкладів; четвертинними відкладами.

У придолинній частині гіпсо-ангідритова товща здренована, обводнена лише в глибині масиву. Джерелами товща дренується у верхів'ях балок. Дзеркало водоносного горизонту фіксується у вигляді озер в карстових порожнинах. Табл. 4.4 ілюструє закономірності зміни хімічного складу природних вод у вертикальному розрізі – від поверхневих вод униз по водоносних горизонтах до виходу джерел із девонських відкладів.



Контур поширення гіпсів
Печери, коротші 1 км
Печери, довші 1 км
Джерела:
з четвертинних відкладів
з неогенових відкладів
з верхньокрейдових відкладів
з девонських відкладів

Рис. 4.6. Розташування точок гідрохімічних досліджень у південній частині вододілу річок Серет–Нічлава

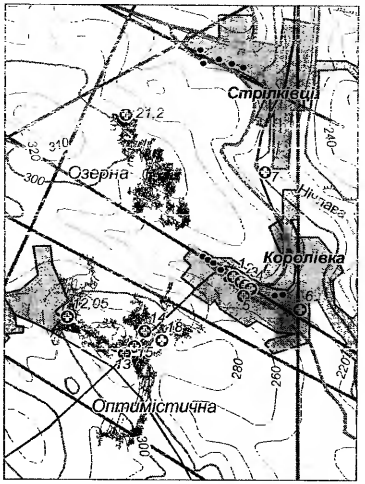
Таблиця 4.4

Хімічний склад природних вод межиріччя Серет-Нічлава

Кількість проб	Значення: середні / мінімальні / максимальні							
	Сума іонів, мг/дм³	Вміст іонів, мг-екв/дм³						Si_g
		HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	
Поверхневі водотоки та водойми								
22	873,1	7,63	3,99	0,50	6,31	5,39	0,26	–1,279
	622,4	4,19	0,50	0,17	4,51	0,88	0,13	–2,012
	1115,4	12,40	9,00	0,92	10,78	9,68	0,61	–0,857
Води четвертинних відкладів								
53	856,7	7,06	4,36	0,54	6,24	5,25	0,35	–1,276
	531,1	4,26	0,05	0,06	2,20	0,66	0,11	–3,247
	1480,1	16,80	14,00	2,62	13,20	12,96	1,17	–0,462
Води гіпсо-ангідритових відкладів неогену								
56	2113,6	6,03	24,11	0,44	24,38	5,81	0,54	–0,106
	1249,2	4,20	11,25	0,09	11,22	0,88	0,11	–0,578
	2692,1	8,42	32,75	1,13	36,52	16,94	1,50	0,137
Води верхньокрейдових відкладів								
64	966,9	5,96	7,33	0,45	8,09	5,19	0,43	–0,998
	496,4	3,28	1,00	0,05	2,20	0,88	0,13	–2,102
	1531,0	12,40	16,75	2,40	18,26	14,00	1,13	–0,311
Води девонських відкладів								
34	912,9	6,14	6,49	0,38	6,42	6,22	0,40	–1,108
	507,1	4,80	0,40	0,05	2,64	0,88	0,14	–2,101
	1698,2	8,10	18,00	2,11	14,96	17,38	1,13	–0,332

У печері Озерна, що розташована в зануреному тектонічному блоці, обводнювання спостерігається у вигляді численних озер; у печері Оптимістична озера зафіксовані лише в найнижчих, заглиблених частинах.

Результати площинного опробування водопроявів території були використані для характеристики особливостей хімічного складу води. У подальшому в с.Королівка на джерелах у балці Білячка та в джерелі на південній околиці с.Стрілківці були організовані станції для режимного вивчення інтенсивності розчинення сульфатних порід. Подібні станції були організовані також у підземних водопроявах печер Оптимістична й Озерна (рис. 4.7).



5 — станції режимного вивчення інтенсивності розчинення гіпсів та їх номери

— тектонічні порушення

Рис. 4.7. Розташування станцій з натурного моделювання інтенсивності розчинення сульфатних порід на Королівківському стаціонарі

Метаморфізм води у межах південної частини вододілу Серет–Нічлава наочно ілюструє рис. 4.8.

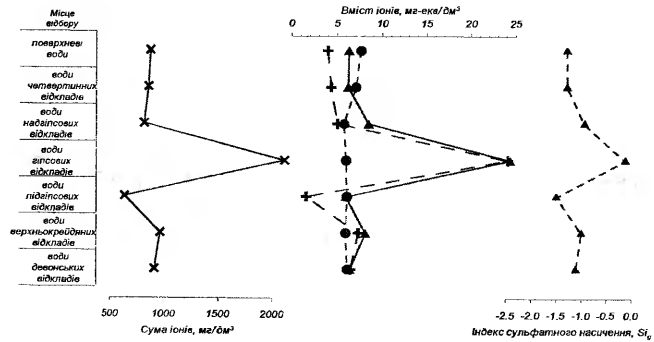


Рис. 4.8. Зміна усереднених за площею разових замірів параметрів хімічного складу природних вод південної частини вододілу Серет–Нічлава

Поверхневі води (водотоки й озера) мають порівняно високу мінералізацію – у середньому (із 22 проб) 873 мг/дм^3 при коливаннях від 622,4 до 1115,4 мг/дм^3. За довірчої імовірності 0,95 довірчий інтервал оцінки мінералізації складає 794…952 мг/дм^3. Значення коефіцієнта асиметрії A = 0,026 свідчить про деяку витягнутість правого крила графічної функції щільності розподілу ймовірностей $P(x)$. Значення коефіцієнта ексцесу E = –0,658 характеризує виположеність фактичної кривої функції щільності розподілу імовірностей $P(x)$ у порівнянні з такою для нормального розподілу.

Сульфатна агресивність досить висока (Si_g = –1,279 при варіаціях від –2,012 до –0,857). Довірчий інтервал оцінки агресивності становить –1,475...–1,083.

Води четвертинних відкладів характеризуються дуже строкатим хімічним складом і значним діапазоном зміни мінералізації – від 531 до 1480 мг/дм^3 при середніх (із 53 проб) значеннях 873 мг/дм^3. За довірчої імовірності 0,95 довірчий інтервал оцінки мінералізації складає 793–947 мг/дм^3. Значення коефіцієнта асиметрії A = 0,784 характеризує переваження більш високих (у порівнянні з середнім) значень мінералізації. Коефіцієнт ексцесу E = 0,285 свідчить про більш гострий пік фактичної кривої функції щільності розподілу ймовірностей $P(x)$. Ці води зберігають високу сульфатну агресивність, що змінюється від -0,462 до –3,247 при середніх значеннях –1,276. Довірчий інтервал оцінки агресивності складає –1,392...–1,100.

Потрапляючи в товщу гіпсо-ангідритових відкладів неогену, води починають розчиняти сульфатні відклади з перших метрів руху. При цьому хімічний склад їх змінюється, мінералізація зростає, агресивність істотно падає. Однак, незважаючи на це, води довго (іноді – до виходу з гіпсової товщі) зберігають сульфатну агресивність.

Особливості формування хімічного складу вод і зміни їхньої агресивності у відкладах тираської світи – ратинських вапняках у північній частині району досліджень, і гіпсо-ангідритах – у південній, залежать від характеру обводнення, а також від умов транзиту вод у межах різних тектонічних блоків.

Наведена на рис. 4.9 схема розподілу вмісту сульфат-іону (основного іону, що відображає взаємодію вод із породами гіпсо-ангідритової товщі й визначає як загальний солевміст природних вод, так і їхню сульфатну агресивність) у водах баденських відкладів наочно ілюструє відмінності в гідрохімічних умовах окремих ділянок. На півночі території відклади тираської світи представлені ратинськими вапняками. Умови дренування тут значно гірші, ніж на площі розвитку гіпсо-ангідритів. Мінералізація вод нижча, ніж у гіпсах, однак досить висока – 1107–1750 мг/дм^3 при середньому (із 8 проб) значенні 1444 мг/дм^3. Довірчий інтервал оцінки мінералізації складає

1210–1680 мг/дм^3. Значний вміст сульфатів (у середньому близько 520 мг/дм^3) свідчить про наявність у товщі ратинських вапняків включень гіпсу. Зафіксовані тут води агресивні відносно гіпсів – сульфатна агресивність змінюється в межах –0,760…–0,214 при середніх значеннях –0,427. За імовірності 0,95 довірчий інтервал оцінки агресивності складає –0,613…–0,242. Значення коефіцієнта асиметрії A = –0,656 характеризує переважання більш агресивних (у порівнянні з середніми значеннями) вод.

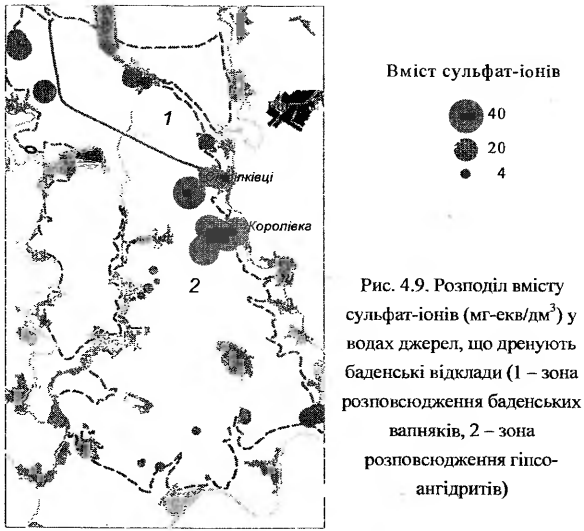


Рис. 4.9. Розподіл вмісту сульфат-іонів (мг-екв/дм^3) у водах джерел, що дренують баденські відклади (1 – зона розповсюдження баденських вапняків, 2 – зона розповсюдження гіпсо-ангідритів)

Максимальний вміст сульфатів (і відповідно мінімальна сульфатна агресивність) є характерним для північної частини території, що досліджувалась, вздовж північної межі поширення товщі гіпсо-ангідритів.

Загалом води джерел, що дренують ці відклади, показують досить широкий діапазон зміни мінералізації – від 1249,2 до 2692,1 мг/дм^3 при середніх (із 56 проб) значеннях 2113,6 мг/дм^3.

Тут реєструються як агресивні, так і перенасичені стосовно гіпсів води: сульфатна агресивність змінюється в межах –0,578…+0,137 при середніх значеннях –0,106. Довірчий інтервал оцінки агресивності складає –0,288…–0,047.

Мінімальним вмістом сульфатів 72–375 мг/дм^3 при середніх (із 10 проб) значеннях 203 мг/дм^3 характеризуються води південно-західної, південної і центральної придолинних частин межиріччя Серет–Нічлава, де здійснюється переважно низхідний рух вод завдяки глибокому розчленовуванню масиву наявності сприятливих умов для дренування неогенових відкладів. За умови ймовірності 0,95 довірчий інтервал оцінки мінералізації становить 115–290 мг/дм^3.

Збільшується вміст сульфатів у воді й, отже, знижується її агресивність там, де здійснюється субгоризонтальний рух підземних вод на рівні гіпсів – збільшується тривалість і площа взаємодії води з породою, що карстується. Ступінь обводненості гіпсів і характер руху підземних вод у межах гіпсової товщі розрізняються в різних тектонічних блоках. Це знаходить висвітлення в розходженнях хімічного складу та сульфатної агресивності вод суміжних, але різновисотних завдяки зміщенню по тектонічних порушеннях блоків. Джерела, що дренують у балці Білячка відносно піднятий блок малообводненої печери Оптимістична, характеризуються нижчою мінералізацією води, вмістом у ній сульфату кальцію й підвищеними значеннями сульфатної агресивності порівняно з джерелами, що дренують у тій же балці блок опущеної, більш обводненої печери Озерна.

Води, що дренуються джерелами блока печери Озерна (станції 1-4 і суміжні джерела на рис. 4.7) практично насичені сульфатом кальцію. Вміст сульфатів у різні сезони змінювався від 677 до 1690 мг/дм^3 при середніх (із 172 проб) значеннях 1253 мг/дм^3. За імовірно-

сті 0,95 довірчий інтервал оцінки вмісту сульфатів складає 1215...1288 мг/дм^3. Сульфатна агресивність Si_g у різні сезони змінювалася ввід –0,319 до +0,137 при середньому значенні –0,002. Води блоку печери Оптимістична (станція 5 і суміжні джерела) характеризуються значно більшою сульфатною агресивністю (Si_g = –0,603... – 0,025 при середніх значеннях –0,239).

Підвищена агресивність вод гіпсової товщі, що розвантажуються з блоку печери Озерна в балку в с.Стрілківці, пов'язана з надходженням із півночі більш прісних, агресивних вод по контуру контакту з ратинськими вапняками. Сульфатна агресивність Si_g змінювалася в межах –0,577...–0,214 при середніх (із 5 проб) значеннях -0,408. Довірчий інтервал оцінки агресивності складає –0,596...–0,219.

Локальне зниження мінералізації вод гіпсо-ангідритової товщі з підвищенням сульфатної агресивності відбувається в зонах поглинання поверхневого стоку лійками та понорами, а також на ділянках порушення суцільності глинистих надгіпсових відкладів у зонах розвитку провальних процесів і в прибортових частинах масиву за рахунок надходження маломінералізованих поверхневих вод та вод четвертинних відкладів.

Води верхньокрейдових відкладів відрізняються від залягаючих вище як по типу – води тут сульфатно-гідрокарбонатні чи гідрокарбонатно-сульфатні кальцієво-магнієві, так і по мінералізації – варіації в межах 496...1530 мг/дм^3 при середніх (із 64 проб) значеннях 967 мг/дм^3. Довірчий інтервал оцінки мінералізації складає 858–1103 мг/дм^3. Сульфатна агресивність Si_g змінюється в межах -2,102... – 0,265 при середньому значенні –0,998. Значення коефіцієнта асиметрії A = –0,203 свідчить про деяке переваження більш агресивних (у порівнянні з середніми значеннями) вод. Це свідчить про незначне надходження високомінералізованих сульфатних кальцієвих вод із залягаючих вище горизонтів і значному розведенні водами, що формуються на ділянках відсутності в розрізі гіпсо-ангідритової товщі в

межах зон її ерозійного розмиву. Зафіксоване різке збільшення в окремих джерелах як вмісту сульфатів (до 800–1200 мг/дм^3), так і загальної мінералізації (до 2000–2500 мг/дм^3) свідчить про вільне надходження вод з залягаючих вище сульфатних відкладів.

Води девонських відкладів мають переважно гідрокарбонатно-сульфатний (місцями чисто карбонатний) кальцієвий або кальцієво-магнієвий склад і мінералізацію біля 507–1698 мг/дм^3 при середніх (із 34 проб) значеннях 913 мг/дм^3. Довірчий інтервал оцінки мінералізації складає 769–1057 мг/дм^3. Сульфатна агресивність Si_g змінюється від –2,102 до –0,332 при середньому значенні –1,108. Локальне збільшення вмісту сульфатів у воді окремих джерел (до 800–1000 мг/дм^3) свідчить про те, що води гіпсо-ангідритових відкладів досягають досить значних глибин, де розбавляються більш прісними водами.

З метою вивчення режиму (як сезонного, так і річного) хімічного складу природних вод та інтенсивності розчинення сульфатних порід в умовах природно-історичного розвитку карсту в сульфатних породах був організований ряд станцій у різних умовах взаємодії води з породою. Станції, розташовані в межах південної частини межиріччя Серет–Нічлава, характеризують метаморфізм хімічного складу вод під час руху їх із поверхні через печеру до джерел.

Для більш повної характеристики розмаїтості умов розвитку карстового процесу був організований ряд станцій на інших ділянках – у печерах Атлантида, Попелюшка, а також на Мілевецькій ділянці.

Результати спостережень у печерах Оптимістична і Безіменна, де були організовані станції з вивчення інтенсивності розчинення гіпсових стандартних зразків під впливом атмосферної вологи повітря, засвідчили, що розчинення гіпсу в цих умовах зазнає сезонних коливань (рис. 4.10).

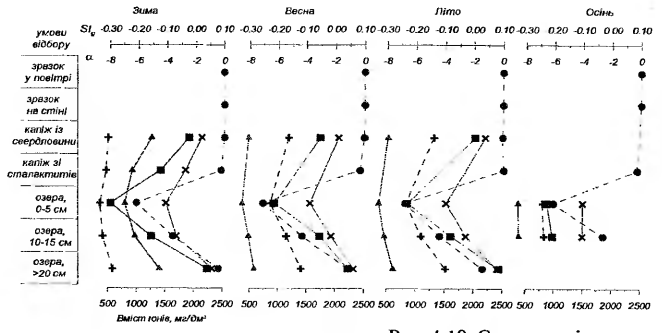


Рис. 4.10. Сезонна зміна осереднених за весь період спостережень показників інтенсивності розчинення і параметрів хімічного складу води в різних умовах печери Оптимістична

Вміст кальцій-іонів
Вміст сульфат-іонів
Мінералізація
Індекс сульфатного насичення
Інтенсивність розчинення

4.2.1. Умови зони аерації

У гіпсах Придністровської Подолії дуже поширеною ситуацією взаємодії води з породою є локалізована інфільтрація води з розташованих вище порід, що проявляється у вигляді капежу різної інтенсивності. З ділянками осередкової інфільтрації пов'язане формування вертикальних низхідних каналів, що пронизують гіпсову товщу (камінів). Для вивчення інтенсивності розчинення гіпсів під впливом інфільтраційних вод були організовані спостереження на ряді станцій у печерах Оптимістична (капіж із свердловини та зі сталактитів), Безіменна (капіж у каміні), Атлантида (капіж з каміну), Попелюшка (капіж із свердловини) і деяких інших. Показники інтенсивності розчинення на цих станціях зазнають сезонних змін: максимальні значення спостерігаються у весняно-літній період. У зимовий період спостерігаються близькі до нульових значення, що пов'язане насамперед із мінливістю інтенсивності капежу.

Інфільтраційні води, що надходять у печери, зобов'язані своїм походженням розвантаженню вод із четвертинних піщано-глинистих відкладів і ратинських вапняків. Водозбагаченість їх, як правило, дуже незначна й підвищується в період активного весняного сніготанення та після випадання рясних атмосферних осадів. Інтенсивність капежу та солевміст інфільтраційних вод залежить, крім того, від потужності та буферної ємності водовміщуючих порід. При незначній потужності покривних відкладів інтенсивний капіж у печері починається через короткий час після початку сніготанення чи випадіння дощів. Контакт води з вміщуючою породою на шляху фільтрації є нетривалим, внаслідок чого мінералізація вод незначна. Якщо потужність значна, інтенсивність капежу дещо нижча, починається він із деякою затримкою, тривалість його збільшується. Мінералізація вод завдяки тривалішому контакту з вміщуючою породою більш висока.

У зв'язку з нерегулярністю інфільтраційного капіжа на більшості станцій, синхронний із контрольними вимірами зразків відбір проб води не завжди виявлявся можливим. На тих станціях, де регулярний відбір проб був можливий, відзначена сезонна мінливість хімічного складу й індексу сульфатного насичення, що залежить від інтенсивності капежу. У зимовий період відбувається збільшення мінералізації вод і відповідне зменшення сульфатної агресивності, аж до перенасичення вод сульфатом кальцію. У весняно-літній період відбувається зменшення мінералізації та збільшення агресивності вод.

При інтерпретації результатів спостережень в умовах осередкової фільтрації необхідно враховувати місцеві умови взаємодії води з породою. Так, на станціях, де до контакту зі стандартним зразком води стікали по кородованій поверхні гіпсу (капіж із камінів), досліджуваної поверхні вони досягають уже практично насиченими сульфатом кальцію (Si_g від –0,15 до –0,20) (табл. 4.5).

Таблиця 4.5

Результати спостережень на станціях по вивченню впливу інфільтраційних вод у печерах на інтенсивності розчинення гіпсів під

Сезон	Сумарний час на станції, діб	Кількість змін зразків	Середні за увесь період спостережень					
			α, мг/добу/см^2	γ, мкм/рік	сума іонів, мг/дм^3	Ca^{2+}, мг/дм^3	SO_4^{2-}, мг/дм^3	Si_g
Печера Оптимістична, капіж із свердловини (ст. 15)								
Рік	1754	11	–0,047	–75	-	-	-	-
Зима	321	2	–0,012	–19	2155,0	518,0	1282,0	–0,025
Весна	237	3	–0,047	–74	2082,6	503,0	1207,7	–0,054
Літо	298	3	–0,069	–109	2221,6	543,1	1330,0	+0,001
Осінь	-	-	-	-	-	-	-	-
Печера Оптимістична, капіж зі сталактитів (ст. 16)								
Рік	1229	8	–0,285	–453	-	-	-	-
Зима	376	3	–0,264	–420	1865,9	481,0	941,4	–0,125
Весна	156	2	–0,357	–566	-	-	-	-
Літо	154	1	–0,002	–3	-	-	-	-
Осінь	181	1	–0,285	–452	-	-	-	-
Печера Мілевецька, капіж в каміні (ст. 29)								
Рік	1553	16	–0,006	–10	-	-	-	-
Зима	262	2	–0,001	–1	-	-	-	-
Весна	348	4	–0,012	–19	-	-	-	-
Літо	466	6	–0,009	–14	1863,8	456,9	1153,0	–0,082
Осінь	227	3	–0,002	–3	-	-	-	-
Печера Атлантида, капіж в каміні "Ракета" (ст. 30)								
Рік	826	7	–0,002	–4	-	-	-	-
Зима	-	-	-	-	-	-	-	-
Весна	254	3	–0,004	–7	-	-	-	-
Літо	81	2	–0,009	–14	-	-	-	-
Осінь	-	-	-	-	-	-	-	-
Печера Киянка, капіж із тріщини (ст. 31)								
Рік	575	7	–0,203	–322	-	-	-	-
Зима	-	-	-	-	-	-	-	-
Весна	253	3	–0,451	–716	-	-	-	-
Літо	81	2	–0,013	–21	-	-	-	-
Осінь	30	1	–0,022	–35	-	-	-	-
Печера Попелюшка, капіж із свердловини (ст. 44)								
Рік	-	-	-	-	-	-	-	-
Зима	-	-	-	-	-	-	-	-
Весна	-	-	-	-	-	-	-	-
Літо	141	1	–11,35	–18 021	607,0	76,2	192,1	–1,319
Осінь	-	-	-	-	-	-	-	-

Такі умови спостерігаються на станції 15 (капіж із свердловини, що входить у карстову порожнину) . Показник інтенсивності розчинення на цих станціях змінюється від 0 до –0,01 мг/добу/см^2.

На станції 31 (капіж із тріщини) вода лише на невеликому протязі тече по стінах, а при великій водності взагалі зривається зі стелі, практично не контактуючи з гіпсом. У весняний період мінералізація вод не перевищує 1200–1400 мг/дм^3, Si_g = –0,2…–0,3. Показник інтенсивності розчинення у весняний період досягає значень –0,3…–0,7 мг/добу/см^2. Узимку води практично насичені сульфатом кальцію, показник інтенсивності розчинення змінюється від –0,001 до –0,020 мг/добу/см^2. Середньорічні значення складають –0,203 мг/добу/см^2.

На станції 16 моделювалися умови стікання вод по карбонатних породах (сталактитах). Води, що надходять з залягаючих вище відкладів, мають дещо знижену мінералізацію (близько 1860 мг/дм^3), вміст сульфатів – 940 мг/дм^3. Завдяки підвищеній сульфатній агресивності інфільтраційних вод, що надходять (Si_g = –0,125), вони мають досить значну розчинюючу спроможність – у залежності від сезону показник інтенсивності розчинення змінюється від –0,002 (сухим літом) до –0,357 мг/добу/см^2 (навесні). У осінній і зимовий періоди інтенсивність розчинення слабшає – α = –0,265… –0,285 мг/добу/см^2.

Єдине спостереження, проведене на станції 44 у печері Попелюшка, зафіксувало надходження з вище залягаючих відкладів агресивних (Si_g = –1,319) вод з мінералізацією близько 600 мг/дм^3 та вмістом сульфатів 192 мг/дм^3. Ці води мали дуже високу розчинюючу спроможність – у літній період показник інтенсивності розчинення має значення –11,349 мг/добу/см^2.

У таблиці 4.6 відображений усереднений хімічний склад інфільтраційних вод, що були відібрані в печерах. Можна побачити, що у весняний період, в умовах активного надходження талих вод, спостерігається різке їхнє опріснення. Мінералізація вод знижується до 507–944 мг/дм^3 при середньому значенні 758 мг/дм^3. За імовірності 0,95

довірчий інтервал оцінки мінералізації становить 578–937 мг/дм^3. Агресивність вод змінюється від –1.597 до –0,604 при середніх значеннях —1.214. Вміст сульфатів у воді протягом весняного періоду дуже низький – 76–500 мг/дм^3 при середньому значенні 226 мг/дм^3.

Таблиця 4.6

Хімічний склад інфільтраційних вод у печерах

Кількість проб	Середні значення							
	сума іонів, мг/дм^3	вміст іонів, мг-екв/дм^3						Si_g
		HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	
Печери Атлантида, Мілевці, Попелюшка (весняний період)								
6	757,9	11,0	225,6	339,2	11,0	49,0	120,9	–1,214
Усі печери (літньо-осінньо-зимовий період)								
27	1968,2	23,1	1163,5	221,4	24,6	42,2	484,9	–0,079
Печери Киянка й Атлантида								
13	1756,1	12,8	1130,0	106,1	16,6	16,2	472,9	–0,068
Печери Кришталева й Млинки								
5	2269,3	21,0	1409,3	203,7	23,2	51,6	558,6	0,025

У сухий літньо-осінньо-зимовий період вміст сульфатів підвищується до 471–1508 мг/дм^3 при середніх значеннях 1163 мг/дм^3. Мінералізація води при цьому досягає 1090–2430 мг/дм^3 при середній 1968 мг/дм^3. Довірчий інтервал оцінки мінералізації складає 1727–2151 мг/дм^3. Сульфатна агресивність цих вод значно змінюється – від –0,541 до +0,095 при середніх значеннях –0,096. Довірчий інтервал оцінки сульфатної агресивності складає –0,183...–0,009.

4.2.2. Умови повного водонасичення

Дуже поширеною й найважливішою обстановкою взаємодії води з породою є безпосередній постійний контакт води з гіпсовою товщею (водоносний горизонт). У гіпсових печерах Західної України він

розвинутий у нижній частині товщі. Безпосередньо цей горизонт можна спостерігати у вигляді озер у печерах. Для вивчення режиму хімічного складу природних вод та інтенсивності розчинення сульфатних порід в обстановці водоносного горизонту з вільною поверхнею в печерах був обладнаний ряд станцій: у печері Оптимістична – 4 станції, у печері Озерна – 1, у печері Попелюшка – 9 станцій. Для більш детального аналізу особливостей хімічного складу вод горизонту в гіпсовій товщі використовувались результати разових спостережень, що їх було проведено в інших печерних озерах.

Результати спостережень свідчать про значну площинну та вертикальну диференціацію хімічного складу вод і показників інтенсивності розчинення у водах різних печерних блоків, при різній інтенсивності водообміну.

В Озерному районі печери Оптимістична була виявлена значна диференціація інтенсивності розчинення по глибині озер (див. рис.4.10). Це відповідає встановленій стратифікації хімічного складу й агресивності вод цього блоку. Згодом подібна стратифікація була зафіксована у деяких озерах інших печер Подільського Придністров'я, результати спостережень у яких зведені в табл. 4.7.

Після виявлення стратифікації хімічного складу вод підземних озер на розташованих у печері Оптимістичній станціях 11 і 12 було організовано пошарове режимне гідрохімічне опробування. Проби води, відібрані в інтервалі глибин від 0 до 5 см, характеризуються досить широким діапазоном зміни мінералізації – від 804 до 2120 мг/дм^3 при середніх значеннях 1529 мг/дм^3.

Це пояснюється значними сезонними варіаціями живлення водоносного горизонту й, отже, мінералізації. За умови імовірності 0,95 довірчий інтервал оцінки мінералізації складає 1437–1621 мг/дм^3. Коефіцієнт асиметрії A = –0,339 характеризує переваження більш низьких значень мінералізації. У залежності від сезону вміст сульфатів також зазнає дуже значних варіацій – від 490 до 1344 мг/дм^3 при серед-

ніх значеннях 829 мг/дм^3. Довірчий інтервал оцінки вмісту сульфатів складає 767–891 мг/дм^3.

Таблиця 4.7

Хімічний склад природних вод печерних озер

Кількість проб	Середні значення							
	Сума іонів, мг/дм^3	Вміст іонів, мг-екв/дм^3						Si_g
		Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	
глибина 0 см								
9	1440,0	29,1	842,4	266,0	29,4	26,9	381,8	–0,242
глибина 5 см								
36	1448,9	23,9	852,1	264,7	24,6	27,5	388,2	–0,248
глибина 10 см								
25	1691,4	25,17	1029,8	247,05	26,68	24,0	461,4	–0,116
глибина 15 см								
17	1720,3	25,5	1075,4	210,5	27,1	35,0	450,6	–0,113
глибина 20 см								
16	2154,0	24,8	1371,7	222,7	26,0	30,2	588,6	0,040
глибина 25 см								
25	2246,2	25,9	1456,3	190,9	28,1	30,8	608,2	0,067
глибина 30 см								
5	2314,2	0,73	30,78	3,66	2,07	2,88	30,74	0,068

Сульфатна агресивність цих вод, відповідно, також змінюється в широких межах – від –1,419 до –0,014 при середньому значенні –0,269. Довірчий інтервал оцінки агресивності складає -0, 359…–0,179.

Води в інтервалі глибин 10–15 см характеризуються підвищенням мінералізації до 1235–2369 мг/дм^3 при середніх значеннях 1809 мг/дм^3. Довірчий інтервал оцінки мінералізації складає 1699–1919 мг/дм^3. Вміст сульфатів зазнає значних сезонних варіацій – від 495 до 1393 мг/дм^3 при середніх значеннях 1040 мг/дм^3. Довірчий інтервал оцінки вмісту сульфатів складає 767–891 мг/дм^3. Сульфатна агресивність цих вод також змінюється в широких межах – від –0,437 до –0,028 при середньому значенні –0,119. Довірчий інтервал оцінки агресивності складає –0,164 …–0,75.

На глибинах, що перевищують 15 см, спостерігаються води, практично насичені сульфатами – вміст їх коливається від 821 до 1787 мг/дм^3 при середніх значеннях 1336 мг/дм^3. Довірчий інтервал оцінки вмісту сульфатів складає 1235 –1439 мг/дм^3. З підвищенням вмісту сульфатів пов'язане й підвищення мінералізації – до 1432–2830 мг/дм^3 при середніх значеннях 2229 мг/дм^3. За умови імовірності 0,95 довірчий інтервал оцінки мінералізації складає 2109–2348 мг/дм^3. Води в цьому інтервалі глибин практично насичені сульфатами й набувають деякої агресивності лише у весняно-літній період. Сульфатна агресивність цих вод також знижена і змінюється в межах – 0,221…+0,186 при середньому значенні +0,018. Довірчий інтервал оцінки агресивності складає –0,164…–0,075.

Рис. 4.11 ілюструє сезонну мінливість деяких параметрів хімічного складу води й показника інтенсивності розчинення сульфатних порід в озерах печери Оптимістична.

Чітко виражених тенденцій у сезонній мінливості хімічного складу підземних вод і показника інтенсивності розчинення на цих станціях не відзначено, однак видно, що найбільших сезонних змін зазнають води на глибині 10-15 см; приповерхневі та придонні води зазнають менш активних коливань (табл. 4.8).

Вміст сульфатів і мінералізація збільшуються у літній період. Це пов'язане з особливостями живлення й руху вод – незначний водоприток до печерних озер, утруднений водообмін, застійний режим при повній відсутності руху води. Якщо в інших умовах взаємодії води з породою розчинену речовину видаляє вода, що рухається, то в цьому випадку видалення відбувається за рахунок дифузії та низхідного руху розчину з більшою густиною з заміною його менш мінералізованим.

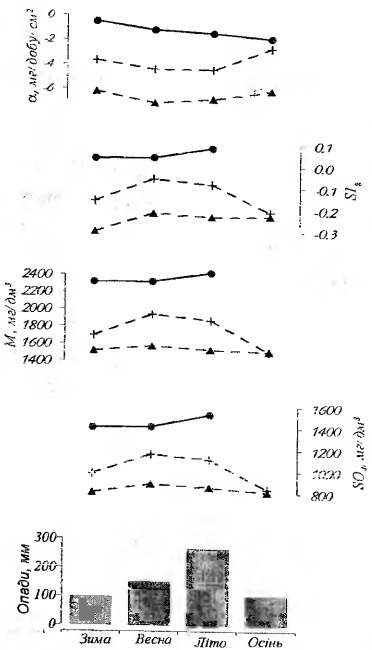


Рис. 4.11. Сезонні варіації усереднених за весь період спостережень суми опадів, показника інтенсивності розчинення та параметрів хімічного складу води в озерах печери Оптимістична

Показник інтенсивності розчинення змінюється від –8,0 у верхній зоні, до –0,001 мг/добу/см^2 у нижній, застійній. Межа цих зон за особливостями розчинення стандартних зразків зафіксована на глибині 15 см від поверхні.

У ході спостережень у верхньому шарі озер Озерного району печери Оптимістична були зафіксовані міжрічні варіації інтенсивності розчинення. Інтенсивність розчинення в 1986 р. (–4,0 мг/добу/см^2) зменшилася порівняно зі значеннями, характерними для 1985 р. (-7,75 мг/добу/см^2), а в 1987 р. знову повернулася до попередніх значень (-8,50 мг/добу/см^2).

Таблиця 4.8

Результати спостережень на станціях з вивчення інтенсивності розчинення гіпсів у озерах печери Оптимістична

Сезон	Сумарний час на станції, діб	Кількість змін зразків	Середні за увесь період спостережень					
			α, мг/добу/см^2	γ, мкм/рік	сума іонів, мг/дм^3	Ca^{2+}, мг/дм^3	SO_4^{2-}, мг/дм^3	SI_g
Печера Оптимістична, озера в Озерному районі, глибина 0–5 см								
Рік	3362	24	–5,338	–8 477	1530,6	373,4	830,4	–0,256
Зима	826	8	–6,186	–9 824	1522,2	372,1	807,6	–0,300
Весна	324	4	–7,123	–11 312	1576,1	381,5	883,7	–0,216
Літо	596	6	–6,814	–10 822	1532,2	371,1	850,5	–0,233
Осінь	364	4	–6,146	–9 760	1513,9	389,8	809,3	–0,230
Печера Оптимістична, озера в Озерному районі, глибина 10–15 см								
Рік	4428	25	–3,388	–5380	1808,3	450,9	1056,5	–0,114
Зима	936	8	–3,666	–5821	1699,2	419,5	980,5	–0,159
Весна	480	6	–4,403	–6992	1941,4	490,3	1156,8	–0,059
Літо	1034	9	–4,449	–7064	1872,4	467,9	1108,9	–0,085
Осінь	364	2	–2,680	–4257	1508,1	396,8	835,8	–0,211
Печера Оптимістична, озера в Озерному районі, глибина > 15 см								
Рік	3773	26	–0,857	–1 360	2335,4	594,2	1429,5	0,047
Зима	808	7	–0,505	–802	2318,4	586,7	1406,6	0,036
Весна	474	6	–1,209	–1 919	2323,1	591,7	1413,8	0,039
Літо	696	7	–1,480	–2 351	2421,6	617,5	1523,4	0,082
Осінь	181	6	–1,888	–2 998	–	–	–	–
Печера Оптимістична, усі озера, глибина > 15 см								
Рік	14227	90	–2,816	–4 472	1940,9	489,1	1139,8	–0,086
Зима	3100	27	–3,059	–4 858	1874,2	468,1	1081,0	–0,129
Весна	1671	21	–3,794	–6 025	2023,7	514,0	1203,2	–0,048
Літо	2624	26	–4,043	–6 421	2004,3	505,9	1205,2	–0,054
Осінь	1090	16	–2,961	–4 703	1551,8	404,4	836,7	–0,207

Різні значення інтенсивності розчинення пов'язані з міжрічними варіаціями кількості опадів (див. рис. 4.3). У нижніх шарах водойм міжрічна мінливість виражена слабко.

Зоні утрудненого водообміну відповідають умови на станціях 13 і 14. При мінералізації 1695–2595 мг/дм^3 (середні з 16 проб значення 2189 мг/дм^3) показники інтенсивності розчинення коливаються в межах –1,766…+0,001 мг/добу/см^2 при середніх значеннях –0,600 мг/добу/см^2. Вміст сульфатів у цих водах за період спостережень змінювалося від 865 до 1623 мг/дм^3, що відповідає умовам насичення – індекс сульфатного насичення змінюється в межах від –0,173 до +0,136 при середньобагаторічних значеннях +0,014.

В озерах печери Озерна також спостерігається вертикальна стратифікація хімічного складу вод, проте вона виражена не так яскраво, як в озерах печери Оптимістична. На глибині до 10–15 см, особливо у весняно-літній період, спостерігається деяке зниження мінералізації – у середньому до 1880 мг/дм^3 при коливаннях залежно від особливостей живлення від 957 до 2247 мг/дм^3. Води близькі до насичення сульфатом кальцію – середній вміст сульфатів 1095 мг/дм^3 при варіаціях у межах 240–1388 мг/дм^3, індекс сульфатного насичення – 0,804…+0,077 при середньому значенні –0,139. Тут спостерігаються близькі до нульових значення показника інтенсивності розчинення (–0,02 мг/добу/см^2). На більших глибинах (для вивчення вертикальної стратифікації хімічного складу вод у ряді озер відбір проб виконувався з інтервалом 20 см до глибини 1 м) спостерігається підвищений вміст сульфатів – 999-2007 мг/дм^3 при середньому значенні 1396 мг/дм^3. Стосовно гіпсу води не агресивні – середнє значення індексу сульфатної агресивності +0,056 при коливаннях у межах – 0,088...+0,247. Мінералізація вод також підвищена – у залежності від озера та сезону коливається від 1745 до 3161 мг/дм^3 при середньому значенні 2280 мг/дм^3.

Для озер печери Попелюшка також характерна деяка вертикальна стратифікація хімічного складу вод. Мінералізація води верхньої частини в середньому (із 22 проб) складає 1860 мг/дм^3 при коливаннях у межах 1610-2294 мг/дм^3. Вміст сульфатів коливається в межах 634–1311 мг/дм^3 при середніх значеннях 917 мг/дм^3. Індекс сульфатного насичення змінюється в межах –0,327…+0,010 при середньому значенні –0,153. Тут спостерігаються близькі до нульових значення показника інтенсивності розчинення (у середньому –0,017 мг/добу/см^2) при варіаціях значень від –0,175 до +0,019.

Глибше 15 см, як і в інших печерах, спостерігається висока мінералізація вод – 1769–2823 мг/дм^3 при середніх значеннях (із 79 проб) 2298 мг/дм^3. Води на цій глибині практично насичені сульфатами – вміст сульфат-іона коливається від 826 до 1633 мг/дм^3 при середньому 1280 мг/дм^3. Значення індексу сульфатного насичення також підтверджує це – Si_g = +0,015 при варіаціях у межах –0,154… +0,120. Інтенсивність розчинення близька до нуля: α = –0,005 мг/добу/см^2, при коливаннях від –0,013 до +0,044 мг/добу/см^2 (зафіксоване єдине екстремальне значення –0,175 мг/добу/см^2).

Наведені в табл. 4.9 результати наочно ілюструють розходження в складі вод, відібраних у застійній зоні (на глибині понад 15-20 см) печерних озер Західної України.

Печера Оптимістична розташована в піднятому тектонічному блоці з активним водообміном, про що свідчать нижчі порівняно з іншими печерами, солевміст і загальна мінералізація. Печера Озерна розташована в пониженому тектонічному блоці. Про це свідчить як наявність великої кількості озер у нижніх частинах печери, так і підвищений вміст розчинених солей. Більшість озер печери Попелюшка є залишковими, підвішеними на глинистому заповнювачі печер і характеризують умови застійного режиму та повного насичення сульфатами.

Таблиця 4.9

Хімічний склад природних вод застійної зони печерних озер

Кількість проб	Середні значення							
	Сума іонів, мг/дм³	Вміст іонів, мг-екв/дм³						Si_g
		Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	
Печера Оптимістична								
50	2228,6	24,8	1335,8	233,0	28,5	31,9	572,4	+0,018
Печера Озерна								
15	2290,1	16,0	1395,6	213,5	16,8	20,3	616,4	+0,056
Печера Попелюшка								
74	2327,3	23,2	1303,7	348,9	18,4	33,8	597,8	+0,025

4.2.3. Умови зони розвантаження

Природні води, що пройшли весь шлях метаморфізму від атмосферних опадів до озерних вод, фільтруються потім крізь нижні шари вміщуючих порід і розвантажуються в придолинних частинах у виді локалізованих потоків – джерел.

Для вивчення розвантаження вод, що надходять із блоків печер Оптимістична й Озерна, на Королівківському стаціонарі був організований ряд спостережних станцій, на яких велися режимні спостереження за хімічним складом вод джерел, а також за ходом зміни показника інтенсивності розчинення гіпсових зразків. Були задіяні 5 джерел, що дренують товщу гіпсів, а також 2 джерела, що дренують верхньокрейдяні пісковики – у балці Білячка (с.Королівка) та на південній околиці с.Стрілківці (табл. 4.10).

На рис. 4.12 показано взаємозв'язок мінералізації й вмісту сульфатів у водах джерел, що дренують гіпсо-ангідритові відклади в с.Королівка.

Води блоку печери Озерна (станції 1–4) характеризуються підвищеною мінералізацією.

Таблиця 4.10

Хімічний склад природних вод джерел Королівківського стаціонару

Кількість проб	Середні значення							
	Сума іонів, мг/дм³	Вміст іонів, мг-екв/дм³						Si_g
		Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	
Станція 1; гіпсовий водоносний горизонт, блок печери Озерна								
21	2160,3	26,6	1243,2	282,4	36,8	40,1	529,5	–0,025
Станція 2; те ж саме								
61	2248,4	22,4	1280,6	318,4	23,7	44,9	556,2	–0,004
Станція 3; те ж саме								
14	1990,3	22,0	1104,5	310,5	22,5	43,7	485,3	–0,095
Станція 4; те ж саме								
76	2216,8	22,7	1256,6	316,0	26,0	44,3	549,1	–0,014
Станція 5; гіпсовий водоносний горизонт, блок печери Оптимістична								
75	1693,9	25,9	713,3	348,3	25,5	43,8	391,8	–0,239
Станція 6; водоносний горизонт верхньокрейдяних пісковиків, блок печери Оптимістична								
56	1605.0	24,8	833,8	300,1	29,0	28,8	387,2	–0,241
Станція 7; водоносний горизонт верхньокрейдяних пісковиків, блок печери Озерна								
4	1806.9	21,7	836,6	445,9	30,8	15,6	455,4	–0,193

Середньобагаторічне значення мінералізації становить 2240 мг/дм³ при варіаціях у межах 1907–2692 мг/дм³. За умови ймовірності 0,95 довірчий інтервал оцінки мінералізації становить 2201–2277 мг/дм³. Це води переважно сульфатного, у весняно-літній період зрідка сульфатно-гідрокарбонатного кальцієвого типу, вміст сульфатів у водах змінюється від 1022 до 1670 мг/дм³ при середньому значенні 1275 мг/дм³. Сульфатна агресивність Si_g змінюється в межах від –0,152 до +0,137 при середньому значенні –0,006.

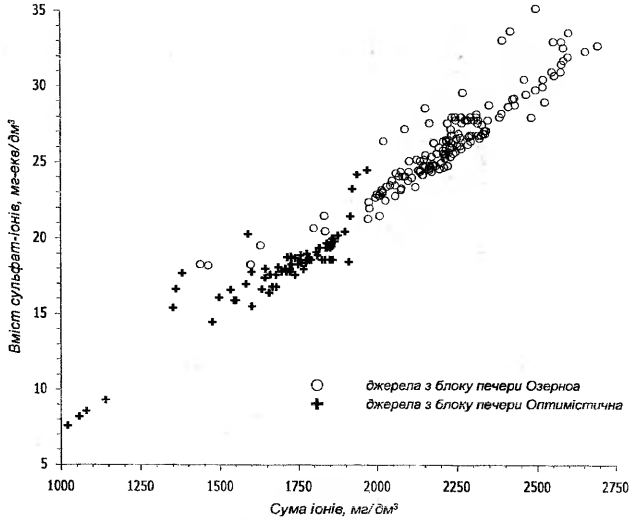


Рис. 4.12. Залежність мінералізації води від вмісту сульфатів у джерелах

Води джерела, що дренує блок печери Оптимістична (станція 5), характеризуються нижчою мінералізацією – 1694 мг/дм^3 (при сезонних коливаннях у межах 1020–1969 мг/дм^3). За умови імовірності 0,95 довірчий інтервал оцінки мінералізації становить 1622…1766 мг/дм^3.

Склад вод сульфатний і сульфатно-гідрокарбонатний кальцієвий. Вміст сульфатів у водах змінюється від 365 до 1177 мг/дм^3 при середньому значенні 857 мг/дм^3. Сульфатна агресивність Si_g змінюється від –0,603 до –0,025 при середньому значенні –0,239.

Наведений на рис. 4.13 графік наочно ілюструє особливості хімічного складу вод джерел, що дренують блоки печер Озерна йОптимістична: для всіх джерел домінуючим аніоном є сульфат-іон, вміст гідрокарбонат-іонів значно нижчий. Особливо чітко це спостерігається

ся у джерелах, що дренують блок печери Озерна – вміст сульфат-іонів тут у 4-10, а в окремих пробах і більше, разів перевищує вміст гідрокарбонат-іонів при високій загальній мінералізації – до 2000-2750 мг/дм^3.

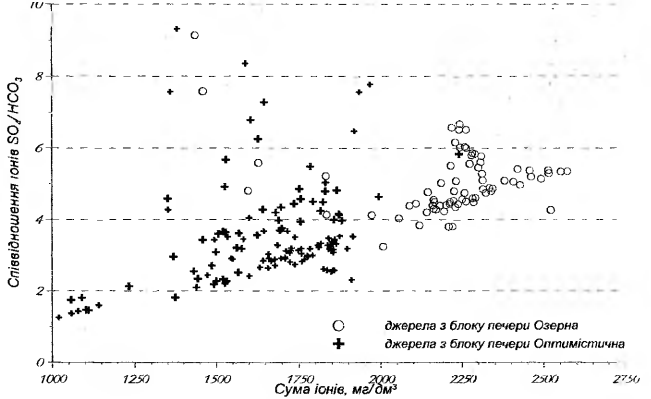


Рис. 4.13. Співвідношення вмісту гідрокарбонатів і сульфатів та мінералізації води у джерелах

У водах джерел з блоку печери Оптимістична на тлі порівняно невисокої загальної мінералізації (1000-2000 мг/дм^3) також переважає сульфат-іон, однак його частка тут дещо менша – перевищення щодо вмісту гідрокарбонатів пересічно становить 3-5 разів. Це явище можна пояснити особливостями дренування печерних блоків: для зануреного блоку печери Озерна характерний сповільнений водообмін, що зумовлює більш повне насичення природних вод розчиненим сульфатом кальцію; для дещо піднятого блоку печери Оптимістична характерний інтенсивніший водообмін, завдяки чому води не повністю витрачають свій "агресивний" потенціал і на вихід з карстової водоносної системи потрапляють недонасиченими сульфатами.

Внутрірічний хід хімічного складу води джерел, що дренують блоки різних печер, свідчить про особливості їхнього живлення (рис. 4.14).

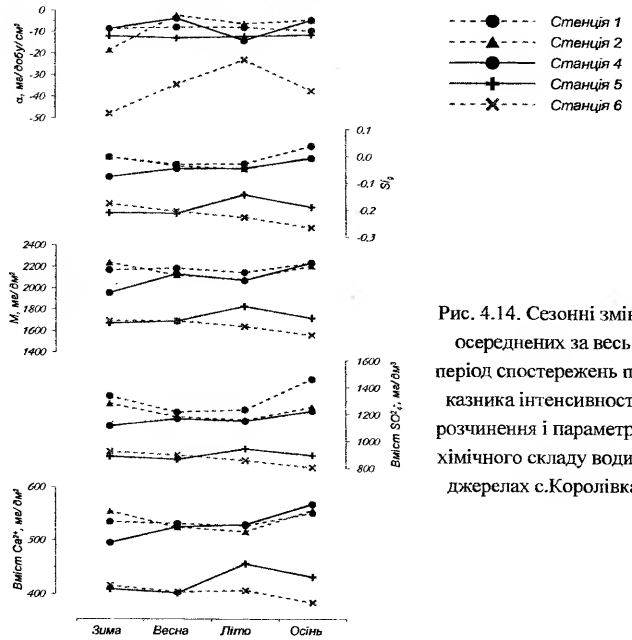


Рис. 4.14. Сезонні зміни осереднених за весь період спостережень показника інтенсивності розчинення і параметрів хімічного складу води в джерелах с.Королівка

Станції 2 і 4 обладнані в джерелах, що дренують блок печери Озерна. У джерелі на станції 2 спостерігається поступовий спад вмісту кальцій- і сульфат-іонів, а також загальної мінералізації, викликаний весняним сніготаненням.

Результатом зменшення водного живлення є зростання мінералізації в літньо-осінній період. Режим хімічного складу джерела на станції 4 свідчить про утрудненість його живлення за рахунок надходження атмосферних опадів. Можна припустити, що це джерело дренує більш глибокі частини відкладів гіпсо-ангідритової товщі.

Станції 5 і 6 обладнані в джерелах, що дренують блок печери Оптимістична. Як видно з графіку, режим цих джерел схожий – простежується зниження вмісту основних іонів під час весняного сніготанення та підвищення його в більш сухий літній період. Деяке зниження мінералізації в осінній період пов'язане з випаданням атмосферних опадів. На станції 5, яка обладнана на джерелі, що дренує відклади гіпсо-ангідритової товщі, ці коливання виражені більш різко, що свідчить про досить високу чутливість вод цих відкладів до кількості атмосферних опадів. На станції 6 (джерело дренує верхньокрейдяні пісковики) коливання вмісту окремих іонів і мінералізації води загалом виражені слабкіше, що свідчить про значну буферну ємність горизонту цих відкладів.

Хід зміни індексу сульфатного насичення узгоджується з ходом вмісту сульфат- і кальцій-іонів. Завдяки уповільненому водообміну в блоці печери Озерна води встигають набувати вищої мінералізації та наближаються до стану насичення – значення індексу сульфатного насичення Si_g змінюються в межах від –0,003 до -0,077 (табл. 4.11).

Блок печери Оптимістична характеризується більш активним водообміном і, як наслідок, води тут менш мінералізовані й більш агресивні.

Внутрірічний хід витрат джерела, що дренує блок печери Оптимістична (станція 5), свідчить про його інфільтраційне живлення.

Як правило, максимальні витрати спостерігаються після весняного сніготанення та після випадання осінніх дощів, мінімальні – в період літньої і зимової межені. Подібний режим інколи порушується зимовими відлигами, що сприяють активному сніготаненню.

Наявні гідрохімічні та гідрологічні дані дозволяють уточнити попередні [*121*] розрахунки іонного стоку.

Таблиця 4.11

Результати спостережень на станціях з вивчення інтенсивності розчинення гіпсів на Королівківському стаціонарі

Сезон	Сумарний час на станції, діб	Кількість змін зразків	Середні за увесь період спостережень					
			α, мг/добу см^2	γ, мкм рік	сума іонів, мг/дм^3	Ca^{2+}, мг/дм^3	SO_4^{2-}, мг/дм^3	Si_g
Станція 1, водоносний горизонт гіпсо-ангідритових відкладів								
Рік	781	18	–8,721	–13 850	2176,9	533,9	1292,7	–0,012
Зима	234	6	–8,539	–13 561	2169,5	534,5	1334,8	–0,003
Весна	160	5	–7,772	–12 342	2184,7	531,3	1215,0	–0,031
Літо	99	4	–7,883	–12 518	2147,9	527,3	1233,3	–0,028
Осінь	288	3	–9,390	–14 911	2237,6	551,1	1461,5	0,038
Станція 2, те ж саме								
Рік	1176	18	–5,306	–8 425	2142,8	532,4	1202,1	–0,029
Зима	115	3	–18,479	–29 345	2237,9	554,4	1279,3	–0,003
Весна	200	3	–2,254	–3 580	2120,0	524,0	1179,0	–0,037
Літо	299	7	–6,037	–9 586	2083,5	516,0	1156,1	–0,047
Осінь	363	4	–4,342	–6 895	2208,5	556,4	1253,5	–0,005
Станція 4, те ж саме								
Рік	1326	220	–6,863	–10 900	2071,2	522,8	1149,7	–0,051
Зима	394	7	–8,501	–13 500	1956,0	495,4	1111,4	–0,077
Весна	263	5	–3,639	–5 779	2131,6	525,1	1163,5	–0,047
Літо	280	7	–13,937	–22 132	2072,5	529,5	1146,9	–0,045
Осінь	389	3	–4,423	–7 023	2236,0	567,4	1222,3	–0,007
Станція 5, те ж саме								
Рік	1341	25	–12,024	–19 095	1723,8	422,9	894,6	–0,192
Зима	363	8	–11,976	–19 018	1670,2	408,8	884,7	–0,212
Весна	230	6	–12,869	–20 437	1691,3	401,6	862,1	–0,214
Літо	257	6	–12,088	–19 196	1830,2	455,9	941,8	–0,144
Осінь	491	5	–11,320	–17 976	1721,1	431,3	892,6	–0,190
Станція 6, водоносний горизонт верхньокрейдових пісковиків								
Рік	1216	28	–39,522	–62 762	1659,5	404,9	880,6	–0,211
Зима	355	10	–47,846	–75 982	1693,2	415,7	921,2	–0,178
Весна	259	7	–34,360	–54 566	1693,3	403,5	895,1	–0,207
Літо	188	5	–22,873	–36 323	1641,6	406,2	856,4	–0,228
Осінь	414	6	–37,226	–59 117	1562,6	383,8	803,2	–0,266

Мінімальний середньобагаторічний модуль водного стоку для періоду літньої межені р.Нічлава в с.Стрілківці складає 0,96 л/с/км^2, а для періоду зимової межені – 0,84 л/с/км^2 [*116*].

Проведемо розрахунок для джерела з блоку печери Оптимістична (станція 5). Середньорічний дебіт зазначеного джерела становить $Q_p = 6.6$ л/с.

Припускаючи винятково підземне живлення річкових вод у період межені, приймаємо мінімальний середньорічний модуль річкового стоку періоду літньої межені (0,959 л/с/км^2) за модуль підземного стоку. Розповсюджуючи його на водозбір балки Білячка, одержимо, що зазначене джерело дренує площу $S = 6.88$ км^2.

Річне винесення розчиненої речовини джерельними водами складає:

$$R_i = 0,0316 \cdot Q_p \Delta C_i,$$

де: R_i – річне винесення i-ї розчиненої речовини, т/рік; 0,0316 – коефіцієнт розмірності; Q_p – дебіт джерела, дм^3/с; ΔC_i – збільшення концентрація i-ї розчиненої речовини (іону) по шляху фільтрації, мг/дм^3.

На вхід водоносної системи надходять води атмосферних опадів, що містять у середньому 15,3 мг/дм^3 гідрокарбонатів, 9,1 мг/дм^3 сульфатів і 6,2 мг/дм^3 кальцій-іонів. На виході системи блоку печери Оптимістична зафіксовані води, що містять у середньому відповідно 348,3, 13,3 і 391,8 мг/дм^3. З зазначеного блоку виноситься в розчиненому вигляді 333,0 мг/дм^3 (5,46 мг-екв/дм^3) гідрокарбонатів, 704,2 мг/дм^3 (14,67 мг-екв/дм^3) сульфатів і 385,6 мг/дм^3 (19,24 мг-екв/дм^3) кальцій-іонів. У розрахунку кількість кальцію прийнята такою, що дорівнює кількості сульфат-іонів – 14,67 мг-екв/дм^3, решта кальцій-іонів (4,57 мг-екв/дм^3) зв'язується з гідрокарбонат-іоном [*64*]. Відповідно, водою цього джерела виноситься 4,57 · 20,04 + 4,57 · 61,02 = 370,5 мг/дм^3 карбонату кальцію. Річне винесення розчиненого вапняку тільки одним джерелом із блоку печери Оптимістична складає

0,0316 · 370, 5 · 6.6 = 77,3 т/рік або, розділивши це значення на об'ємну масу вапняку, що дорівнює 2,5 т/м^3, одержимо 30,9 м^3/рік.

Гіпс, на відміну від інших порід, що карстуються, є кристалогідратом, тобто речовиною, яка містить у своєму складі кристалізаційну воду ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$). Концентрація ж виражається масовою кількістю безводної речовини, що міститься у визначеній кількості розчину. Для розрахунку іонного стоку за результатами хімічного аналізу води необхідно зробити перерахунок з безводного сульфату кальцію на гіпс, для чого вагові концентрації сульфатів і кальцію повинні братися з коефіцієнтом 1,265 (співвідношення молекулярних мас безводного та двоводного сульфату кальцію), і розрахункове рівняння набуде вигляду $R_t = 0{,}0316 \cdot 1{,}265\ Q_p \Delta C_i$.

Це джерело виносить 19,24 · 20,04 + 19,24 · 48,03 = 1309,7 мг/дм^3 сульфату кальцію (1656,7 мг/дм^3 у перерахунку на гіпс). Річне винесення розчиненого гіпсу з блоку печери Оптимістична лише джерелом складає 0,0316 · 1656.7 х х 6,6 = 345,5 т/рік, чи 150,2 м^3/рік.

Віднісши об'єми розчинених за рік вапняку та гіпсу до площі водозбору цього джерела *S*, можна визначити хімічну денудацію для блоку печери Оптимістична. Так, сульфатна складова хімічної денудації, визначена за результатами спостереження на джерелі (станція 5), становить 21,84 мкм/рік, карбонатна –4,49 мкм/рік.

Аналогічні розрахунки були проведені для джерел із блоку печери Озерна. Результати цих розрахунків зведені в табл.4.12.

Наведені результати характеризують хімічну денудацію, виконану підземними водами в меженний період і віднесену до всієї площі розрахункового водозбору. Одержані результати зайвий раз підтверджують припущення щодо різних умов формування хімічного складу в блоках печер Оптимістична й Озерна. Для першої печери притаманні високі швидкості водообміну, що перешкоджає повному насиченню води розчиненими сульфатами. У другій спостерігається сповільнений водообмін, завдяки чому води встигають насититися розчине-

ним сульфатом кальцію (відповідно, розчинити більше вміщуючої породи, про що свідчать більші значення хімічної денудації).

Таблиця 4.12

Хімічна денудація на станціях по вивченню інтенсивності розчинення гіпсів у с.Королівка

Номер станції	Середньорічний дебіт, л/с	Розрахункова площа водозбору, км^2	Гіпс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$)		Вапняк ($CaCO_3$)	
			загальне винесення, м^3/рік	хімічна денудація, мкм/рік	загальне винесення, м^3/рік	хімічна денудація, мкм/рік
Блок печери Оптимістична						
5	6,6	6,88	150,23	21,84	30,91	4,49
Блок печери Озерна						
1	2,1	2,19	64,14	29,29	1,18	0,56
4	3,0	3,13	92,63	30,88	3,83	1,27

4.3. Метаморфізм хімічного складу природних вод в умовах напірного водоносного горизонту

Протягом пізнього плейстоцену напірні умови в міоценовій водоносній системі були поширені повсюди. Подальше підняття внутрішньої частини Східно-Європейської платформи, що супроводжувалося активною денудацією та глибокою лінійною ерозією, призвело до осушування значних масивів гіпсу та розвитку карсту в зоні аерації. Напірні умови збереглися лише вздовж західного краю платформи, біля Передкарпатського прогину. Природні умови розвитку карсту в цій зоні були значною мірою порушені у першій половині 70-х років завдяки початку активного видобутку корисних копалин, переважно глин, гіпсу та сірки. Кар'єри, з яких видобуваються корисні копалини, стають зонами розвантаження вод міоценового водоносного комплексу.

Для вивчення інтенсивності розчинення гіпсових порід в умовах напірного водоносного горизонту були організовані стаціонари на 2

ділянках техногенної зміни природних умов: на Миколаївській (післяексплуатаційний період, умови, наближені до природних) та Язівській (експлуатаційний період, техногенно змінені умови) ділянках. Хімічний склад природних вод, що існував до початку наших досліджень (експлуатаційний період – на Миколаївській, та доексплуатаційний - на Язівській ділянках), охарактеризований за літературними даними.

Станції були обладнані в свердловинному варіанті, на Язівському стаціонарі були також обладнані станції в зумпфі кар'єру. Зупинимося нижче на характеристиці хімічного складу природних вод та активності карстового процесу у природно-історичних та техногенно-порушених умовах.

4.3.1. Природно-історичні умови

Дослідна ділянка розташована у Миколаївському районі Львівської області в гирловій частині межиріччя річок Щирець і Зубра, лівих приток р.Дністер.

На території Миколаївської ділянки розвинутий природно-історичний карст, виражений відкритими й заповненими порожнинами в гіпсовій товщі, розкритими під час проходки свердловин. У 1960-1980 рр. у зв'язку з водовідливом із кар'єру Миколаївського цементно-гірничого комбінату гідродинамічна обстановка була істотно порушена, що призвело до активізації карстового процесу. У зв'язку з припиненням водовідливу в 1980 р. і затопленням кар'єру практично цілком відновлені природно-історичні умови розвитку карсту.

Миколаївський стаціонар відповідає умовам напірного гіпсо-ангідритового водоносного горизонту зі стабілізованою після періоду різкого техногенного впливу й активізації карстоутворення в 1960-1980 рр. гідродинамічною і гідрохімічною обстановкою. Таким чином, спостереження на Миколаївському стаціонарі можна використовувати для характеристики природно-історичних умов напірного водоносного горизонту.

З березня 1987 по лютий 1991 р. на Миколаївському стаціонарі проводилося натурне моделювання інтенсивності розчинення гіпсів. Станції розташовані в свердловинах спостережної мережі, обладнаних на водоносний горизонт четвертинних пісків (станції 55, 57), надгіпсових вапняків (станції 53, 58), гіпсо-ангідритової товщі (станції 51, 52, 54, 56, 60), а також у підстилаючих літотамнієвих пісках та пісковиках (станція 59). Просторове розташування станцій ілюструє рис.4.15.

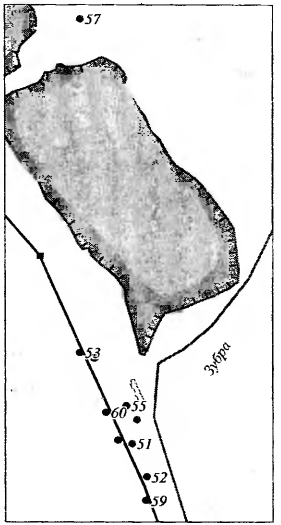


Рис. 4.15. Розташування станцій з вивчення інтенсивності розчинення гіпсів на Миколаївському стаціонарі

Для вивчення особливостей хімічного складу природних вод на Миколаївському стаціонарі режимні спостереження виконувалися паралельно зі зміною стандартних зразків як на станціях, так і на свердловинах гідрорежимної мережі, обладнаних на різні горизонти, що їх не було задіяно в експерименті Усього було відібрано й оброблено

360 проб води. Результати аналізу хімічного складу природних вод наведені в таблиці 4.13.

Як відзначалося вище, до 80-х років здійснювався водовідлив із кар'єру, який потім був затоплений. Різка зміна гідродинамічної обстановки, викликана цим процесом, знайшла свій відбиток і в зміні хімічного складу вод.

Таблиця 4.13

Хімічний склад природних вод Миколаївського стаціонару в післяексплуатаційний період

Кількість проб	Значення: середні / мінімальні / максимальні							
	Сума іонів, мг/дм^3	Вміст іонів, мг-екв/дм^3						Si_g
		HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	
Водоносний горизонт четвертинних відкладів								
31	1166,8	1,37	14,90	0,85	15,11	0,85	1,07	–0,342
	711,0	0,72	8,81	0	4,87	0,30	0,70	–0,907
	1864,6	2,70	23,70	1,10	25,20	1,50	1,22	–0,039
Водоносний горизонт надгіпсових відкладів								
50	936,0	0,94	11,90	1,01	11,38	0,93	1,41	–0,553
	488,1	0,20	5,45	0,59	4,74	0,20	0,22	–1,070
	1539,4	3,40	19,10	2,99	19,20	2,50	4,56	–0,177
Водоносний горизонт гіпсо-ангідритової товщі								
211	1761,5	0,84	23,93	1,22	22,50	1,33	2,20	–0,082
	1047,3	0	13,80	0	10,82	0	0	–0,468
	2638,0	5,20	35,20	3,81	34,40	3,90	7,16	0,150
Водоносний горизонт підгіпсових літотамнієвих відкладів								
35	653,2	1,93	6,02	1,58	5,62	1,28	2,70	–1,840
	268,7	0,40	0,53	0,88	0,52	1,01	1,73	–2,767
	1761,0	2,70	22,50	2,54	21,30	2,40	7,05	–0,115

Так, наприклад, до 1985 р.мінералізація вод у свердловині 1076 складала в середньому 330 мг/дм^3 при вмісті сульфатів близько 60

мг/дм^3. Після 1989 р. мінералізація вод збільшилася в середньому до 1730 мг/дм^3 при вмісті сульфатів близько 1050 мг/дм^3. Це свідчить про живлення на цій ділянці водоносного горизонту підгіпсових відкладів за рахунок надходження вод із залягаючої вище гіпсо-ангідритової товщі.

Наведені в таблиці 4.13 параметри, що характеризують води гіпсо-ангідритової товщі, є осередненими як у просторі, так і в часі. Результати конкретних аналізів підтверджують висновок щодо різкої зміни гідродинамічної та гідрохімічної обстановок на межі 1985-1990 рр. Якщо до зазначеного періоду розподіл мінералізації вод гіпсо-ангідритової товщі був строкатим (просторові варіації складали від 1100 до 2500 мг/дм^3 при вмісті сульфатів відповідно від 660 до 1700 мг/дм^3), то пізніші спостереження фіксують деяке зниження вмісту сульфатів і мінералізації в цілому – до 990 і 1550 мг/дм^3 відповідно при зменшенні просторової мінливості.

Сучасна просторова мінливість хімічного складу вод гіпсо-ангідритової товщі виражена слабше, однак звертають на себе увагу дещо знижені значення вмісту сульфатів (основного іона, що визначає солевміст природних вод районів розвитку гіпсового карсту) у південній частині ділянки робіт. Це можна пояснити підтоком агресивних прісних вод із нижньобаденських відкладів і куполоподібним їхнім розтіканням переважно в північно-північно-західному напрямку, уздовж лінії залізниці. Живлення водоносного горизонту гіпсо-ангідритової товщі здійснюється за рахунок висхідного руху підземних вод із напірного підгіпсового горизонту крізь ослаблені зони – карстові порожнини та канали, які зустрічаються у різних частинах розрізу гіпсо-ангідритів під час буріння розвідувальних свердловин, і тектонічні порушення. Рис. 4.16 ілюструє розподіл по території Миколаївського стаціонару сумарної висоти розкритих свердловинами порожнин у гіпсо-ангідритових відкладах.

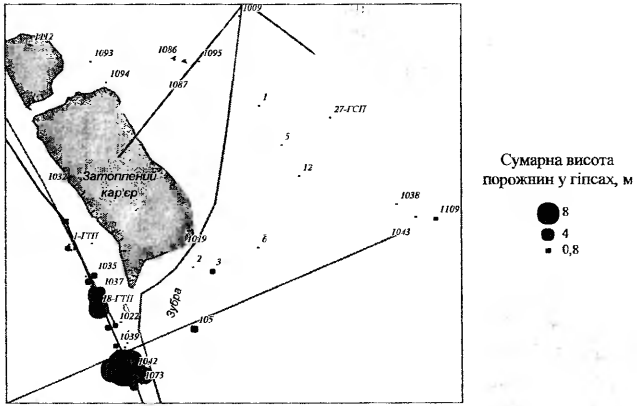


Рис. 4.16. Розташування тектонічних порушень і розподіл сумарної висоти розкритих свердловинами порожнин у гіпсо-ангідритових відкладах на Миколаївському стаціонарі

Зазначені порожнини є шляхами надходження агресивних підгіпсових вод у гіпсо-ангідритову товщу. Завдяки водовідливу з кар'єру рух підземних вод було спрямовано від річок Щирець та Зубра до кар'єру, активізуючи у такий спосіб процес утворення й збільшення порожнин і створюючи небезпеку для розташованої над ними залізниці Львів–Стрий. У даний час напрямок руху води змінився на північно-північно-східний, що підтверджується розподілом поля концентрацій сульфатів і серією експериментів з трасування природних вод, що були проведені у цьому регіоні.

Крім гідрохімічних спостережень, під час проведення натурних досліджень на Миколаївському стаціонарі був виконаний цикл спостережень за інтенсивністю розчинення гіпсів (табл. 4.14). Спостереження на станціях з вивчення інтенсивності розчинення виконувалися досить регулярно (з інтервалом 0,5-1,5 місяця).

Таблиця 4.14

Результати спостережень на станціях по вивченню інтенсивності розчинення на Миколаївському стаціонарі

Сезон	Сумарний час на станції, діб	Кількість змін зразків	Середні за увесь період спостережень					
			α, мг/добу $см^2$	γ, мкм рік	сума іонів, $мг/дм^3$	Ca^{2+}, $мг/дм^3$	SO_4^{2-}, $мг/дм^3$	Si_g
Водоносний горизонт четвертинних відкладів								
Рік	2413	28	–0,077	–122	1155,8	302,1	706,2	–0,336
Зима	557	6	–0,066	–105	1143,7	297,6	694,0	–0,345
Весна	622	7	–0,086	–137	1136,3	297,4	687,3	–0,348
Літо	621	8	–0,092	–146	1139,4	298,2	691,0	–0,347
Осінь	613	7	–0,062	–98	1197,2	313,1	745,8	–0,309
Водоносний горизонт надгіпсових відкладів								
Рік	1909	24	–0,219	–348	1458,1	370,6	898,4	–0,211
Зима	347	4	–0,183	–291	1383,0	355,7	856,8	–0,234
Весна	334	4	–0,222	–353	1434,8	363,7	878,1	–0,225
Літо	522	7	–0,248	–395	1450,0	368,9	894,0	–0,212
Осінь	487	8	–0,170	–270	1536,4	386,3	943,7	–0,185
Водоносний горизонт гіпсо-ангідритової товщі								
Рік	3696	47	–0,141	–223	1585,8	424,0	1020,1	–0,131
Зима	872	10	–0,131	–208	1532,0	408,3	982,5	–0,154
Весна	1057	12	–0,165	–263	1589,2	421,7	1018,3	–0,137
Літо	863	12	–0,160	–254	1566,7	426,0	1025,9	–0,122
Осінь	904	13	–0,100	–159	1642,8	435,7	1044,8	–0,118

Це дало можливість проаналізувати сезонну мінливість інтенсивності розчинення та вмісту головних компонентів хімічного складу води, визначених для тих самих періодів. Деяка розбіжність у цифрах порівняно з табл. 4.13 пояснюється тим, що в ній осереднені всі проби, відібрані із зазначених горизонтів, тоді, як у табл.4.14 – лише проби, відібрані під час проведення циклів режимних спостережень на станціях.

Як видно з табл. 4.14, найменшою мінералізацією (1156 мг/дм^3) і відповідно найбільшою сульфатною агресивністю (Si_g = –0,336) характеризуються води четвертинних відкладів, живлення яких здійснюється переважно за рахунок атмосферних опадів і частково – за рахунок підтоку напірних вод з горизонтів, що залягають нижче.

Води надгіпсових пісковиків і вапняків характеризуються підвищеною мінералізацією (1458 мг/дм^3) і меншою сульфатною агресивністю (Si_g = –0,211).

Для вод гіпсо-ангідритових відкладів характерна максимальна мінералізація (1586 мг/дм^3) при мінімальній сульфатній агресивності (Si_g = –0,125). Води зазначеного горизонту, так само як і залягаючих вище, сульфатного кальцієвого типу.

Параметри хімічного складу природних вод і активність розчинення гіпсів зазнають сезонних коливань (рис. 4.17).

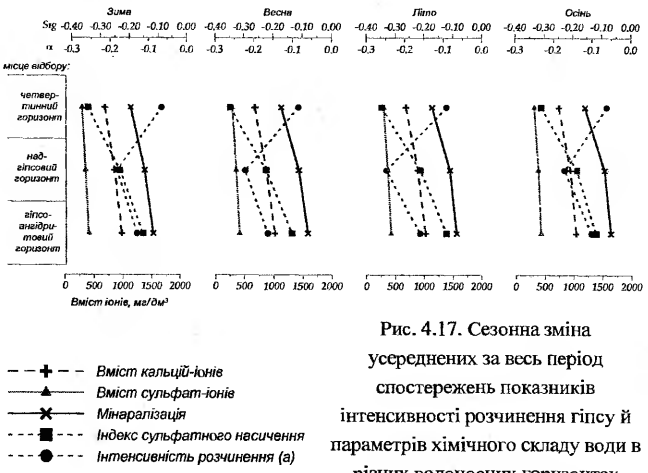


Рис. 4.17. Сезонна зміна усереднених за весь період спостережень показників інтенсивності розчинення гіпсу й параметрів хімічного складу води в різних водоносних горизонтах Миколаївського стаціонару

Зниження вмісту іонів кальцію та сульфатів і, отже, мінералізації вод четвертинних відкладів відбувається у весняно-літній період, що обумовлене переважним живленням зазначеного горизонту за рахунок атмосферних опадів. У осінньо-зимовий період відбувається підвищення солевмісту вод зі зменшенням їхньої агресивності. Максимальна міжсезонна амплітуда зміни мінералізації становить 60 мг/дм^3 (1136 мг/дм^3 навесні й 1197 мг/дм^3 – восени), індексу сульфатного насичення Si_g = –0,040 (від –0,348 навесні до –0,309 восени). Показник інтенсивності розчинення α також зазнає синхронних змін – від –0,086 мг/добу/см^2 навесні до –0,062 мг/добу/см^2 – восени .

Хімічний склад вод надгіпсових відкладів також зазнає сезонних змін, однак вони зміщені за часом щодо таких для вод четвертинних відкладів (див. табл. 4.14). Мінімальні значення вмісту основних іонів і, отже, мінералізації характерні для зимового періоду, максимальні – для осіннього. Весняно-літній період характеризується проміжними значеннями. Сезонні зміни показника інтенсивності розчинення носять інший характер – мінімальні значення – від –0,170 до –0,183 мг/добу/см^2 характерні для осінньо-зимового періоду, весняно-літній період характеризується максимальною інтенсивністю розчинення від –0,222 до –0,248 мг/добу/см^2.

У період виконання натурного моделювання інтенсивності розчинення гіпсів хімічний склад вод гіпсо-ангідритових відкладів, подібно до залягаючих вище, також зазнавав сезонних коливань (амплітуда міжсезонних змін мінералізації склала 111 мг/дм^3 – від 1532 мг/дм^3 зимою до 1643 мг/дм^3 - восени). Мінімальна інтенсивність розчинення гіпсу характерна для осінньо-зимового періоду – α = –0,100...0,131 мг/добу/см^2. У весняно-літній період інтенсивність розчинення зростає до –0,160…0,165 мг/добу/см^2.

Деяку неузгодженість між значеннями показників інтенсивності розчинення та ходом зміни усереднених параметрів хімічного складу

вод можна пояснити наявністю його короткоперіодичних варіацій, не зафіксованих проведеними на станціях циклами спостережень.

4.3.2. Техногенно порушені умови

Активна гірничо-видобувна діяльність, що супроводжується водовідливом з кар'єрів (до 112 тис. м^3/добу на Язівському сірчаному кар'єрі), викликає порушення природного гідродинамічного та гідрохімічного режиму міоценового водоносного комплексу. Результати такого порушення різноманітні:

- Зниження п'єзометричних рівнів напірного водоносного горизонту підгіпсових відкладів з одночасним формуванням депресійної лійки значних розмірів (на Язівському сірчаному родовищі напори знижені на 90 м; зона впливу кар'єру за результатами трасування підземних вод розповсюджується в субширотному напрямку на відстань 5-7 км, у субмеридіональному – на 15-18 км).
- Збільшення напірних градієнтів обумовлює значне зростання швидкостей руху підземних вод (за результатами експериментів з трасування підземних вод швидкості руху на Язівському сірчаному родовищі становили 1-1,9 км/добу).
- Зміна напрямків руху підземних вод – у зоні впливу кар'єру завдяки значному зниженню напорів висхідний рух вод змінюється на низхідний (рис. 4.18).
- Зміна хімічного складу природних вод і активізація карстового процесу.

З метою моделювання особливостей розвитку карстового процесу в техногенно порушених умовах на території Язівського сірчаного родовища (Яворівський район Львівської області, басейн р.Шкло) був організований дослідний стаціонар.

Язівський стаціонар відповідає умовам напірного водоносного горизонту в гіпсо-ангідритових відкладах з дуже інтенсивним водообміном, обумовленим активною техногенною діяльністю.

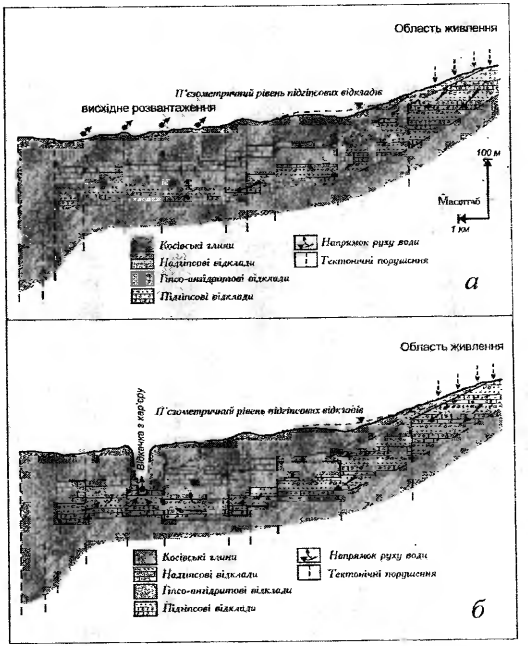


Рис. 4.18. Рух природних вод у напірній міоценовій водоносній системі в природних (*а*) і порушених (*б*) умовах

На території Язівського стаціонару розвинутий природно-історичний карст, виражений порожнинами (як відкритими, так і заповненими) висотою 5-7, іноді понад 10 м, у гіпсовій товщі, що їх було розкрито під час проходки свердловин (рис. 4.19).

Після початку водовідливу з кар'єру утворилася велика депресійна лійка, напори у водоносних горизонтах знизилися на 80-100 м, що призвело до підтоку маломінералізованих вод із четвертинних і

літотамнісвих відкладів. Значне збільшення швидкостей руху вод викликало розмивання й винесення заповнювача з карстових порожнин, що сприяло збільшенню водопровідності закарстованих порід.

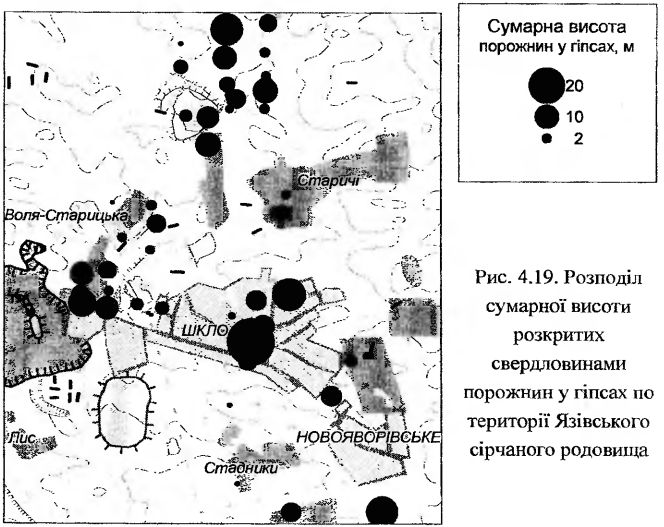


Рис. 4.19. Розподіл сумарної висоти розкритих свердловинами порожнин у гіпсах по території Язівського сірчаного родовища

Для вивчення особливостей хімічного складу природних вод на Язівському стаціонарі був проведений цикл режимних спостережень на свердловинах гідрорежимної мережі, обладнаних на різні горизонти, а також у зумпфі Центрального кар'єру. Усього було відібрано й оброблено понад 150 проб води.

Транзит прісних вод від області живлення, розташованої на височинах Розточчя, відбувається по підгіпсових пісках і пісковиках у напрямку до Передкарпатського прогину. Мінералізація вод горизонту змінюється від 150-300 мг/дм^3 у районі розташування водозабору

«Парашка» до 500-1000 мг/дм^3 у межах Язівського сірчаного родовища. Води підгіпсових відкладів дуже агресивні по відношенню до гіпсу – показник сульфатної агресивності Si_g коливається в межах від –0,62 до –2,90 (табл. 4.15). Крізь ослаблені зони в гіпсах (карстові канали й тектонічні порушення) здійснюється вертикальний рух вод у гіпси та надгіпсові відклади.

Таблиця 4.15

Хімічний склад природних вод Язівського стаціонару

Кількість проб	Значення: середні / мінімальні / максимальні							
	Сума іонів, мг/дм^3	Вміст іонів, мг-екв/дм^3						Si_g
		HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	
Водоносний горизонт надгіпсових відкладів								
4	798,9	3,98	5,82	1,65	2,30	4,30	5,15	–1,663
	653,3	1,20	1,72	1,20	0,80	0,80	2,32	–2,047
	1009,0	6,40	13,95	2,00	5,60	13,00	8,19	–1,507
Водоносний горизонт гіпсо-ангідритової товщі (свердловини)								
36	2008,0	2,85	25,29	1,03	25,57	1,17	2,45	–0,027
	1667,3	0,60	20,40	0,40	16,00	0	0,60	–0,199
	2609,6	4,70	32,09	2,80	28,30	6,20	7,39	0,051
Водоносний горизонт гіпсо-ангідритової товщі (зумпф кар'єра)								
42	2488,0	5,51	28,76	1,55	30,58	1,82	3,52	0,046
	2056,9	1,70	25,10	0,40	25,50	0,80	0,23	–0,012
	2988,6	11,00	32,87	4,40	33,20	4,00	8,81	0,092
Водоносний горизонт підгіпсових літотамнієвих відкладів								
62	632,6	5,33	1,90	1,20	4,68	1,48	2,45	–1,794
	217,0	0,80	0,27	0,20	0,60	0	0,18	–2,898
	1001,1	9,40	9,83	6,40	11,50	7,80	8,74	–0,622

Просторову мінливість вмісту сульфат-іона (основного іону, що є показником взаємозв'язку з водами гіпсів, а також визначає солевміст природних вод) у водах горизонту підгіпсових піщано-пісковикових відкладів ілюструє рис. 4.20, з якого видно, що вміст їх підвищується від периферії території до області дренування – кар'єру.

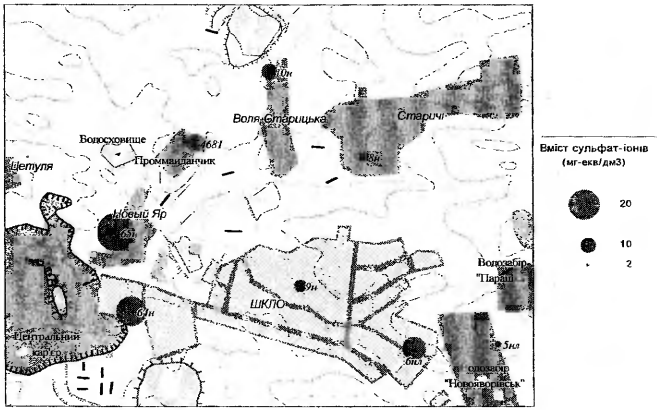


Рис. 4.20. Розподіл вмісту сульфат-іонів у водоносному горизонті підгіпсових відкладів по території Язівського сірчаного родовища

У природно-історичних, непорушених умовах водоносний горизонт підгіпсових відкладів був напірним. Таким він залишається й на периферії території, де відбувається висхідний рух вод крізь ослаблені зони в гіпсах. Завдяки тривалому водовідведенню з кар'єра, яке призвело до значного (на 90 м) зниження рівня природних вод, у прикар'єрній зоні відбулася зміна природного висхідного руху вод на низхідний (див. рис. 4.18).

Завдяки цьому вміст сульфатів у водах підгіпсового горизонту літотамнієвих пісків і пісковиків зростає: від 20 мг/дм^3 у районі розташування водозаборів до 150-300 мг/дм^3 у зоні транзиту і 500-700 мг/дм^3 у зоні розташування кар'єру. Вміст кальцій-іонів у цьому напрямку також зростає. Сульфатна агресивність вод горизонту підгіпсових відкладів, навпаки, зменшується від –2,0 на периферії до –0,5 у зоні, де відбувається підтік вод із водоносного горизонту гіпсо-ангідритових відкладів.

Води гіпсо-ангідритових відкладів мають значно вищу мінералізацію – 1700-2600 мг/дм^3 при середніх значеннях 2000 мг/дм^3 (36 спостережень у свердловинах) за рахунок підвищення вмісту сульфат- і кальцій-іонів – від 1,90 до 25,3 і від 4,7 до 25,6 мг-екв/дм^3 відповідно. Сульфатна агресивність вод різко зменшується й змінюється в межах –0,20... +0,05. Води з максимальною мінералізацією містяться у міцних, слабкотріщинуватих гіпсах. За хімічним складом води сульфатні кальцієві й лише в місцях надходження прісних вод – сульфатно-гідрокарбонатні кальцієві. Дещо знижені значення мінералізації та вмісту основних іонів свідчать про надходження поверхневих вод по зонах порушень, пов'язаних з карстовими процесами, а також з підтоком вод із підстилаючих літотамнієвих відкладів. Живлення водоносного горизонту гіпсово-ангідритових відкладів здійснюється за рахунок висхідного руху підземних вод із напірного підгіпсового горизонту крізь ослаблені зони – карстові канали і тектонічні порушення (див. рис. 4.18).

На виході з системи, в зумпфі Центрального кар'єру, розвантажуються води, насичені й перенасичені сульфатом кальцію (за результатами аналізу 42 проб індекс насичення Si_g змінюється від –0,01 до +0,09 при середніх значеннях +0,05). Мінералізація вод коливається від 2060 до 2990 мг/дм^3. Середні значення мінералізації вод зростають до 2500 мг/дм^3 за рахунок збільшення вмісту іонів сульфатів і кальцію – приблизно на 150 і 100 мг/дм^3 відповідно.

Води надгіпсових вапняків ратинського горизонту мають живлення як латеральне, з боку височин Розточчя, де вони утворюють

єдиний водоносний комплекс із підгіпсовими відкладами, так і за рахунок висхідного руху вод із гіпсових відкладів. Мінералізація води цього горизонту, так само як і вміст основних іонів, має підвищені значення порівняно з такими для вод підгіпсового горизонту. За даними опробування чотирьох пунктів, мінералізація води надгіпсового горизонту в межах Язівської ділянки змінюється від 650 до 1000 мг/дм^3, складаючи в середньому 800 мг/дм^3. Вміст кальцій-іонів при цьому має нижчі значення порівняно з водами підгіпсового горизонту (у середньому 2,3 мг-екв/дм^3 проти 6,4 мг-екв/дм^3). Вміст сульфат-іонів підвищується до 5,8 мг-екв/дм^3 за рахунок локального надходження мінералізованих вод сульфатного кальцієвого складу з гіпсо-ангідритових відкладів із наступним їхнім розведенням.

З березня 1987-го по лютий 1991 р. на території Язівського сірчаного родовища виконувалося натурне моделювання інтенсивності розчинення гіпсів у техногенно порушених умовах (рис. 4.21).

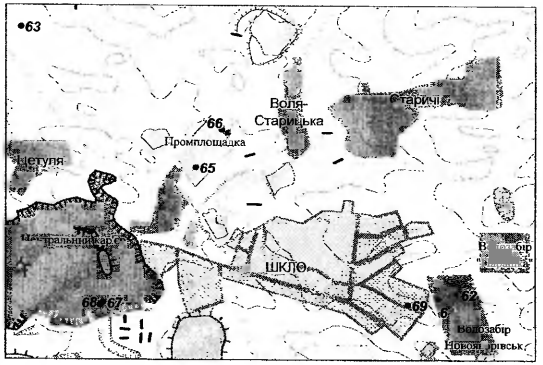


Рис. 4.21. Розташування станцій з вивчення інтенсивності розчинення гіпсів на Язівській ділянці

Станції були розташовані в свердловинах гідроспостережної мережі, обладнаних на водоносний горизонт у гіпсо-ангідритових відкладах (станції 61, 62, 64, 65), у підстилаючих літотамнієвих пісках та пісковиках (станції 63, 66), а також у зумпфі Центрального кар'єру (станції 67 і 68).

Завдяки наявності короткоперіодичних (0,5-1,5 місяця) замірів стало можливим зробити аналіз сезонної мінливості інтенсивності розчинення. Узимку, внаслідок зменшення частки метеорних вод у живленні водоносного горизонту підгіпсових літотамнієвих вапняків, спостерігається деяке підвищення мінералізації вод (табл. 4.16).

За даними спостереження на станціях, взимку мінералізація вод становить у середньому 1442 мг/дм^3 при вмісті сульфатів 739 мг/дм^3. Навесні, завдяки активному сніготаненню на близько розташованих височинах Розточчя, ці показники зменшуються майже вдвічі: мінералізація – до 944 мг/дм^3, вміст сульфатів – до 315 мг/дм^3. Агресивність вод у цей період збільшується з –0,572 до –1,240.

Улітку відбувається деяке підвищення солевмісту вод літотамнієвих відкладів зі зменшенням їхньої агресивності. Мінералізація підвищується до 1018 мг/дм^3, вміст сульфатів – до 371 мг/дм^3. Агресивність складає –1,078. Восени, завдяки випадінню дощів, мінералізація води та вміст у ній розчинених солей дещо зменшуються з закономірним збільшенням сульфатної агресивності.

Показник інтенсивності розчинення гіпсів тісно пов'язаний з агресивністю вод – під впливом вод надгіпсових відкладів збільшується з –3,45 мг/добу/см^2 узимку до –7,26 мг/добу/см^2 – навесні (рис.4.22).

Влітку він зменшується до 6,60 мг/добу/см^2, зростаючи восени до 6,81 мг/добу/см^2.

За результатами спостережень за хімічним складом вод гіпсо-ангідритової товщі у свердловинах можна зробити висновок щодо аналогічності сезонних змін. Узимку мінералізація вод складає 1950

мг/дм^3, знижується навесні до 1750 і знову підвищується восени до 2060 мг/дм^3.

Таблиця 4.16

Результати вивчення інтенсивності розчинення на станціях Язівського стаціонару

Сезон	Сумарний час на станції, діб	Кількість змін зразків	Середні за весь період спостережень					
			α, мг/добу см^2	γ, мкм рік	Сума іонів, мг/дм^3	Ca^{2+}, мг/дм^3	SO_4^{2-}, мг/дм^3	Si_g
Водоносний горизонт гіпсо-ангідритової товщі (свердловини)								
Рік	1318	15	–0,672	–1 066	2017,1	511,7	1219,3	–0,027
Зима	182	2	–0,376	–598	1949,7	511,0	1198,0	–0,032
Весна	337	4	–0,806	–1 279	1752,4	444,9	1037,0	–0,103
Літо	428	4	–0,747	–1 187	2061,1	519,3	1250,0	–0,017
Осінь	371	5	–0,638	–1 013	2061,8	519,2	1240,2	–0,019
Водоносний горизонт гіпсо-ангідритової товщі (зумпф кар'єру)								
Рік	1875	23	–0,031	–49	2448,9	615,0	1379,0	0,051
Зима	432	5	–0,031	–50	2390,4	604,2	1329,4	0,036
Весна	494	6	–0,033	–52	2546,3	634,0	1423,5	0,066
Літо	620	7	–0,026	–41	2535,7	632,4	1426,3	0,067
Осінь	329	5	–0,035	–56	2308,2	586,2	1327,0	0,031
Водоносний горизонт підгіпсових відкладів								
Рік	2285	24	–6,163	–9 787	1090,1	253,7	438,3	–1,044
Зима	481	5	–3,454	–5 485	1441,5	386,5	739,3	–0,572
Весна	602	7	–7,264	–11 535	943,8	204,0	315,5	–1,240
Літо	803	8	–6,595	–10 474	1017,5	230,8	371,3	–1,078
Осінь	399	4	–6,810	–10 815	979,1	218,2	349,4	–1,318

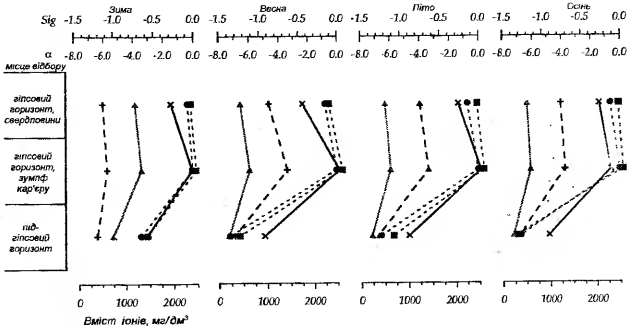


Рис. 4.22. Сезонна зміна усереднених за весь період спостережень показника інтенсивності розчинення та параметрів хімічного складу води

Відповідно до зміни вмісту сульфатів агресивність вод зазнає аналогічних змін: –0,032 узимку, –0,103 навесні, –0,017 влітку й восени. Закономірно змінюється й показник інтенсивності розчинення: узимку –0,376 мг/добу/см^2 , –0,806 навесні, –0,65...–0,747 мг/добу/см^2 влітку і восени (див. табл. 4.16).

У зумпфі Центрального кар'єру, на виході з системи, води гіпсо-ангідритової товщі практично не зазнають сезонної мінливості. Протягом усього року мінералізація змінюється від 2308 до 2546 мг/дм^3, вміст сульфатів – від 1327 до 1423 мг/дм^3. Води насичені сульфатом кальцію – показник агресивності вод має позитивні значення (див. табл. 4.16).

Незважаючи на насиченість вод сульфатом кальцію, показник інтенсивності розчинення, визначений експериментальним шляхом, має протягом усього року значення близько –0,03 мг/добу/см^2. Це можна пояснити низкою причин. Можливе локальне, дуже коротко-

періодичне надходження прісних вод у кар'єр (за рахунок випадання дощів безпосередньо над ним чи за рахунок техногенного переорієнтування поверхневих потоків прісних вод, які розвантажуються в кар'єр), що не фіксується відбором проб води, синхронним зі зміною стандартних зразків. Другою причиною може бути участь у розчиненні стандартних зразків механічного перемішування вод у результаті відкачки із зумпфу кар'єру.

Спільний аналіз результатів наших досліджень й матеріалів попередніх робіт дозволив оцінити зміни в хімічному складі природних вод, що відбулися в ході техногенних змін гідродинамічного та гідрохімічного режиму на території Язівського та Миколаївського стаціонарів (рис. 4.23).

Підземні води, що надходили у товщу гіпсо-ангідритових відкладів із підгіпсових пісковиків у природних і техногенно-змінених умовах, характеризувалися дуже високою агресивністю (рис. 4.24).

У природних умовах рух підземних вод у напірній міоценовій водоносній системі здійснювався латерально від області живлення до області розвантаження, що розташована в крайовій зоні Передкарпатського прогину. Вміст сульфатів коливався в межах 0,01–1,0 г/дм^3 при середніх значеннях 0,58 г/дм^3 і загальна мінералізація змінювалась відповідно від 0,15 до 2,9 г/дм^3 при середніх значеннях 1,58 г/дм^3. Локальне підвищення вмісту сульфатів було наслідком перманентного розчинення гіпсів по зонах тектонічних порушень. Поодинокі аналізи води, відібраної в доексплуатаційний період, зафіксували води підвищеної мінералізації (до 7,5 г/дм^3) хлоридного натрієвого складу, що свідчить про живлення водоносного горизонту підгіпсових відкладів за рахунок надходження глибинних високомінералізованих вод.

Рухаючись уверх і контактуючи з гіпсами, води набувають сульфатного кальцієвого складу, їхня мінералізація значно зростає.

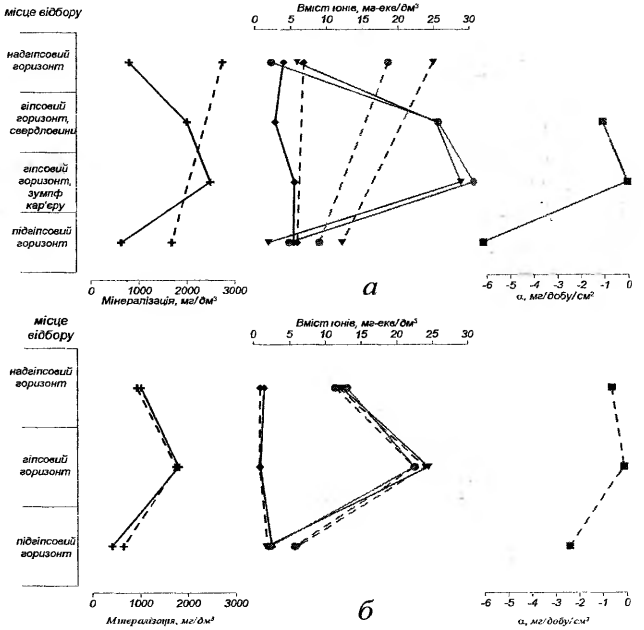


Рис. 4.23. Зміна параметрів хімічного складу природних вод Язівського (*а*) та Миколаївського (*б*) стаціонарів (штрихові лінії – природні умови, суцільні – техногенно змінені)

У водах гіпсової товщі на Язівському стаціонарі зафіксовані показники інтенсивності розчинення (α = –0,67 мг/добу/см^2), які у декілька разів перевищують значення для Миколаївського стаціонару (α = –0,14 мг/добу/см^2) при близькому вмісті у водах сульфат- і кальцій-іонів (і відповідно індексу сульфатного насичення).

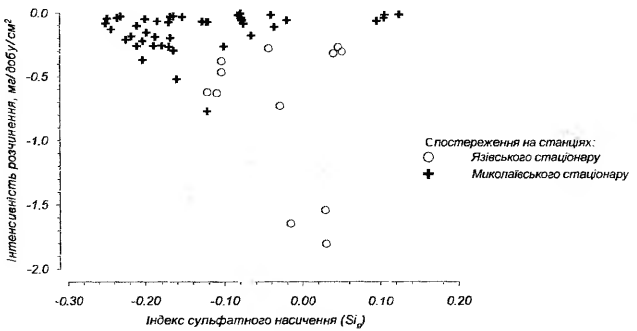


Рис. 4.24. Залежність інтенсивності розчинення гіпсів від індексу сульфатного насичення підземних вод

Пояснити це явище можна особливостями руху підземних вод на Язівському і Миколаївському стаціонарах. Експерименти з трасування природних вод, що були виконані на цих ділянках, виявили різке розходження в швидкостях їхнього руху. У зв'язку з інтенсивною відкачкою з кар'єру на Язівській ділянці та значним зниженням внаслідок цього рівнів підземних вод різко зросли градієнти і, отже, швидкості руху води (табл. 4.17).

У численних роботах показано, що зі зміною швидкості руху розчинника пропорційно змінюється й коефіцієнт швидкості дифузійного розчинення. При постійній температурі підземних вод залежність коефіцієнта швидкості розчинення K від швидкості руху розчинника в загальному виді описується рівнянням: $K = m\,W^n$, де W – дійсна швидкість руху води; m і n – безрозмірні коефіцієнти.

А.Орадовська [*98*] на підставі математичного опрацювання результатів великої кількості експериментів, вивела емпіричну залежність константи швидкості розчинення гіпсу K від швидкості руху води W (для температури 25°С):

$$K = 0{,}00068 \cdot W^{0{,}53}$$

Таблиця 4.17

Зведені результати спостережень на станціях з вивчення інтенсивності розчинення в обстановці напірного водоносного горизонту

Водоносний горизонт	Середні за весь період спостережень						W, км/добу	K, см/с
	α, мг/добу/см²	γ, мкм/рік	сума іонів мг/дм³	вміст Ca^{2+}, мг/дм³	вміст SO_4^{2-}, мг/дм³	Si_g		
Миколаївський стаціонар								
Четвертинних відкладів	–0,077	–122	1155,8	302,1	706,2	–0,336	0,02 - 0,07	0,00009-0,00018
Надгіпсових відкладів	–0,219	–348	1458,1	370,6	898,4	–0,211		
Гіпсових відкладів	–0,141	–223	1585,8	424,0	1020,1	–0,131		
Язівський стаціонар								
Гіпсових відкладів	–0,672	–1066	2017,1	511,7	1219,3	–0,027	0,20 - 1,90	0,00031-0,00088
Підгіпсових відкладів	–6,163	–9787	1090,1	253,7	438,3	–1,044		

Різке підвищення швидкостей руху вод на Язівській ділянці викликало не тільки розмив заповнювача карстових порожнин, але й збільшення константи швидкості розчинення гіпсу K, що у свою чергу обумовило активізацію процесу розчинення порід гіпсо-ангідритової товщі. Наведені в табл. 4.17 значення константи K, розрахованої згідно наведеній залежності, вказують на різке розходження в швидкостях розчинення гіпсів на Миколаївському і Язівському стаціонарах, чим пояснюється значне розходження показників інтенсивності розчинення, що зафіксовані у водах гіпсової товщі на цих стаціонарах.

Наведені узагальнені результати (табл. 4.18) свідчать про значу змінюваність хімічного складу природних вод і процесів розчинення в міоценовому водоносному комплексі (МВК), тому будь-які узагальнення, що грунтуються на випадкових вимірах, неправомірні й можуть вводити в оману.

Таблиця 4.18

Середні значення мінералізації, вмісту сульфат-іонів, індексу сульфатного насичення та інтенсивності розчинення гіпсів у різних водоносних горизонтах та умовах у міоценовій водоносній системі Західної України

Умови відбору проб, водоносний горизонт	Кількість проб / змін зразків	Мінералізація, мг/дм^3	Вміст SO_4^{2-} мг/дм^3	Індекс насичення SI_g	Інтенсивність розчинення гіпсу, мкм/рік
1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*
Умови зони аерації					
Поверхневі води	27 / –	899,6	246,6	–1,26	–
Розвантаження горизонту четвертинних відкладів	65 / –	870,0	216,1	–1,28	–
Капіж, всі проби:	48 / 50	1765,3	1035,4	–0,23	0,52
у тому числі:					
А – відсутність контакту	5 / 1	783,9	199,8	–1,29	–
В – неповний контакт	25 / 30	1703,0	1038,6	–0,14	0,06
С – повний контакт	18 / 19	2163,6	1288,3	–0,02	0,33
Проточні печерні озера, усі:	132 / 99	1884,0	1083,1	–0,11	5,29
у тому числі:					
глибиною<5 см	41 / 24	1529,3	810,1	–0,27	10,80
глибиною 5-15 см	41 / 30	1808,8	1040,6	–0,12	6,59
глибиною >20 см	50 / 45	2228,6	1336,9	0,02	1,32
Підвішені печерні озера, усі:	102 / 67	2203,8	1201,0	–0,02	0,02
у тому числі:					
глибиною <5 см	22 / 14	1860,8	917,2	–0,15	0,03
глибиною 5-15 см	13 / 8	2221,0	1253,6	–0,002	0,01
глибиною >20 см	67 / 45	2313,1	1284,0	+0,02	0,01

Закінчення табл. 4.18

1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*
Розвантаження горизонту підгіпсових відкладів, усі проби:	296 / 86	1983,6	1077,1	–0,15	16,71
у тому числі:					
басейн 1 (Глибочок)	7 / –	1447,1	646,7	–0,42	–
басейн 2а (печери Озерна)	172 / 61	2202,7	1252,0	–0,02	11,55
басейн 2б (печери Оптимістична)	75 / 25	1693,9	857,8	–0,24	29,32
Розвантаження горизонту верхньокрейдових відкладів	124 / 28	1314,4	613,0	–0,62	66,70
Розвантаження горизонту девонських відкладів	34 / –	912,9	311,8	–1,11	–
Умови повного водонасичення					
Язівський стаціонар, доексплуатаційний період					
Горизонт надгіпсових відкладів	71 / –	2580,4	1223,8	–0,44	–
Горизонт підгіпсових відкладів	32 / –	1107,3	406,7	–1,87	–
Язівський стаціонар, експлуатаційний період					
Горизонт надгіпсових відкладів	36 / –	1279,8	414,6	–1,40	–
Горизонт гіпсо-ангідритових відкладів (свердловини)	37 / 15	1992,8	1229,0	–0,03	1,36
Горизонт гіпсо-ангідритових відкладів (кар'єр)	43 / 23	2406,0	1440,7	+0,05	0,05
Горизонт підгіпсових відкладів	83 / 24	581,4	162,7	–1,80	9,93
Миколаївський стаціонар, експлуатаційний період					
Горизонт надгіпсових відкладів	2 / –	1020,4	592,7	–0,44	–
Горизонт гіпсо-ангідритових відкладів	12 / –	1812,4	1172,2	–0,08	–
Горизонт підгіпсових відкладів	2 / –	417,3	81,4	–1,85	–
Миколаївський стаціонар, післяексплуатаційний період					
Горизонт надгіпсових відкладів	48 / 24	899,1	568,4	–0,56	0,34
Горизонт гіпсо-ангідритових відкладів	199 / 47	1756,0	1146,2	–0,09	0,22
Горизонт підгіпсових відкладів	25 / –	326,6	61,7	–2,39	–

Поверхневі води та води четвертинних відкладів, які в безнапірних умовах є основним джерелом живлення МВК, до контакту з гіпсами мають гідрокарбонатний кальцієвий склад, низьку мінералізацію та характеризуються високою сульфатною агресивністю. Потрапляючи в товщу гіпсо-ангідритів, вони розчиняють вміщуючу породу.

Процес розчинення значною мірою залежить від внутрішньої будови циркуляційної системи, конфігурації водопровідних шляхів, інтенсивності руху води тощо. Води набувають сульфатного кальцієвого складу, мінералізація їх при цьому зростає. Однак, залежно від конкретних умов, води можуть не досягати насичення на значному шляху руху крізь товщу гіпсо-ангідритів, зберігаючи достатньо високу сульфатну агресивність. Зокрема це характерне для верхнього шару безнапірного водоносного горизонту (печерних озер).

У напірних умовах основним джерелом живлення МВК є води підгіпсових відкладів, які до контакту з гіпсами мають гідрокарбонатний кальцієвий склад і низьку мінералізацію. Ці води також мають високу сульфатну агресивність і, потрапляючи до гіпсо-ангідритової товщі, розчиняють поверхню тріщин, насичуючись сульфатом кальцію.

Потрапляючи в суміжні горизонти в напрямку падіння градієнтної поверхні циркуляційної системи (підгіпсовий горизонт у безнапірних умовах і надгіпсовий – у напірних), води змішуються в різних пропорціях з маломінералізованими водами вміщуючих горизонтів, утворюючи води різного складу.

Інтенсивність розчинення залежить не лише від хімічного складу природних вод, але й від динамічного режиму потоку – швидкості та витрат.

Циркуляція підземних вод у горизонтах гіпсо-ангідритів з подальшим розчиненням – часто є причиною виникнення геомеханічних задач на зразок осідання чи навіть руйнування породи. Для концептуального та математичного моделювання спелеогенезу, перевірки карстово-спелеогенетичних моделей розвитку порожнин в сульфатних породах необхідні узагальнені показники інтенсивності розчинення гіпсів для характерних ситуацій, що існують у товщі водоносних гіпсів. На підставі результатів наших досліджень була зроблена спроба одержати такі параметри, результати якої наведені в табл. 4.19.

Таблиця 4.19

Узагальнені значення вмісту сульфатів та інтенсивності розчинення гіпсів

Обстановка та ситуації водоносного горизонту гіпсо-ангідритових відкладів	Інтенсивність циркуляції	Вміст сульфатів, г/дм^3	Інтенсивність розчинення, мм/рік
Безнапірний водоносний горизонт; основна маса води	невисока	1,1 - 1,4	0,1
Напірний водоносний горизонт; непорушені умови	невисока		
Безнапірний водоносний горизонт; нижня частина товщі води	середня	0,8 - 1,2	1,0
Напірний водоносний горизонт; порушені умови	середня		
Безнапірний водоносний горизонт; верхня частина товщі води	висока	0,4 - 0,8	10,0
Напірний водоносний горизонт; вода, що надходить із зони живлення	висока		

Наведені осереднені значення інтенсивності розчинення були застосовані при складанні математичної моделі розвитку провідних шляхів у товщі гіпсо-ангідритових порід, що була виконана за проектом Європейського Співтовариства з оцінки провальної небезпеки районів гіпсового карсту.

РОЗДІЛ 5. ВПЛИВ КАРСТУ НА ВОДНИЙ ТА ІОННИЙ СТІК РІЧОК ВЕРХНЬОЇ ЧАСТИНИ БАСЕЙНУ ДНІСТРА

Як зазначалося вище, закарстовані породи широко розвинуті на території Придністров'я. Завдяки широкому розповсюдженню вапняків та гіпсів, що на значних площах розташовані на невеликій глибині, а подекуди виходять на денну поверхню, тут дуже широко розвинуті поверхневі карстові форми – западини, лійки, понори.

Території з напівпокритим і відкритим карстом істотно впливають на формування ресурсів поверхневих і підземних вод, обумовлюючи перерозподіл стоку. Інтенсивність розвитку малих карстових водозборів, що живлять тріщинно-карстові води, характеризується значною просторовою нерівномірністю. Максимальна їхня кількість спостерігається на ділянках Покутського району (до 100 і більше карстових лійок на 1 км^2 біля Тлумача, Городенки та ін.). Дещо менше – у Придністровському (40-50 карстових лійок на 1 км^2), у межиріччі Серет–Нічлава. У решті районів зустрічаються лише поодинокі лійки. Приуроченість до річищ річок і потоків просадок, лійок і понорів, як поодиноких, так і згрупованих уздовж тектонічних порушень, – типове явище для ділянок напівпокритого карсту. У цілому басейн Дністра може характеризуватися широким розвитком ерозійно-карстових водозборів, що знаходяться в такій стадії розвитку.

Хімічний склад річкових вод басейну Дністра формується в різних ґрунтово-геологічних та кліматичних умовах.

У гірській частині Дністер і його притоки проходять по піщано-глинистих породах флішу, аргілітах, пісковиках, бідних на розчинні солі. Велика кількість опадів, літологічний склад порід та характер ґрунтів обумовлюють тут малу мінералізацію річкових вод.

Наявність у передгір'ях Карпат мінералізованих вод соляних родовищ (Солотвинське родовище кам'яної солі, Калуське родовище калійних солей) впливає на хімічний склад річкових вод, обумовлюючи збільшення в них вмісту хлоридних іонів. Однак завдяки значній кількості опадів мінералізація річкових вод не перевищує 300 мг/дм^3.

Дещо в інший спосіб формується хімічний склад поверхневих вод лівих приток Дністра. На них впливають багаті на карбонати та сульфати неогенові та древніші відклади. Розвиток карсту в середовищі вапняків і гіпсів сприяє збагаченню підземних вод сульфатами, гідрокарбонатами та іонами кальцію. Розвантаження збагачених такими іонами вод у річкову мережу сприяє підвищенню мінералізації річкових вод.

Зазначене обумовило необхідність оцінки впливу карсту на водний стік та стік хімічних речовин річок верхньої частини басейну Дністра. Для такої оцінки були залучені результати проведених нами польових досліджень, літературні й фондові матеріали.

5.1. Вплив карсту на водний стік

Для водотоків, що протікають у районах розвитку карсту, характерна наявність ділянок активного взаємозв'язку поверхневих і підземних вод, зокрема:

- ділянки втрат (як часткових, так і повних) річкових вод на живлення карстових водоносних горизонтів із наступним розвантаженням їх у ту саму чи сусідню річку;
- ділянки живлення річкових вод за рахунок підземних, як місцевого походження, так і таких, що перетікають крізь карстові водоносні горизонти з сусідніх водозборів;
- втрати стоку в глибокі водоносні горизонти.

Як було зазначено вище, значна частина рівнинного водозбору Дністра складена сульфатними та карбонатними карстовими породами – крейдою, вапняками, гіпсами. Ці породи подекуди виходять безпосередньо на денну поверхню або вкриті тонким шаром водопроникних пухких осадових відкладів; подекуди вони залягають на значній

глибині й укриті потужними шарами незакарстованих порід різної проникності. Це обумовило наявність на лівих притоках Дністра та на самому Дністрі згаданих вище особливостей взаємозв'язку річкових і підземних вод.

Прояви карсту яскраво виражені на водозборах лівих приток від Щерека та Зубри до Серета, де вододіли складені гіпсами та вапняками верхньобаденського ярусу неогену, а долини – крейдяно-мергельними відкладами верхньокрейдового віку. Далі на схід, до долини Збруча, гіпси та вапняки підстилаються некарстовими породами (рис. 5.1). Тут дуже поширені поверхневі форми карсту, до великих западин і сліпих долин включно, з постійними й тимчасовими озерами, де акумулюються та поглинаються поверхневі води. Карстові води тяжіють до річкових долин, де виходять на поверхню у вигляді джерел.

З метою виявлення впливу карсту на стокові характеристики річок, що протікають територією розвитку закарстованих порід, варто порівнювати ці показники з аналогічними характеристиками річок, водозбори (або частини водозборів) яких охоплюють некарстові піщано-глинисті відклади.

Басейни річок у залежності від комплексу порід, що складають водозбірні площі, можна умовно розділити на декілька типів [*31*]:

I – Водозбірні басейни (Бистриця Солотвинська, Бистриця Надвірнянська, Стрий, Ломниця та інші правобережні притоки), складені некарстовими породами. Русла річок врізані в глинисті, піщано-глинисті та піщані породи.

II – Водозбірні басейни (Гнила Липа, Зубра, Щерек, Верещиця та ін.), складені закарстованими верхньобаденськими породами – гіпсо-ангідритовими відкладами та вапняками різного складу. Підстеляються верхньокрейдовими мергелями та вапняками, що відіграють значну роль у будові прируслових зон водозборів. Русла річок врізані переважно у верхньокрейдові породи.

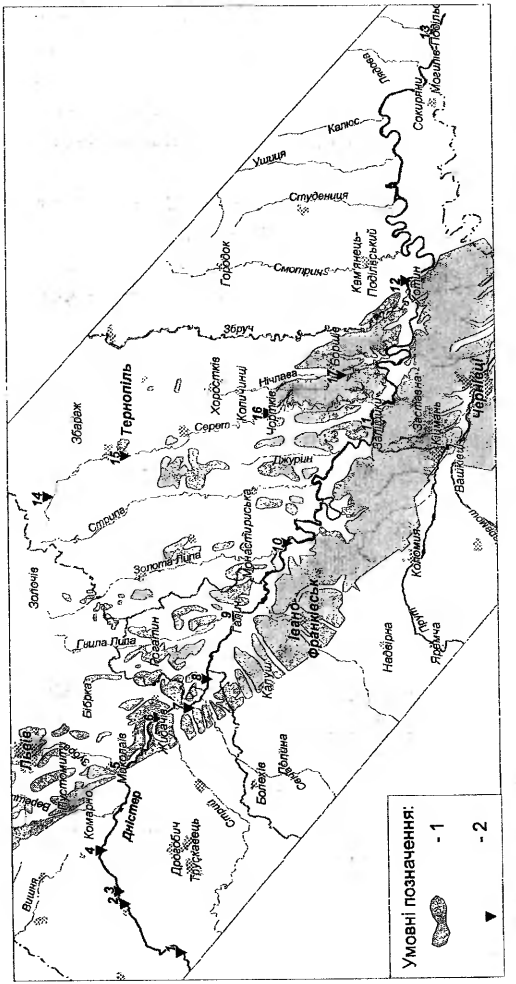


Рис. 5.1. Поширення гіпсо-ангідритів і розташування гідрологічних постів у верхній частині басейну Дністра (1 – площі поширення гіпсо-ангідритової товщі; 2 – розташування гідрологічних постів та їх номери: ***р.Дністер***: *1* – Стрілки, *2* – Самбір, *3* – Корниловичі, *4* – Чайковичі, *5* – Розвадів, *6* – Березина, *7* – Залісці, *8* – Журавно, *9* – Галич, *10* – Нижнів, *11* – Заліщики, *12* – Жванець, *13* – Могилів-Подільський; ***р.Серет***: *14* – Городище, *15* – Велика Березовиця, *16* – Чортків; ***р.Нічлава***: *17* – Стрілківці)

III – Водозбірні басейни (Стрипа, Гнезна, Коропець та ін.), складені високопористими закарстованими сарматськими вапняками та вапняковистими пісковиками, а також верхньобаденськими гіпсо-ангідритовими відкладами та вапняками, що залягають на крейдоподібних вапняках і пісковиках верхньокрейдового віку. Русла річок врізані переважно в товщу верхньокрейдових порід.

IV – Водозбірні басейни (Серет, Нічлава, Збруч, Жванчик, Смотрич та ін.), складені, як і в III типі, закарстованими сарматськими та верхньобаденськими відкладами, що налягають на девонські та силурійські відклади, які містять доломіти та доломітизовані вапняки. Русла річок на значній відстані врізані в товщу закарстованих і незакарстованих порід.

Крім зазначених вище, на лівобережжі Дністра зустрічається ще один тип водозбірних басейнів – приурочених до верхньокрейдових відкладів (верхів'я лівобережних приток Дністра), однак у цій роботі вони не розглядаються.

Загальну уяву щодо умов формування водного стоку дає співвідношення основних елементів водного балансу для адміністративних областей, територія яких майже повністю знаходиться в межах басейну Дністра (табл. 5.1).

Таблиця 5.1

Водний баланс адміністративних областей (за [*115*])

Область	Елементи балансу, мм					Коефіцієнт стоку $\alpha = \frac{y}{x}$	Коефіцієнт підземного стоку $\alpha = \frac{y_z}{y}$
	опади (x)	стік			випаровування (z)		
		загальний (y)	поверхневий (y_n)	підземний (y_z)			
Львівська	838	230	153	77,0	608	0,27	0,33
Тернопільська	724	121	68,0	53,0	603	0,17	0,44
Хмельницька	673	105	74,0	31,0	568	0,16	0,30

Водність річок лівобережжя Дністра особливо значна на заході й зменшується у міру віддалення на схід. Модулі максимального стоку відносно малі в західній частині й підвищуються на схід, де вплив карсту зменшується. Модулі мінімального стоку, навпаки, вищі на заході, де на окремих річках досягають 1-2 л/с/км^2. На сході меженний стік, за деякими винятками, незначний, зареєстроване пересихання річок на тривалий строк. Питома маса підземних карстових вод у стокові на заході досягає 60-65% річного, на сході знижується до 10-25%. На обсяги повеневого стоку карст впливає незначно, оскільки за час повені талі води встигають поглинутися під землю та виклинитися в річкових долинах [*51*].

Поверхневий стік цих приток Дністра формується лише зі схилів річкових долин і балок, відкритих у ці долини. На решті площі, яка становить близько 50-70% загального водозбору, поверхневі води поглинаються й у річкову мережу надходять карстові води. Це призводить до порушення режиму річок – збільшується стік у межень, розтягаються паводки, зменшуються максимальні витрати тощо.

Так, наприклад, на Сереті після злив спостерігається швидкий підйом рівнів і витрат у день зливи чи на другий день після неї, потім протягом декількох днів відбувається незначний підйом. Лише пізніше відбувається поступовий спад. Інколи на четвертий-шостий день відбувається незначний вторинний підйом і лише потім – повільний спад. Затягування підйому та спаду, а також другий підйом обумовлені притоком у річкову долину карстових вод із безстічної частини водозбору [*41*].

Водозбори лівобережжя Дністра характеризуються різним ступенем вертикального і горизонтального розчленування рельєфу. Вертикальне розчленування рельєфу обумовлене переважно характером піднять і опускань земної кори. Максимальні значення спостерігаються в гірських районах Карпат, значно менші – на узвишшях рівнинної частини території, найменші – у межах низовин. Горизонталь-

не розчленування також пов'язане з опусканням і підняттям окремих ділянок поверхні, однак значною мірою залежить і від літологічного складу порід, що складають ці ділянки.

Крім зон поглинання річкового стоку, на водозборах деяких приток є площі, на яких поверхневий стік взагалі не формується, атмосферні опади поглинаються частково чи повністю поверхневими карстовими формами й крізь підземну гідросферу надходять у річкову мережу. Наявність таких ділянок істотно зменшує ерозійну діяльність вод на поверхні, проте, активізує ерозійну та корозійну діяльність підземних вод. Поверхнева гідрографічна мережа замінюється підземними карстовими провідними шляхами.

У басейнах I типу атмосферні опади надходять у річкову мережу переважно поверхневим стоком. Величина підземної складової стоку становить 17-30%, тоді як на лівобережних закарстованих водозборах вона досягає 50% [*63*]. Відповідно до цього змінюється й ступінь зарегульованості річного стоку (табл. 5.2).

Таблиця 5.2

Зарегульованість річного стоку (за [*63*])

Зарегульованість річного стоку	Тип водозбору			
	I	II	III	IV
Середня	0,62	0,76	0,76	0,71

Внутрірічна зарегульованість стоку на водозборах I типу (некарстових) нижча, ніж на водозборах, що складені закарстованими породами (водозбори II-IV типів).

Для виявлення впливу карсту на водність річок певний інтерес являє дослідження залежності руслового стоку від атмосферних опадів. Як відомо [*18, 19, 50, 70*], для річок зі значною часткою підземного (зокрема карстового) живлення спостерігається не лише певна зарегульованість стоку, але й певне зміщення максимумів руслового розвантаження підземного стоку відносно максимумів опадів.

Для річок з переважним поверхневим живленням, водозбори яких складені породами з невисокими колекторними властивостями, характерне збільшення долі поверхневого стоку як відгук на збільшення кількості атмосферних опадів. Це демонструє рис. 5.2, на якому відображений внутрірічний хід середньомісячних показників опадів (за даними метеостанції "Тернопіль") і стоку р.Серет.

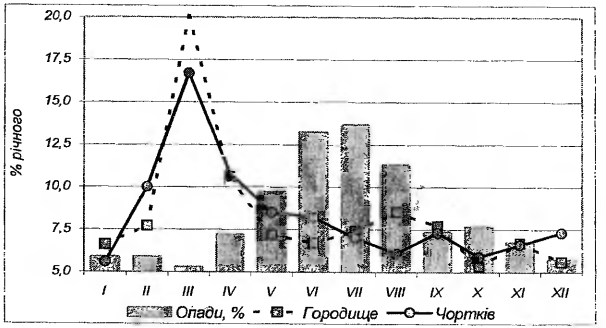


Рис. 5.2. Внутрірічний хід частки середньомісячних значень атмосферних опадів і водного стоку в річному в басейні р.Серет

Пост Городище замикає верхню частину басейну р.Серет, що складена некарстовими породами; басейн вище водпоста Чортків частково складений закарстованими вапняками та гіпсо-ангідритами.

Як можна бачити на рис. 5.2, хід середньомісячних показників водного стоку р.Серет по постах Городище та Чортків має ряд спільних рис. Найбільше перевищення опадів над русловим стоком спостерігається в період літньо-осінньої межені. Тривалість межені та періоду відносного перевищення норми опадів над стоком приблизно однакова для обох постів – початок травня–грудень. Період максимальної водності руслового стоку характеризується максимальним

перевищенням стоку над опадами й визначається переважно талими водами. Завдяки наявності карстових колекторів збільшується термін весняної повені, відповідно зменшуються максимальні витрати. У межах карстової частини водозбору р.Серет модулі максимального стоку у півтора-два рази менші (Чортків), ніж на частині водозбору, що не забезпечена карстовим живленням (Городище) (рис. 5.3). Частка підземного (переважно карстового) живлення в стоці р.Серет досягає 50-60% загального стоку річки [*116*].

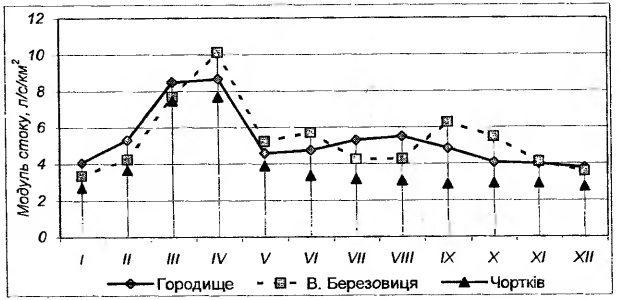


Рис. 5.3. Внутрірічні варіації модулів стоку в басейні р.Серет

На рис. 5.4, що відображає відсоткову частку щомісячних опадів і водного стоку Дністра у внутрірічному, засвідчена аналогічна картина. Пост Розвадів розташований вище масиву закарстованих гіпсо-ангідритових відкладів (див. рис. 5.1), Заліщики – у зоні виходу гіпсо-ангідритових відкладів на значній висоті над рівнем води, Могилів–Подільський – досить далеко за межами зони поширення закарстованих порід. Рис. 5.4 також демонструє перевищення опадів над руслови м стоком у період літньо-осінньої межені.

Для водпоста Розвадів характерні більш контрастні зміни водності річки. Зміна водності по посту Заліщики демонструє більш значну

зарегульованість стоку завдяки наявності карстових колекторів на території водозбору. Режим водності по посту Могилів–Подільський відображає зростаючий вплив некарстових колекторів за межами поширення гіпсо-ангідритових порід.

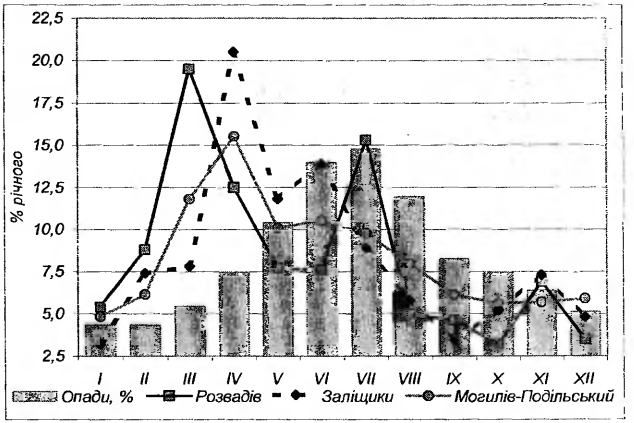


Рис. 5.4. Внутрірічний хід середньомісячних показників опадів і стоку в басейні р.Дністер

На величину річкового стоку значно впливають фільтраційні властивості не лише закарстованих, але й покривних порід. За даними Н.І.Дрозда та З.А.Горецької [*42*], швидкість фільтрації суглинків становить 0,5-5,0 м/добу, пісків – 5-15 м/добу. Швидкість фільтрації води у корінних гіпсах і вапняках становить 5-30 м/добу. Однак, за результатами трасування підземних вод, виконаного під час вивчення умов живлення та транзиту підземних вод закарстованого блока в межиріччі Серет–Нічлава [*56*], дійсна швидкість руху вод у районі розвитку закарстованих гіпсо-ангідритових відкладів становить бли-

зько 0,5 км/добу. За іншими даними [*45*], у закарстованих вапняках і гіпсах на ділянках розвитку тріщинно-порожнинних систем швидкість руху підземних вод у меженний період досягає 2,0-4,0 км/добу, збільшуючись у паводок у 3-5 разів. Такі швидкості досягаються в місцях зосередження інфільтраційних вод на ділянках активного поглинання поверхневого стоку в зонах активного поверхневого закарстування.

У річок на заході лівобережжя модулі стоку перевищують у верхів'ях 6,0 л/с/км^2 (річки Щерек, Золота Липа), знижуючись у східному напрямку, що пов'язано зі зміною геолого-гідрогеологічних і кліматичних умов. Особливо це помітно на прикладі водозбору р.Серет, який у верхній частині, до Городища, з площі 606 км^2 одержує в середньому 5,2 л/с/км^2 (рис. 5.5).

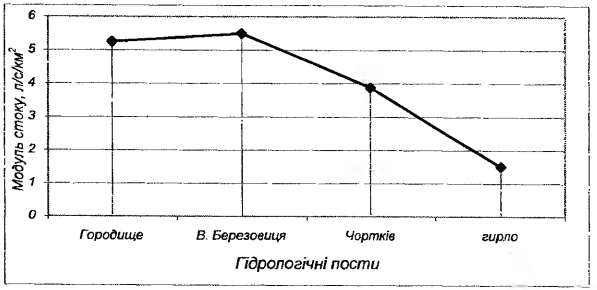


Рис. 5.5. Зміна середніх модулів стоку по довжині р.Серет (за [*41*] та [*115*])

У середній частині водозбору між Городищем і Великою Березовицею (площа водозбору по замикаючому створу 939 км^2), річка одержує 5,5 л/с/км^2. На ділянці Велика Березовиця–Чортків (F = 3170 км^2) водність становить 3,9 л/с/км^2. У нижній, пригирловій, частині річки (F = 3900 км^2) модуль становить 1,5 л/с/км^2. Як видно з рис. 5.5,

водність р.Серет починає зменшуватися нижче Великої Березовиці. на території, де значна частина водозбору представлена закарстованими породами – гіпсами та вапняками.

Значний вплив карсту та тріщинуватості на водність річки спостерігається на Дністрі (рис.5.6).

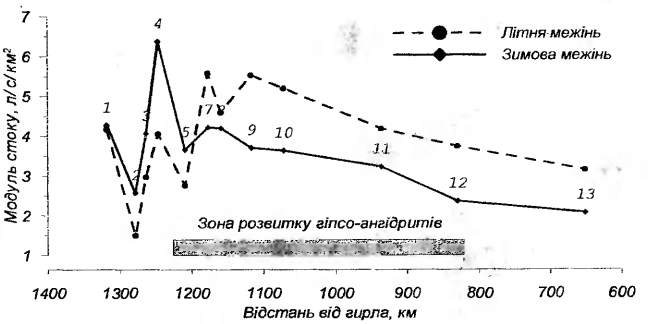


Рис. 5.6. Зміна модулів меженного стоку р.Дністер (за [*115*]) (номери гідрологічних постів наведені на рис. 5.1)

У верхній течії, вище гідрологічного поста Розвадів, Дністер протікає по незакарстованих породах (див. рис.5.1). Нижче гідрологічного поста Розвадів (пост 5) Дністер входить у зону розвитку закарстованих гіпсо-ангідритових відкладів, з якої виходить у районі розташування поста Жванець (пост 12).

З метою аналізу впливу карсту на водний баланс річок басейну Дністра було виконане порівняння норми природного річного стоку Дністра з фактичними значеннями, одержаними для окремих водпостів [*23, 115*]. Карта, побудована за результатами багаторічних спостережень на 79 гідрологічних постах, розташованих на річках басейну Дністра (рис. 5.7), засвідчує значну різницю теоретичної зональної норми стоку та фактичних модулів.

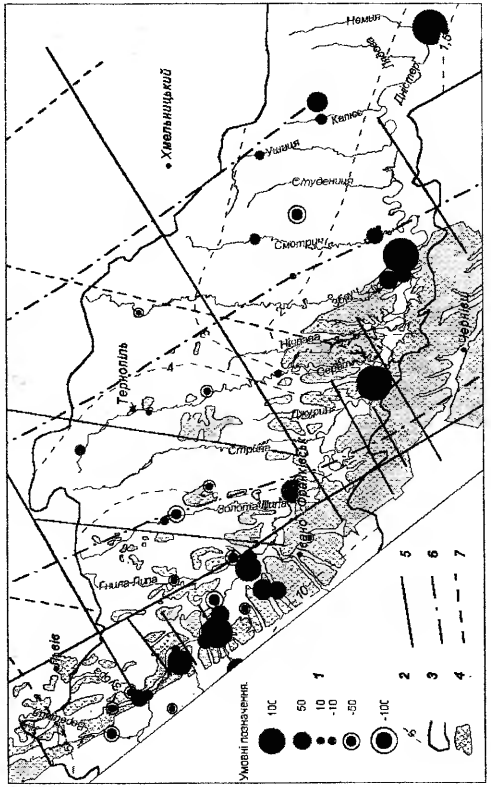


Рис. 5.7. Розподіл середньорічних модулів стоку у верхній частині басейну р.Дністер

1 – різниця між фактичними значеннями модулів стоку та нормою природного річного стоку, відсотки від зонального (позитивні значення – живлення за рахунок підземних вод, негативні – втрата стоку); 2 – норма природного річного стоку (за [*11б*]); 3 – межа басейну Дністра; 4 – площа поширення гіпсів; головні тектонічні порушення, активні: 5 – у неогеновому та четвертинному періодах, 6 – у міоцені, 7 – у пліоцені та четвертинному періоді (за [*27*])

Враховуючи відмінності зональної норми та фактичних модулів стоку, виміряні модулі стоку можна розділити на три групи:

1) недостатні (зональна норма перевищує фактичні значення, спостерігається перетік води в суміжні басейни через підземні колектори);
2) збалансовані (фактичні значення приблизно відповідають зональній нормі);
3) надлишкові (фактичні значення перевищують зональну норму, водозбірний басейн одержує додаткове підземне живлення з суміжних).

Значна різниця між значеннями модулів зонального $M_{зон}$ та виміряного $M_{вим}$ стоку закарстованих водозборів річок пов'язана, головним чином, з явищем підземного водообміну між водозборами: водозбір віддає чи одержує воду від суміжних водозборів підземним шляхом. У свою чергу підземний водообмін обумовлений невідповідністю між поверхневими та підземними вододілами. Внаслідок цього площа водозбору визначається невірно, що призводить до істотного відхилення значень модулів зонального та виміряного стоку [*12*].

Відсутність гідрологічних постів на багатьох річках території досліджень і розріджена мережа створів на найбільш представницьких річках не дозволяє скласти детальну карту поширення ділянок поглинання води та підтоку її в річки. Представлена на рис. 5.7 картосхема, побудована за наявними даними, дозволяє показати лише площі з переважаючим поглинанням чи підтоком у річищах, а також орієнтовно оцінити середні значення відхилення від норми.

Як можна бачити, на території досліджень виділяється ряд ділянок з аномальними (відносно зональних) значеннями виміряного стоку. Одна з них розташована на вході долини Дністра в зону розвитку гіпсо-ангідритових відкладів, у долинах річок Верещиці, Щерека та Зубри. Втрата стоку (порівняно з зональним) у верхів'ях цих річок досягає 30-40%. Підземні вододіли, що обмежують цю ділянку, співпадають з вододілами Дністер–Сан і Дністер–Західний Буг, а також з

осьовою частиною басейну р.Луг [*31*]. Подібна ситуація спостерігається в басейнах річок Гнила Липа, Золота Липа та сусідніх – у верхів'ях втрати стоку досягають 20-50%.

Для південної частини Західно-Подільської височини, яка охоплює верхів'я річок Стрипи, Серета, Збруча, Смотрича та їхніх верхніх приток характерний приточний режим. Приріст стоку становить тут 10-20% при максимальних значеннях 40%, що обумовлено, певно, наявністю зон тектонічної тріщинуватості (див. рис.5.7). Вплив таких зон проявляється подвійно: по-перше, швидке поглинання стоку на водозборах зменшує частку опадів, яка припадає на випаровування, а по-друге, імовірне перетікання підземних вод з водозборів верхів'їв річок басейну Прип'яті та Південного Бугу [*31*].

На тектонічній карті Волино-Подолії (див. рис.5.7) відзначений ряд тектонічних порушень, що перетинають басейни Дністра та Прип'яті. Наявність такого порушення у верхній частині водозбору Збруча й обумовила, певно, втрату стоку вище поста Волочиськ (втрата становить 17% зонального).

Живлення поверхневого стоку за рахунок підземної складової відбувається лише в нижніх частинах лівобережних приток Дністра, які характеризуються зазвичай збалансованими чи надлишковими модулями стоку. Так, у нижній частині Зубри (пост Верхньодорожне) спостерігається перевищення фактичного стоку над зональним на 45%, на Сереті в районі Чорткова – на 11%, у пониззі Збруча (пост Вітківці) – на 43%, на Смотричі (Цибулівка) – на 45%.

Річка Дністер у зоні входження на територію розвитку гіпсоангідритів (між постами Розвадів–Березина) характеризується зменшенням модулів стоку, що обумовлено значним збільшенням водозбірної площі за рахунок впадання лівих приток, для яких характерний відтічний режим, а також деякими втратами стоку на заболочених ділянках Верхньо-Дністровської низовини.

Нижче за течією Дністер характеризується приточним режимом: перевищення фактичного стоку над зональним на ділянці Залісці–

Галич змінюється в межах 38–56%, досягаючи в районі поста Нижнів 86%.

Водність середньої течії Дністра, нижче поста Нижнів, значно зростає – перевищення фактичного стоку змінюється від 180% (пост Заліщики) до 316% (пост Жванець). Однією з причин такого значного зростання може бути перетікання підземних вод крізь систему тектонічних порушень з басейну Прута. Нижче за течією, в районі поста Могилів-Подільський, стік Дністра дещо зменшується й перевищує зональний на 180%.

Зменшення поверхневої складової водного стоку в басейнах річок при перетині ними тектонічних зон супроводжується збільшенням підземної складової. Локалізація підземного стоку в тріщинних провідних системах природломних зон і рух води вздовж них сприяє переміщенню водних мас з басейнів одних річок до інших – з басейнів, для яких характерна втрата стоку, до басейнів з надлишковими модулями стоку. Таким чином, можна виділити такі напрямки перетікання між басейнами малих річок лівобережжя Дністра: Верещиця–Щирка, Нараївка–Золота Липа, Золота Липа–Коропець, Стрипа–Серет, Коропець–Серет, Нічлава–Серет, Збруч– Нічлава.

Імовірна також наявність підземного перетікання води з басейну Дністра до басейну Західного Бугу в районі Розточчя. У свою чергу, можливе живлення верхів'їв лівобережних приток Дністра за рахунок перетікання підземних вод під вододілом з водозборів Горині та приток Південного Бугу.

Безумовно, всі наведені цифри є орієнтовними і досить умовно характеризують карстовий стік території досліджень. Ці значення характеризують скоріш просторову нерівномірність підземного живлення в карстових районах. Однак зміни стоку протягом року можуть значно відрізнятися від середньобагаторічних значень, що наочно ілюструє рис. 5.8.

Середньомісячні модулі стоку весняної повені (квітень) по посту Городище майже вдвічі перевищують середньобагаторічні й майже

втричі – модулі зимової межені (грудень). По водпосту Велика Березовиця ця різниця ще збільшується, дещо зменшуючись по водпосту Чортків.

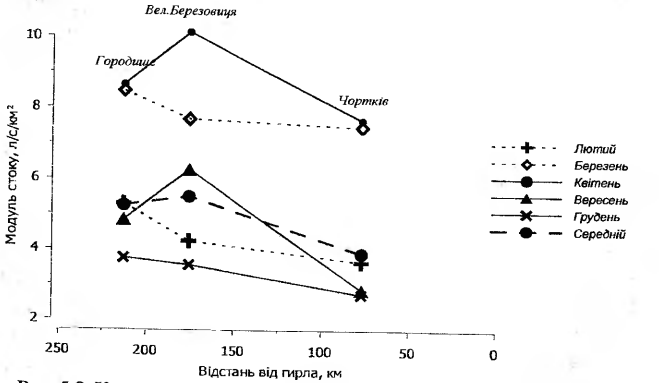


Рис. 5.8. Коливання середньомісячних модулів поверхневого стоку в басейні р.Серет (за [*116*])

Як видно з рис. 5.8, водність річки по довжині змінюється не синхронно. Варто зазначити подібність характеру зміни водності по довжині у квітні та вересні, певно, як відгук на весняну повінь та літньо-осінні дощові паводки.

5.2. Вплив карсту на стік хімічних речовин

Одна з найяскравіших форм міграції речовини, що безперервно відбувається на Землі – кругообіг води. Хоча маса води в річках і атмосфері становить дуже незначну частку загальної кількості її на Землі, саме ця частина гідросфери є найдинамічнішою. Завдяки тому що вода, після повітря, є найрухливішою речовиною на Землі, вона є головною причиною руху інших хімічних сполук [*6*]. Річкова вода є найактивнішою частиною гідросфери й у процесі стоку здійснює величезну роботу по перенесенню розчинених речовин у океани.

За величиною стоку розчинених речовин можна оцінити інтенсивність хімічної та механічної ерозії в річковому басейні. Залежно від дисперсності та характеру взаємодії з водою розрізняють стік колоїдів і стік розчинених речовин, який у свою чергу за своїм походженням підрозділяється на стік органічних і мінеральних речовин. Крім того, стік мінеральних речовин підрозділяється на стік головних іонів (іонний стік), стік мікроелементів і стік біогенних речовин. У подальшому будемо розглядати виключно *іонний стік*, який охоплює переважну масу розчинених речовин.

Іонний стік визначається об'ємом водного стоку водозбірної площі та хімічним складом поверхневих (річкових) вод. Водний стік, що залежить від опадів, характеру поверхні водозбірного басейну, фільтраційних властивостей порід, які складають цей басейн, визначає транспортуючу здатність водоносної системи та величину хімічної ерозії. Ці умови тією чи іншою мірою справляють вплив також і на іншу величину, що обумовлює іонний стік – мінералізацію води.

Порівняння показників стоку хімічних речовин окремих водозбірних басейнів дає змогу оцінити просторові варіації та часову нерівномірність інтенсивності хімічних ерозійних процесів. Тому стік хімічних речовин доцільніше представляти у вигляді модуля іонного стоку – величини іонного стоку, віднесеної до площі водозбірного басейну.

Як вже зазначалося, в басейні Дністра хімічний склад природних вод, зокрема річкових, формується в різних ґрунтово-геологічних і кліматичних умовах. Це обумовлює як просторові, так і часові особливості формування іонного стоку з цієї території.

Наявність порід, бідних на розчинні солі, та велика кількість опадів обумовлюють малу мінералізацію вод Дністра в гірській частині. Наявність закарстованих вапняків і гіпсів у басейнах лівих приток Дністра сприяє збагаченню природних вод сульфатами та підвищенню мінералізації річкових вод.

Вплив карсту на стік хімічних речовин річки можна наочно проілюструвати, ґрунтуючись на результатах багаторічних спостережень за стоком і хімічним складом води Дністра та його приток [*37, 38, 115, 116, 127*].

Верхня частина басейну Дністра характеризується відсутністю чіткого сезонного розподілу стоку. Паводки проходять з березня по серпень, часто маючи декілька піків, що обумовлено різнотерміновим таненням снігів у Карпатах і на Подільському Придністров'ї та випаданням дощів. За цей час річка проносить у середньому 60-70% річного стоку. Сезоном, на який припадає близько 15-20% річного стоку, є зима. Виділення меженного періоду в цьому регіоні є досить умовним, оскільки паводки можуть спостерігатися протягом усього року. Враховуючи такий режим стоку річки, для цього регіону прийнятий наступний розподіл на сезони року: весна (III-V місяці), літо (VI-VIII), осінь (IX-XI), зима (XII-II) (табл.5.3) [*115, 116*].

Хімічний склад річкових вод весняної повені характеризують осереднені для цього періоду дані Гідрометеослужби, опубліковані у відповідних джерелах [*30, 37*] за період 1948-1985 рр. із залученням даних за інші роки (табл. 5.4).

Під час формування зазначеної таблиці до обрахунку залучалися результати лише тих хімічних аналізів проб річкової води, при відборі яких витрати річки відповідали характерним витратам відповідного сезону. Таким чином, після розбраковування, кожному посту в різні сезони відповідало 10-15, подекуди до 20 проб води, відібраних у відповідні сезони. У побудовах і розрахунках використані мінералізація та вміст іонів, що переважно обумовлюють її формування – сульфати, гідрокарбонати та кальцій.

Зростання вмісту сульфатів у цій зоні спостерігається практично в усі сезони, однак найхарактернішим воно є для періоду межені – літньої та зимової. У цей період вміст сульфатів коливається від 30-35 мг/дм^3 по посту Самбір до 55-80 мг/дм^3 по посту Заліщики. Виняток становить ділянка Самбір–Галич – тут під час весняної повені та

осінніх паводків вміст сульфатів майже не змінюється і становить відповідно 29 і 36 мг/дм^3.

Таблиця 5.3

Загальний водний стік р.Дністер і його розподіл (у відсотках річного) по місяцях і сезонах для середнього за водністю року (за [*115, 116*])

Місяць, сезон	Пост									
	Стрілки	Самбір	Корналовичі	Чайковичі	Розвадів	Залісці	Галич	Заліщики	Жванець	Могилів-Подільський
Стік, $n*10^8$ м^3	1,6	2,2	3,3	8,0	16	31	48	70	67	88
Стік, % річного										
I	11,4	5,9	4,9	4,7	5,4	3,6	3,5	3,2	3,9	4,8
II	6,5	12,1	8,4	7,6	8,8	5,6	7,3	7,4	6,6	6,1
III	13,2	16,2	15,4	18,6	19,5	14,1	8,1	7,8	12,9	11,8
IV	26,1	27,3	12,3	15,0	12,5	18,4	22,5	20,5	21,6	15,5
V	6,2	10,1	5,7	9,7	7,7	11,0	12,6	11,8	8,6	10,1
VI	8,2	7,4	9,4	7,4	7,6	6,6	6,0	13,9	9,7	10,5
VII	4,0	4,5	14,9	6,2	15,3	8,3	11,8	8,9	4,9	9,8
VIII	3,0	3,4	6,8	4,1	5,0	4,7	7,8	5,8	5,7	8,0
IX	5,2	4,6	10,5	10,6	4,6	3,6	3,4	3,4	3,9	6,1
X	3,0	2,0	5,3	6,2	3,2	5,9	5,0	5,2	5,2	5,6
XI	9,7	3,4	2,4	3,8	6,9	9,7	7,0	7,3	6,4	5,7
XII	3,5	3,1	4,0	6,1	3,5	8,5	5,0	4,8	10,6	5,9
Стік, % річного										
Весна	45,5	53,6	33,4	43,3	39,7	43,5	43,2	40,1	43,1	37,4
Літо	15,2	15,3	31,1	17,7	27,9	19,6	25,6	28,6	20,3	28,3
Осінь	17,9	10,0	18,2	20,6	14,7	19,2	15,4	15,9	15,5	17,4
Зима	21,4	21,1	17,3	18,4	17,7	17,7	15,8	15,4	21,1	16,9

Таблиця 5.4

Осереднені за сезон значення витрат води (Q), мінералізації (Σ_i), вмісту іонів кальцію (Ca^{2+}), гідрокарбонат- (HCO_3^-) та сульфат-іонів (SO_4^{2-}) у воді р.Дністер

Параметри	Пост				
	Самбір	Галич	Заліщики	Жванець	Могилів–Подільський
Весна (III-V)					
Q, м^3/с	21,5	274	365	417	412
Σ_i, мг/дм^3	262,9	201,3	316,1	324,6	319,1
Ca^{2+}, мг/дм^3	49,8	31,3	52,1	60,2	61,4
HCO_3^-, мг/дм^3	157,7	94,2	141,3	173,2	146,6
SO_4^{2-}, мг/дм^3	29,2	29,5	46,3	38,6	56,1
Літо (VI-VIII)					
Q, м^3/с	6,1	162	260	196	312
Σ_i, мг/дм^3	336,0	297,3	368,6	399,7	389,7
Ca^{2+}, мг/дм^3	59,9	48,1	56,9	63,6	65,6
HCO_3^-, мг/дм^3	193,5	135,2	155,7	214,2	193,2
SO_4^{2-}, мг/дм^3	34,2	41,7	54,8	42,9	52,4
Осінь (IX-XI)					
Q, м^3/с	4,1	98,9	146	151	194
Σ_i, мг/дм^3	346,8	285,2	420,8	439,5	462,5
Ca^{2+}, мг/дм^3	57,2	46,2	77,3	69,3	80,3
HCO_3^-, мг/дм^3	212,8	130,4	200,3	252,6	225,0
SO_4^{2-}, мг/дм^3	36,1	36,0	46,0	46,5	50,7
Зима (XII, I-II)					
Q, м^3/с	8,7	106	149	163	190
Σ_i, мг/дм^3	321,5	329,9	444,3	459,8	469,5
Ca^{2+}, мг/дм^3	57,4	46,2	75,2	70,7	73,7
HCO_3^-, мг/дм^3	193,7	151,8	175,7	236,5	226,7
SO_4^{2-}, мг/дм^3	30,9	50,8	80,4	61,0	66,4

Вміст сульфат-іонів (іона – індикатора розвитку сульфатного карсту) зростає в зоні розвитку сульфатних відкладів – починаючи з ділянки Самбір–Галич до Заліщиків (рис. 5.9).

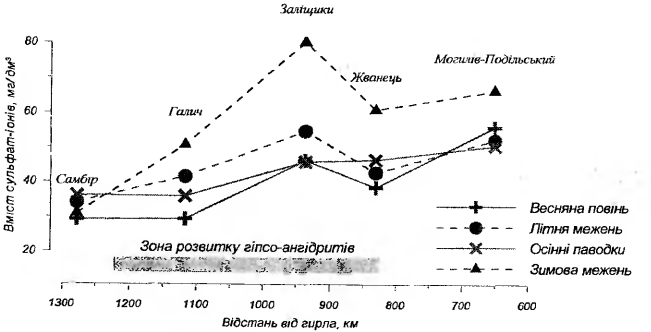


Рис. 5.9. Зміна вмісту сульфат-іонів у воді р.Дністер у різні сезони

Деяке зниження вмісту сульфатів на ділянці Заліщики–Жванець (до 43-60 мг/дм^3) обумовлене, певно, надходженням вод лівобережних приток, водозбірні басейни яких знаходяться за межами зони розвитку гіпсів.

Подальше незначне підвищення вмісту сульфатів (до 52–66 мг/дм^3) можна пояснити розвантаженням вод глибоко залягаючих водоносних горизонтів. Для періоду весняної повені та осінніх паводків характерне поступове зростання вмісту сульфатів від 30-35 мг/дм^3 (пост Самбір) до 50-55 мг/дм^3 (пост Могилів-Подільський). У ці сезони також спостерігається деяке зменшення (до 40-45 мг/дм^3) вмісту сульфатів по постах Жванець і Галич (див.рис.5.9).

Відповідно до зміни водності та вмісту іонів уздовж річки змінюється іонний стік, як загальний, так і стік сульфат-іонів (табл. 5.5). Як свідчать дані табл. 5.5, спостерігається закономірне значне наростання стоку сульфат-іонів униз за течією р.Дністер. Деяке уповіль-

нення інтенсивності такого наростання на ділянці Заліщики–Жванець обумовлене надходженням у Дністер вод лівих приток із незначним вмістом сульфатів, як це зазначалося вище.

Таблиця 5.5

Сумарний іонний стік (R_i), стік іонів кальцію (R_{Ca}) та сульфат-іонів (R_{SO4}) р.Дністер

Параметр	Пост				
	Самбір	Галич	Заліщики	Жванець	Могилів-Подільський
Весна (III-V)					
R_i, т	45 000	439 000	919 000	1 070 000	1 047 000
R_{Ca}, т	8 500	68 000	152 000	200 000	201 000
R_{SO4}, т	4 900	64 000	135 000	128 000	184 000
Літо (VI-VIII)					
R_i, т	164 000	384 000	764 000	625 000	967 000
R_{Ca}, т	2 900	62 000	118 000	99 000	163 000
R_{SO4}, т	1 700	54 000	114 000	62 000	129 000
Осінь (IX-XI)					
R_i, т	11 000	222 000	485 000	524 000	707 000
R_{Ca}, т	1 800	36 000	89 000	86 000	123 000
R_{SO4}, т	1 200	28 000	53 000	56 000	78 000
Зима (XII, I-II)					
R_i, т	22 000	272 000	516 000	585 000	694 000
R_{Ca}, т	3 900	38 000	88 000	90 000	109 000
R_{SO4}, т	2 100	42 000	93 000	78 000	98 000
Рік					
R_i, т	94 000	1 320 000	2 680 000	2810 000	3 410 000
R_{Ca}, т	17 000	205 000	446 000	472 000	596 000
R_{SO4}, т	9 900	188 000	395 000	327 000	489 000

Завдяки зміні водності та вмісту іонів у різні сезони іонний стік протягом року розподілений нерівномірно (рис.5.10). У період весня-

ної повені спостерігається максимальне винесення іонів з території водозборів. По посту Самбір (знаходиться за межами зони розповсюдження гіпсо-ангідритів) цей показник становить 48%, по решті постів він коливається в межах 31-38%. На літній період припадає, відповідно, 17 і 22-29% загального іонного стоку. За осінній період Дністер біля Самбора виносить 12% загального іонного стоку, за зимовий – 23%. Для решти постів осіння та зимова частка іонного стоку практично однакова – по 18-20%.

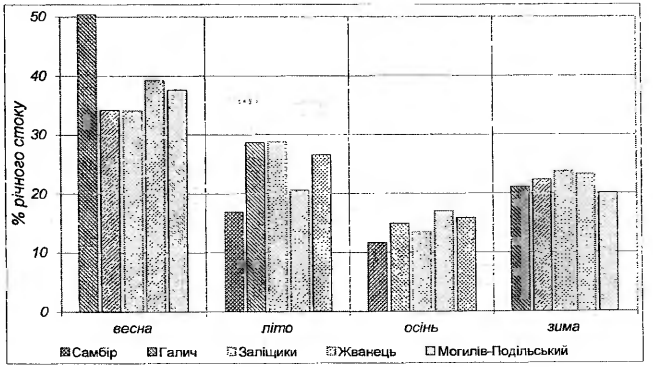


Рис. 5.10. Частка сезонного стоку сульфат-іонів від річного стоку

Сульфати протягом року виносяться водами Дністра також нерівномірно. Для поста Самбір характерний особливий розподіл стоку сульфатів: 50% навесні, 17% влітку, 12% восени та 21% взимку. Решта постів характеризується приблизно однаковим міжсезонним розподілом стоку сульфатів: 34-39% річного стоку припадає на весну, 20-28 – на літо, 13-17 – на осінь і 20-24 – на зиму.

Більш рівномірний протягом року розподіл стоку сульфат-іонів можна пояснити буферною ємністю підземного сульфатного карсту – здатністю поглинати маломінералізовані води весняного сніготанення

та дощові опади, затримувати їх у підземних колекторах, насичуючи сульфат-іонами та поступово віддавати у річкову мережу.

За наведеними вище даними іонного стоку для верхньої частини басейну Дністра виконаний розрахунок модуля іонного стоку (табл.5.6). Цей показник значно перевищує середній показник іонного стоку земної поверхні (19,1 т/рік/км^2) [*6*], що свідчить про дуже високу інтенсивність хімічної ерозії у верхній частині басейну Дністра.

Таблиця 5.6

Модуль сумарного іонного стоку (p), стоку іонів кальцію (p_{Ca}) та сульфат-іонів (p_{so4}) р.Дністер

Модуль стоку	Пост				
	Самбір	Галич	Заліщики	Жванець	Могилів–Подільський
Весна (III-V)					
p, т/рік/км^2	209,8	118,5	148,2	124,6	96,6
p_{Ca}, т/рік/км^2	39,7	18,5	24,4	23,1	18,6
p_{SO4}, т/рік/км^2	23,3	17,4	21,7	14,8	17,0
Літо (VI-VIII)					
p, т/рік/км^2	76,5	103,7	123,2	72,3	89,2
p_{Ca}, т/рік/км^2	13,6	16,8	19,0	11,5	15,0
p_{SO4}, т/рік/км^2	7,8	14,5	18,3	7,8	12,0
Осінь (IX-XI)					
p, т/рік/км^2	52,2	60,5	79,1	61,3	66,0
p_{Ca}, т/рік/км^2	8,6	9,8	14,5	9,7	11,4
p_{SO4}, т/рік/км^2	5,4	7,6	8,6	6,5	7,2
Зима (XII, I-II)					
p, т/рік/км^2	103,3	75,1	85,1	69,2	65,4
p_{Ca}, т/рік/км^2	18,4	10,5	14,4	10,6	10,3
p_{SO4}, т/рік/км^2	9,9	11,6	15,4	9,0	9,3

Важливим питанням є розрахунок частки підземного стоку, що проходить крізь закарстовану гіпсо-ангідритову товщу [*143*], призводячи до розчинення порід, наслідком чого є збільшення об'єму підземних порожнин і утворення провалів.

За розрахункову ділянку прийнята частина басейну Дністра, що обмежена водпостами Самбір і Жванець [*134*]. Склавши баланс стоку сульфатів з цієї території, можна орієнтовно оцінити стік підземних вод, що проходить крізь закарстовані породи. Рівняння такого балансу матиме вигляд $R_н = R_в + R_о + R_к$, де $R_н$ – стік сульфатів крізь нижній замикаючий переріз (водпост Жванець); $R_в$ – стік сульфатів крізь верхній замикаючий переріз (водпост Самбір); $R_о$, $R_к$ – кількість сульфатів, що надходить у систему з атмосферними опадами та за рахунок розчинення гіпсів.

Маючи складові частини балансу стоку сульфатів з території (об'єм річкового стоку та хімічний склад природних вод), неважко розрахувати частку стоку сульфатів, що формується за рахунок розчинення гіпсів.

Щороку крізь верхній замикаючий переріз (водпост Самбір) Дністер проносить 33,5 тис. т розчиненого сульфату кальцію. Крім того, з атмосферними опадами на площу водозбору між водпостами Самбір і Жванець випадає близько 37,2 тис. т сульфату кальцію [*23, 117*]. Крізь нижній розрахунковий переріз (водпост Жванець) Дністер виносить 460 тис. т сульфату кальцію.

Таким чином, із закарстованих сульфатних порід території водозбору, що обмежена водпостами Самбір і Жванець, щороку виноситься близько 390 тис.т розчиненого сульфату кальцію, тобто за рахунок розчинення порід гіпсо-ангідритової товщі в басейні Дністра вище водпоста Жванець формується 85% стоку сульфатів кальцію. Враховуючи те, що розчинення гіпсів відбувається переважно по тріщинах гірських порід, можна вважати, що об'єм підземних порожнин щороку збільшується на 210 тис. м^3.

Користуючись формулою розрахунку іонного стоку R, можна розрахувати об'єм води W, що необхідна для розчинення такої кількості гіпсу: $W = R_к / dC$, де: dC – приріст мінералізації природних вод за рахунок розчинення гіпсу.

Завдяки багаторічним польовим дослідженням, що їх було виконано у найдовших гіпсових печерах світу (Оптимістична, Озерна, Попелюшка), був досліджений хімічний склад підземних вод, приурочених безпосередньо до сульфатних порід [5]. Встановлено, що, проходячи крізь товщу гіпсо-ангідритових відкладів, мінералізація підземних вод за рахунок розчинення сульфату кальцію збільшується пересічно на 1,56 г/дм^3.

Таким чином, для переведення в розчинений стан зазначеної вище кількості сульфату кальцію крізь товщу гіпсо-ангідритових відкладів повинно щороку проходити близько $2{,}5 \cdot 10^8$ м^3 води, що відповідає 7,3 мм шару стоку.

На поверхню басейну Дністра випадає 645 мм опадів, із яких 541 мм витрачається на випаровування і 141 мм – на сумарний стік [23]. Підземний стік становить 35 мм, у якому 21% – це карстова складова стоку.

ВИСНОВКИ

Дослідження впливу сульфатного карсту на хімічний склад природних вод у басейні Дністра та прилеглих територіях (південна частина Західно-Української лісостепової провінції) дозволило отримати наступні наукові та практичні результати:

- Систематизована існуюча інформація щодо умов взаємодії та методів термодинамічних розрахунків системи "вода–сульфатні породи". Застосування єдиних уточнених значень константи рівноваги та уніфікованих методів розрахунку індексу сульфатного насичення дозволить більш коректно виконувати порівняння агресивності природних вод різних карстових регіонів.
- Удосконалений і адаптований стосовно умов розвитку сульфатного карсту Західної України комплекс натурних досліджень і моделювання інтенсивності розвитку карсту в сульфатних породах, що складається з модифікованого в "сульфатному" варіанті методу стандартних зразків та алгоритму розрахунку індексу сульфатної насиченості природних вод на підставі дослідження їхнього хімічного складу, дозволяє на єдиній методичній основі вивчати та оцінювати інтенсивність розчинення сульфатних порід.
- Створена комп'ютерна база гідрохімічної та карстологічної інформації "*Гіпсовий карст Західної України*" містить фактографічну та картографічну інформацію щодо гідрохімічних і карстологічних умов території розвитку сульфатного карсту Західної України. Застосування сучасних ГІС-технологій дозволяє швидко й ефективно аналізувати різнопланову карстологічну, гідролого-гідрохімічну і гідроекологічну інформацію та наочно відображати результати цього аналізу на електронних і паперових носіях.
- Розроблена комплексна методика дослідження інтенсивності розвитку карсту в сульфатних породах відрізняється від існую-

чих швидкістю та достовірністю отримання матеріалів польових спостережень і обробки їхніх результатів, можливістю розробки як коротко-, так і довготермінових прогнозів, низькою вартістю робіт. Завдяки цим перевагам вона може бути застосована як для наукових досліджень, так і для оперативного вирішення широкого кола завдань геоекології та техногенної безпеки: прогнозування зон розвитку потенційно небезпечних сучасних геологічних процесів, вибору ділянок природно-господарського та оптимізації наукового моніторингу, розробки природоохоронних заходів тощо.

- Встановлено, що інтенсивність розчинення гіпсів (0,65-1,15 мм/рік) у 30-70 разів перевищує цю характеристику для вапняків (0,010-0,035 мм/рік). Наявні результати польових спостережень відображають величезний діапазон інтенсивності розчинення, можливої у природних умовах.

  Відслонення гіпсів зазнають значного розчинення, що підтверджує припущення щодо можливості знищення поверхневих гіпсових відкладів в умовах достатнього зволоження за сотні тисяч років.

  Конденсаційні води виконують значну ерозійну роботу лише у вирівнюючій мікрокліматичній зоні й лише в теплий період.

  В умовах зони аерації та безнапірного горизонту розчинення гіпсо-ангідритів обмежене локальними провідними зонами та верхньою частиною горизонту підземних вод.

  Дуже висока інтенсивність розчинення гіпсів в умовах неглибокого напірного водоносного комплексу спостерігається лише на вході потоку агресивних природних вод у гіпси, швидко зменшуючись у процесі руху води товщею гіпсів, залишаючись, однак, відчутною. Завдяки величезній площі контакту води з породою загальне винесення розчиненого гіпсу з підземної водоносної системи досягає значних величин. Денудаційна діяльність води обумовлюється не лише агресивними властивостями води,

  але й гідродинамічними умовами ділянки – інтенсивність розчинення стандартних зразків значно зростає (при аналогічному складі природних вод) зі збільшенням інтенсивності водообміну.
- Виконані дослідження дозволили визначити, що крізь товщу гіпсо-ангідритових порід проходить 21% підземного стоку, за рахунок чого в басейні р.Дністер вище водпоста Жванець формується 85% річкового стоку сульфату кальцію. Підземними водами з товщі сульфатних порід щороку виноситься близько 390 тис. т гіпсу, об'єм порожнин у цьому районі щороку збільшується на 210 $м^3$.

Застосування запропонованої комплексної методики польових карстологічних досліджень і подальшої комп'ютерної обробки отриманих даних забезпечує одержання науково-технічного ефекту, який виражається в підвищенні достовірності й точності результатів досліджень та наступних прогнозів і оцінок. Економічний ефект у ряді випадків обумовлений скороченням обсягів трудомістких експериментальних досліджень.

ЛІТЕРАТУРА

1. Аксём С.Д., Климчук А.Б. Изучение интенсивности и динамики растворения гипсов в пещерах запада Украины // Пещеры. Межвуз. сб. науч. тр. – Пермь: Изд-во Перм. ун-тета, 1988.– С. 75-86.
2. Аксём С.Д., Климчук А.Б. Исследование равновесия в системе "порода-вода" и некоторые другие проблемы гидрохимий сульфатного карста. – К., 1991. – 25 с. (Экспресс-публикации / Киевский карстолого-спелеологический центр, Вып.1).
3. Аксьом С.Д. Трасування підземних вод як засіб геоекологічного моніторингу // Вісн. Укр. будинку економ. та наук.-техн. знань. – 1999. – № 3. – С. 59-67.
4. Аксьом С.Д., Хільчевський В.К. Застосування ГІС-технологій при дослідженні сульфатного карсту західних областей України // Картографія та вища школа. – К., 2000. – Вип.4. – С. 42-45.
5. Аксьом С.Д., Хільчевський В.К. Особливості хімічного складу природних вод районів розвитку сульфатного карсту західних областей України. // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія – К., Ніка-Центр, 2000. – Т. 1. – С. 60-63.
6. Алекин О.А, Бражникова Л.В. Сток растворенных веществ с территории СССР. – М.: Наука, 1964. – 144 с.
7. Алекин О.А. Общая гидрохимия (Химия природных вод). – Л.: Гидрометеоиздат, 1948. – 208 с.
8. Алексенко И.И. Сера Предкарпатья. – М.: Недра, 1967. – 303 с.
9. Бабинець А.Е., Цапенко І.І. Про умови формування багатих сірководневих вод на межі південно-західної окраїни Російської платформи та Передкарпатського прогину // Геол. журн. – 1960. – XX, **6**. – С. 33-49.
10. Балков В.А. Методика изучения влияния карста на сток рек (на примере кунгуро-иренского карстового района). // Методика изучения карста. Гидрология карста. – Пермь, 1963. – вып.8. , 1963. – С. 66-83.

11. Балков В.А. Влияние карста на водный баланс и сток // Уч.зап. Перм. гос. ун-тета. – Пермь, 1964. – № 12.
12. Балков В.А. Закономерности влияния карста на сток рек Русской равнины. // Перм. гос. ун-тета. Гидрология и метеорология. – Пермь, 1967. Т. 169. – С. 13-44.
13. Балков В.А. Влияние карста на сток рек Европейской территории СССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 216 с.
14. Блоцкий Н.А. Карст Язовского месторождения и его техногенная активизация // Физ.география и геоморфология. – 1985. Вып.32. – С. 78-84.
15. Бобровник Д.П., Головченко Ю.К. К изучению карста в серосных известняках и гипсах Предкарпатских серных месторождений самородной серы // Геология месторождений самородной серы. - М.: Недра, 1969. – С. 238-245.
16. Булах А. Г., Кривовичев В. Г. Расчет минеральных равновесий. – Л. : Недра, 1985. - 183 с.
17. Бут Ю.С. Динаміка та режим підземних вод міоценових відкладів зони зчленування Галицько-Волинської синеклізи з Передкарпатським прогином // Питання гідрогеології України. – К.: Вид-во АН УРСР, 1962. – С. 46-51.
18. Волошин И.И. К вопросу о формировании годового стока рек северо-западной части Украины // Тр. УкрНИГМИ. – М.: Гидрометиздат, 1970. – Вып. 83.
19. Волошин И.И. Особенности формирования стока рек северо-запада Украины под влиянием карста: Автореф. дисс…канд. геогр. наук: 11.00.07/ Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов. – К., 1974. – 26 с.
20. Вуд Б., Фрейзер Д. Основы термодинамики для геологов. – М.: Мир, 1981. – 184 с.
21. Вялов О.С. Стратиграфия неогеновых моласс Предкарпатья. – К.: Наук. думка, 1966. – 212 с.

22. Гайдин А.М. Гидрогеология месторождений самородной серы // Сов. геология. – 1983. – №3. – С. 113-119.
23. Галущенко Н.Г. Водный баланс рек бассейна Днестра // Вопросы расчетов и прогнозов речного стока: Тр.УкрНИГМИ. – М.: Моск. Отд-ние Гидрометеоиздат. – 1977. Вып. 153. – С. 126-139.
24. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. - М.: Мир, 1968. – 368 с.
25. Географічна енциклопедія: У 3 т.. – К., УРЕ, 1989. – Т.1. - 416с.; Т.2. – 480 с.; Т.3. – 480 с.
26. Геология и геохимия серных месторождений Предкарпатья. – К.: Наук. думка, 1966. – 103 с.
27. Геотектоника Волыно-Подолии / И.И.Чебаненко, И.Б.Вишняков, Б.И.Власов и др.; Отв. ред. И.И.Чебаненко. – К.: Наук. думка, 1990. – 244 с.
28. Геренчук К.И. Геоморфология Подолии // Учен. Зап. Черновиц. ун-та. Сер. геол.-геогр. Наук. – 1950. – Т. 8, вып.2. – С. 89-111.
29. Гидрогеология СССР. Украинская ССР. – М.: Недра, 1971. Т. – 5. - 614 с.
30. Гидрологический ежегодник. Бассейны Черного и Азовского морей. – Л.: Гидрометеоиздат, 1948 - 1977. Том 2, вып. 1.
31. Глубинный карст и характер водного стока в бассейнах Днестра и Западного Буга / Б.Н.Иванов, И.Н.Васильев, В.Н.Дублянский и др. – Симферополь, 1971. – 201 с. (Отчет по НИР. ИМР МГ УССР).
32. Голева Г.А. Гидрогеологические особенности формирования серных месторождений Предкарпатья // Сов. геология. – 1962. – №2. – С. 88-99.
33. Горбунова К.А. Карст гипса СССР. – Пермь, 1977. – 84 с.
34. Горбунова К.А. Морфология и гидрогеология гипсового карста. – Пермь, 1979. – 95 с.
35. Горєв Л.М., Пелешенко В.І., Хільчевський В.К. Гідрохімія України. – К.: Вища шк., 1995. – 307 с.

36. Горев Л.Н., Пелешенко В.И. Методика гидрохимических исследований. – К.: Вища шк., 1985. – 215 с.
37. Государственный водный кадастр: Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. К., 1977 - 1985.Т. 2, вып. 1.
38. Государственный водный кадастр: Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – Т.II: Украинская ССР, вып. 1: Бассейны Западного Буга, Дуная, Днестра, Южного Буга. – 524 с.
39. Гуржий Д.В. Литология моласс Предкарпатья. – К.: Наук. думка, 1969. – 201 с.
40. Доманицкий А.П. Река Днестр. Материалы к военно-гидрологическому описанию западной пограничной зоны СССР и сопредельных стран. – Л., – 1933. – 180 с.
41. Дрозд Н.И. О влиянии карста на формирование и подземный сток вод в равнинной части водосбора Днестра // Тр. УкрНИГМИ. – Л., 1966. – Вып. 60. – С. 90-96.
42. Дрозд Н.И., Горецкая З.А. Сток наносов и формирование русел // Ресурсы поверхностных вод СССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – Т.6. Украина и Молдавия; вып. 1: Западная Украина и Молдавия. – С. 516-539.
43. Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. Картирование, районирование и инженерно-геологическая оценка закарстованных территорий Украины и Молдовы. Статья 1: Картирование и районирование // Геол. журн. – 1993. – № 3. – С. 96-101.
44. Дублянский В.Н., Ломаев А.А. Карстовые пещеры Украины. – К.: Наук. думка, 1980. - 180 с.
45. Дублянский В.Н., Смольников Б.М. Карстолого-геофизические исследования карстовых полостей Приднестровской Подолии и Покутья. – К.: Наук. думка, 1969. – 151с.
46. Дублянський В.М., Іванов Б.М. Карст Подільсько-Буковинської карстової області // Карст України. Фіз. географія та геоморфологія. – К.: Вид-во Київ. ун-ту, 1970. – Вип. 4. – С. 29-47.

47. Зверев В.П. Гидрогеохимические исследования системы гипсы – подземные воды. – М. : Наука, 1967. – 99 с.
48. Зверев В.П. Роль подземных вод в миграции химических элементов. – М.: Недра, 1982. – 186 с.
49. Здановский А.Б. Кинетика растворения природных солей в условиях вынужденной конвекции. – Л.: Госхимиздат, 1956. – 219с.
50. Иванов Б.Н. Карст // Ресурсы поверхностных вод СССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – Т.6: Украина и Молдавия; вып. 1: Западная Украина и Молдавия. – С. 16-29.
51. Иванов Б.Н., Дрозд Н.И. Основные карстовые районы Украины и Молдавии и особенности формирования стока рек на их территории // Труды совещания по вопросам комплексного изучения режима поверхностных и подземных вод в карстовых районах. – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – С. 6-15.
52. Иванов Б.Н., Дублянский В.Н. Изучение карста Волыно-Подолии польскими и советскими учеными // История русско-польских контактов в области геологии и географии. – Л.: Изд-во ГО СССР, 1972. – С. 31-32.
53. Изменение водообмена под влиянием горных работ / А.М.Гайдин, А.Б.Климчук, А.М.Антропцев, Л.И.Осташ. // Водообмен в гидрогеологических структурах Украины. Водообмен в нарушенных условиях / Под ред. В.М.Шестопалова). – К.: Наук. думка, 1991. – С. 208-228.
54. Изобарно-изотермические потенциалы минералов, газов и компонентов водного раствора в программном комплексе "Селектор" / И.И.Дорогокупец, И.К.Карпов, В.В.Лашкевич и др. // Физико-химическое моделирование в геохимии. – Новосибирск: Наука, 1988. – С. 124-147.
55. Изучение геолого-гидрогеологических условий и особенностей развития карста Приднестровской Подолии в связи с организацией карстологического стационара / А.Б.Климчук, С.Д.Аксём, В.М.Шестопалов и др. – Физ. география и геоморфология. – 1985. – Вып.32. – С. 27-33.
56. Изучение условий питания, транзита и разгрузки подземных вод закарстованного блока в междуречье Серет–Ничлава, предназначенного для организации карстового стационара: Отчет о науч.-исслед. работе / А.Б.Климчук, С.Д.Аксём, В.Я.Рогожников и др. – К.: Ин-т геол. наук АН УССР, 1983. – Т.1 – 114 с.; Т.2. – 61 с.
57. Іванов Б.М., Шутов Ю.І. Особливості розвитку карсту в південній частині Подільско-Буковинської карстової області // Карст України. Фіз. географія та геоморфологія. – К.: Вид-во Київ. ун-ту, 1970. – Вип. 4. – С.48-59.
58. Климчук А.Б. Артезианское происхождение крупных лабиринтовых пещер в миоценовых гипсах западных областей Украины // Докл. АН УССР. Сер.Б. Геол., хим. и биол. науки. – 1990. – №7. – С. 28-32.
59. Климчук А.Б. О генезисе гипсовых пещер Подолии (О статье Л.Якуча, Г.Мезеши "Генетические особенности гипсовых пещер Подолии") // Геоморфология. – 1998. – №1. – С. 120-123.
60. Климчук А.Б., Аксём С.Д. Методика изучения интенсивности и динамики локального растворения в сульфатных породах // Методика изучения карста: Тез. докл. Всесоюзн. научно-техн. совещания. – Пермь, 1985. – С. 40-42.
61. Климчук А.Б., Андрейчук, В.Н., Турчинов И.И. Структурные предпосылки спелеогенеза в гипсах Западной Украины. – К.: Укр. спелеол. Ассоциация, 1995. – 104 с.
62. Климчук О.Б. Гідрогеологічні умови розвитку і генезис карстових порожнин в неогенових сульфатних відкладах Волино-Подільського артезіанського басейну. Автореф. дис...канд. геол. наук: 04.00.06 / Ін-т геолог.наук НАН України. – К., 1999. – 25 с.
63. Кононенко Н.И. Гидрогеологические и геоморфологические условия формирования годового стока рек бассейна Днестра // Тр. УкрНИГМИ. – 1970 . – Вып. 88.

64. Коротков А.И. Гидрогеохимический анализ при региональных геологических и гидрогеологических исследованиях. – Л.: Недра, 1983. – 231 с.
65. Кочарян А.Г., Эленбогена Р.Н., Эленбоген М.А. Определение степени насыщенности природных вод карбонатом и сульфатом кальция с помощью номограмм // Вестн. МГУ. Сер. геогр. – 1972. – № 2. – С. 112-115.
66. Крайнов С.Р., Швец В.М. Основы геохимии подземных вод. – М.: Недра, 1980. – 285 с.
67. Красунцева Н.М., Левченко В.М. К вопросу о растворимости сульфата кальция // Гидрохимические материалы.– Л.: Гидрометеоиздат. 1969. – Т. LI. – С. 157-160.
68. Краткий справочник химика. – М.: Госхимиздат, 1954. – 559 с.
69. Кропачева С.К. Геологические и физико-химические условия формирования верхнетортонских сероносных гипсо-ангидритовых отложений Предкарпатья. Автореф. дисс…канд. геол.-мин. наук: 04.121 / Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов. – М., 1971. – 27 с.
70. Куделин Б.И., Карпова В.П. Влияние карста на закономерности формирования подземного стока // Вестн. МГУ. Геология. – 1968. – № 2, . – С. 19-24
71. Кудрин Л.Н. Стратиграфия, фации и экологический анализ фауны палеогеновых и неогеновых отложений Предкарпатья. – Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1966. – 126 с.
72. Кузнецов А.М. О выщелачивании гипса и ангидрита // Тез. докл. Пермской карстовой конф. – Пермь, 1947.
73. Кутепов В.М., Кожевникова В.Н. Устойчивость закарстованных территорий. – М.: Наука, 1989. – 150 с.
74. Кучерук А.Д. Общая инженерно-геологическая характеристика Подолья. – К., 1974. – 175 с.
75. Кучерук А.Д. Карст Подолья. – К.: Наук. думка, 1976. – 196 с.

76. Кушнир С.В. Гидрогеохимия серных месторождений Предкарпатья. – К.: Наук.думка, 1988. – 179 с.
77. Лаптев Ф.Ф. Агрессивное действие воды на карбонатные породы, гипс и бетон. – М.-Л., 1939. – 120 с.
78. Ласскій К.Э. Днѣстръ и Приднестровье // Труды третьяго съезда русскихъ деятелей по водянымъ путямъ въ 1896 г. – СПб., 1896. Продолжение ч.2. с.73-304.
79. Ласскій К.Э. Об изследованияхъ реки Днѣстра // Труды третьяго съезда русскихъ деятелей по водянымъ путямъ въ 1896 г. – СПб., 1896. Продолжение ч.2. – с.56-72.
80. Лебедев А.Л. Методика лабораторного определения скорости растворения сульфатных пород // Гидрогеологические исследования на застраиваемых территориях. 1988. – С. 81-87.
81. Лебедев А.Л., Лехов А.В. Кинетика растворения природного гипса в воде при 5-25 °С // Геохимия. – 1989. – № 6. – С. 865-874.
82. Лебедев А.Л., Лехов А.В. Экспериментальное исследование скорости растворения гипса // Мат. конф. молодых ученых МГУ, 1983. - 8 с. (Рук.деп. в ВИНИТИ).
83. Левченко В.М. О растворимости сульфата кальция // Гидрохим.мат-лы. – 1950. – Т.XVII. – С. 69-73.
84. Левченко В.М. О растворимости сульфата и карбоната кальция в зависимости от ионной силы раствора // Гидрохим. мат. – 1961. – Т.XXXI. – С. 188-190.
85. Легздинь М.Я. Изменение природной обстановки под влиянием добычи серы на Язовском карьере // Изменение гидрогеологических условий под влиянием техногенных факторов. – К., 1982. – С. 28-31. (Препр. АН УССР. Ин-т геологических наук; 82-7).
86. Лехов А.В. Моделирование карстового процесса. I. Построение теоретической модели карстового процесса // Инж. геология. – 1981. – № 1. – С. 89-96.

87. Лехов А.В. Моделирование карстового процесса. II. Теоретическое исследование моделей массоотдачи трещин карстующихся пород. // Инж. геология. – 1981. – № 4. - С.70-79.
88. Літогенез сірчаних родовищ Прикарпаття / В.І.Колтун, Я.Т.Роскош, Ю.М.Сеньковський, А.А.Ясінська – К.: Наук. думка, 1972. – 156 с.
89. Ломаев А.А. Геология карста Волыно-Подолии. – К.: Наук.думка, 1979. – 130 с.
90. Лохтин В.М. Речная область Днѣстра (гидрологический очеркъ) // Метеорологический вестникъ. – СПб., 1891. – Т. 1. – С. 317-324; 365-370.
91. Максимович Г.А. Основы карстоведения. – Пермь, 1963. Т. 1. – 440 с.
92. Манихин В.И. К вопросу о растворимости сульфата кальция при высоких давлениях // Гидрохим. мат. – 1965. – Т. XLI. – С. 192-197.
93. Маслов Н.Н., Науменко В.Г. Условия устойчивости напорных сооружений на загипсованных породах // Растворение и выщелачивание горных пород. – М.: Госстройиздат, 1957.
94. Мельник І.В., Почтаренко В.І. Застосування ГІС-технологій для еколого-геологічних досліджень на прикладі Київської області // Комп'ютерні технології в геології: Тез. доп. на семінарі "Комп'ютерні технології в регіональних геолого-знімальних, пошукових та розвідувальних роботах на тверді корисні копалини" (Київ, 30 бер.– 2 квіт.1998 р.). – К., 1998. – С. 26-28.
95. Методы геохимического моделирования и прогнозирования в гидрогеологии / С.Р.Крайнов, Ю.В.Шваров, Д.В.Гринчук и др. – М.: Недра, 1988. – 256 с.
96. Наумов Г.Б., Ривенко В.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин (для геологов). – М. : Атомиздат, 1971. – 240 с.

97. О формах миграции основных компонентов химического состава поверхностных вод в разных географических зонах СССР / Р.И.Эленбогена, А.М.Эленбогена, В.И.Гудзь и др. // Вестн. МГУ. Сер. географ. – 1970. – №3. – С. 92-101.
98. Орадовская А.Е. Фильтрационное выщелачивание дисперсно распределенного гипса из песчано-глинистых пород.// Растворение и выщелачивание горных пород. – М.: Госстройиздат, 1957. – С. 46-70.
99. Орадовская А.Е. Определение растворяющей способности фильтрационного потока в гипсоносных породах по данным натурных наблюдений // Тр. Лаборатории инж. гидрогеологии. – М.: ВОДГЕО, 1962. – Вып. 4.
100. Охрана геологической среды на серных месторождениях / А.М.Гайдин, А.Б.Климчук, Н.М.Ковшиков, И.В.Салюк – М.: НИИТЭХИМ, 1985. – 36 с.
101. Пелешенко В.І., Хільчевський В.К. Загальна гідрохімія. – К.: Либідь, 1997. – 384 с.
102. Пересунько Д.И. Карст серных месторождений // Новости карстоведения и спелеологии. – 1961. – №.2. – С. 63-64.
103. Перцович М.Г. К вопросу о возрасте карста в отложениях верхнего тортона Роздольского месторождения // Геология месторождений самородной серы. – М.: Недра, 1969. – С. 246-250.
104. Печеркин А.И. Геодинамика сульфатного карста. – Иркутск: Изд-во Иркутс. ун-тета, 1986. – 172 с.
105. Печеркин И.А. Геодинамика побережий камских водохранилищ. Часть II. – Пермь: Изд-во Перм. ун-тета, 1969.
106. Питьева К.Е. Гидрогеохимия. – М.: Изд-во МГУ, 1988. – 316 с.
107. Підземні води західних областей України. – К.: Наук. думка, 1968. – 316 с.
108. Полкунов В.Ф., Денисевич А.И., Костровская А.И. Карст на рудных полях и месторождениях (Предкарпатский сероносный бассейн) // Строение и закономерности размещения серных место-

рождений СССР/ Под ред. В.И.Китыка. – К.: Наук. думка, 1979. – С. 185-192.

109.Порошин Ю.В. К вопросу о скорости растворения гипса подземными водами // Ежемес. Горьков. краевого управления единой гидрометслужбы СССР, 1934. Вып. 2-3 (38-39).

110.Посохов Е.В. Сульфатные воды в природе // Гидрохимические материалы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – Т. LVIII. – 167 с.

111.Посохов Е.В. Формирование химического состава подземных вод: Изд. 2-е. – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 332 с.

112.Прочухан Д.П. Проблема растворимости гипса в гидротехническом строительстве // Докл. на науч. совещании по изучению карста. – М., 1956. – Вып. 7.

113.Пузыревскій Н.П. Матеріалы для описанія русскихъ рекъ и исторіи улучшенія ихъ судоходныхъ условій // Днѣстр, его описаніе и предположенія об улучшеніи. – СПб., 1902. – Вып. 1.

114.Режимное изучение активности гипсового карста западных областей Украины / А.Б.Климчук, С.Д.Аксём, В.М.Шестопалов и др. – К.: 1988. – 55 с. (Препр. АН УССР. Ин-т геологических наук; 88-44).

115.Ресурсы поверхностных вод СССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – Т.6: Украина и Молдавия; вып. 1: Западная Украина и Молдавия. – 883 с.

116.Ресурсы поверхностных вод СССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – Т.6: Украина и Молдавия; вып. 1: Западная Украина и Молдавия. – 490 с.

117.Ромась Н.И. О формировании химического состава атмосферных осадков в различных физико-географических зонах УССР. // Физ.геогр. и геоморфология. – 1979. – Вып. 21. – С. 126-131.

118.Рудько Г.І. Техногенно-екологічна безпека геологічного середовища. - Львів: Видавн. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2001. – 359 с.

119.Рудько Г.І., Шкіца Л.Є. Екологічна безпека та раціональне природокористування в межах гірничопромислових і нафтогазових

комплексів (наукові і методологічні основи). – К.: ЗАТ "Нічлава", 2001. – 528 с.

120.Рыженко Б.Н., Мельникова Г.Л., Шваров Ю.В. Основные черты формирования химического состава водных растворов земной коры // Геохимия. – 1977. – №6. – С. 819-830.

121.Сезонні особливості розвитку гіпсового карсту Придністровського Поділля / В.М.Дублянський, Ю.І.Шутов, М.П.Савчин та ін. // Доповіді АН УРСР. – 1981. – Сер. "Б", № 6. – С. 14-16.

122.Семенов М.П. Принципиальная схема развития процессов выщелачивания горных пород и образования подземного карста // Труды лаборатории инженерной гидрогеологии. – М.: Госстройиздат, 1957. – С. 155-170.

123.Сеньковский Ю.Л. Карбонатные формации. Мел // Геотектоника Волыно-Подолии / Отв. ред. И.И.Чебаненко. – К.: Наук. думка, 1990. – С. 121-128.

124.Система геоэкологического мониторинга Криворожского железорудного бассейна: обоснование и концепции / И.Д.Багрий, А.Н.Белоус, П.Ф.Гожик и др. // Геол. журн. – 1998. – № 3-4. – С. 139 – 146.

125.Скворцов Г.Г. О скорости развития карста в гипсах // Вопросы изучения подземных вод и инженерно-геологических процессов. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – С. 173-176.

126.Соколов Д.С. Основные условия развития карста. – М., 1962. – 322 с.

127.Справочник по водным ресурсам СССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1955. – Т.VIII. Украинская ССР. ч.3. – 1618 с.

128.Тепловой и водный режим Украины / А.Р.Константинов, Л.И.Сакали, Н.И.Гойса, Р.Н.Олейник – Л.: Гидрометиздат, 1966. – 592 с.

129.Ткачук Л.Г., Колтун В.І. Деякі питання карсту в гіпсо-ангідритовому горизонті Придністров'я // Геол. журн. – 1963. – Т. XXIII, **4**. – С. 68-73.

130.Толмачев В.В., Ройтер Ф. Инженерное карстоведение. – М.: Недра, 1985. – 151 с.

131.Турышев А.А. Гидродинамические и гидрохимические особенности развития карста в карбонатных и сульфатных породах // Проектирование, строительство и эксплуатация земляного полотна в карст. р-нах. – 1968. – Вып.8. – С. 65-68.

132.Федорова Т.К. Агрессивность подземных вод района серного месторождения // Методы оценки и прогноза гидрогеологических условий при инженерных изысканиях / Под ред. О.В.Слинько. – М.: Стройиздат, 1986. – С. 58-65.

133.Федорова Т.К. Физико-химические процессы в подземных водах. – М.: Недра, 1985. – 182 с.

134.Хільчевський В.К. Водопостачання і водовідведення: гідроекологічні аспекти. – К.: ВПЦ "Київський університет", 1999. – 319 с.

135.Хільчевський В.К, Аксьом С.Д Оцінка впливу гіпсового карсту на хімічний стік у верхній частині басейну Дністра // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія – К., 2001. – Т.2. – С. 546-551.

136.Цорупа П.В. Гидрогеологические условия Предкарпатского сероносного бассейна и его основных месторождений // Тр. ГИГХС. – 1960. – Вып.6. – С. 112-133.

137.Шестопалов В.М. Естественные ресурсы подземных вод платформенных артезианских бассейнов Украины. – К.: Наук.думка, 1981. – 195 с.

138.Шестопалов В.М. Методы изучения естественных ресурсов подземных вод. – М.: Недра, 1988. – 168 с.

139.Штернина Э.Б. О растворимости малорастворимых солей // Изв. сектора физ.-хим. анализа АН СССР. – 1949. – Т. XIX.

140.Штернина Э.Б., Фролова Е.В. Растворимость в системе $CaCO_3$–$CaSO_4$–NaCl–CO_2–H_2O при 25 °С // ДАН СССР. – 1945. – Т. XLVII, **1**. – С. 34-36.

141.Якуч Л., Мезеши Г. Генетические особенности гипсовых пещер Подолии // Геоморфология. – 1997. – №1. – С. 91-97.

142.Chordi J.M.C. Karstología de yesos. – Almeria, 1998. – 389 p.

143.Claassen H.C. Estimation of Calcium Sulfate Solution Rate and Effective Aquifer Surface Area in a Ground-Water System Near Carlsbad, New Mexico // Ground Water. – 1981. – V. 19. – p. 287-297.

144.Dissolution of gypsum from field observations / A.Klimcnouk, F.Gucchi, J.M.Calafora, S.Aksem and other // Gypsum Karst of the World. –Internat. Journ. of Speleol., Theme issue. – 1996. – V. 25 (3-4). – P. 37-48.

145.Ford D.C., Williams P.W. Karst geomorphology and hydrology. – Unwin Human, 1989. – 601 p.

146.Gams I. Comparative research of limestone solution by means of standard tablets // Proc. of the 8th Intern. Congr. of Speleol., Bowling Green, Kentucky, 1,1981. – P. 273-275.

147.Gypsum Karst of the World. – Internat. Journ. of Speleol., Theme issue. – 1996. – V. 25 (3-4). – 306 p.

148.James A.N. Soluble meterials in civil engineering. – Chichester: Ellis Horwood, 1992. – 435 p.

149.Klimchouk A.B., Andrejchouk V.N. Breakdown development in cover beds, and landscape features induced by intrastratal gypsum karst // Gypsum Karst of the World. – Internat. Journ. of Speleol., Theme issue. – 1996. – V. 25 (3-4). – P. 127-144.

150.Klimchouk A.B. Hydroeology of gypsum formations // Gypsum Karst of the World. – Internat. Journ. of Speleol., Theme issue. – 1996. – V. 25 (3-4). – P. 83 – 89.

151.Langmuir D. The geochemistry of some carbonate groundwaters in central Pennsylvania. // Geochim et Cosmochim Acta. – 1971, 35. – P. 1023-1045.

152.Tarhule-Lips I., Ford D.S. Condensation corrosion in caves on Cayman Brac and Isla de Mona // J. of Cave and Karst Stadies. – 1998. August. – P. 80-95.

153. White W.B. Geomorphology and hydrology of karst terrains. – New York: Oxford Univ. Press, 1988. – 464 p.
154. White W.B. Karst hydrology: Recent developments and open questions // Hydrogeology and Engineering Geology of Sinkholes and Karst – 1999. A.A.Balkema; Rotterdam; Brookfield, 1999. – P. 3-21.
155. Wigley T.M.L. Chemical evolution of the system calcite–gypsum–water // Can. J. Earth Sci. – 1973. – V.10. – № 2. – P. 306-315.
156. Wigley T.M.L. Ion pairing and water quality measurements // Can. J. Earth Sci. – 1971. – V. 8(4). – P. 468-476.

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА 3

РОЗДІЛ 1. ОГЛЯД ІСТОРІЇ ПРОБЛЕМИ 5
1.1. Сульфатні породи в земній корі 5
1.2. Взаємодія сульфатних порід з природними водами 7
1.3. Вплив карсту на стік річок 20

РОЗДІЛ 2. МЕТОДИЧНІ ОСНОВИ ТА ФАКТИЧНИЙ МАТЕРІАЛ 23
2.1. Методи вивчення агресивних властивостей природних вод щодо сульфатних порід і активності карстового процесу 23
2.2. Польові та лабораторні дослідження 42
2.3. Комп'ютерна геоінформаційна система "Гіпсовий карст Західної України" 45

РОЗДІЛ 3. ПРИРОДНІ УМОВИ РАЙОНУ РОЗВИТКУ СУЛЬФАТНОГО КАРСТУ В ЗАХІДНОМУ РЕГІОНІ УКРАЇНИ 48
3.1. Фізико-географічні умови 48
3.2. Кліматичні умови 52
3.3. Геолого-тектонічні умови 55
3.4. Гідрогеологічні умови 59
3.5. Карстові явища 66
3.6. Гідрологічна характеристика 76

РОЗДІЛ 4. НАТУРНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ІНТЕНСИВНОСТІ РОЗЧИНЕННЯ СУЛЬФАТНИХ ПОРІД 87
4.1. Вплив атмосферних чинників на інтенсивність розчинення сульфатних порід 87
4.1.1. Умови прямого впливу атмосферних опадів 88
4.1.2. Умови впливу конденсаційної вологи 94

4.2. Метаморфізм хімічного складу природних вод у ненасиченій зоні 99
4.2.1. Умови зони аерації 110
4.2.2. Умови повного водонасичення 114
4.2.3. Умови зони розвантаження 122
4.3. Метаморфізм хімічного складу природних вод в умовах напірного водоносного горизонту 131
4.3.1. Природно-історичні умови 132
4.3.2. Техногенно порушені умови 140

РОЗДІЛ 5. ВПЛИВ КАРСТУ НА ВОДНИЙ ТА ІОННИЙ СТІК РІЧОК ВЕРХНЬОЇ ЧАСТИНИ БАСЕЙНУ ДНІСТРА 158
5.1. Вплив карсту на водний стік 159
5.2. Вплив карсту на стік хімічних речовин 174

ВИСНОВКИ 185

ЛІТЕРАТУРА 188

Для нотаток