

ШЕРСТЮК Н.П., ХІЛЬЧЕВСЬКИЙ В.К.

ОСОБЛИВОСТІ ГІДРОХІМІЧНИХ
ПРОЦЕСІВ У ТЕХНОГЕННИХ ТА
ПРИРОДНИХ ВОДНИХ ОБ'ЄКТАХ
КРИВБАСУ



Шерстюк Н.П., Хільчевський В.К.

**ОСОБЛИВОСТІ ГІДРОХІМІЧНИХ
ПРОЦЕСІВ У ТЕХНОГЕННИХ ТА
ПРИРОДНИХ ВОДНИХ ОБ'ЄКТАХ
КРИВБАСУ**

**Дніпропетровськ
ТОВ «Акцент ПП»**

2012

УДК 556.01
ББК 26.222 я9
Ш-50

Рецензенти:

В.І. Осадчий, доктор географічних наук, член-кореспондент НАН України (Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут МНС України та НАН України);

М.Д. Гродзинський, доктор географічних наук, професор, член-кореспондент НАН України (Київський національний університет імені Тараса Шевченка);

П.М. Линник, доктор хімічних наук, професор (Інститут гідробіології НАН України)

Рекомендовано до друку Вченими радами

геолого-географічного факультету Дніпропетровського національного університету імені Олеся Гончара (протокол №5 від 26.01.2012 р.);

географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка (протокол №3 від 13.02. 2012 р.)

Ш-50 ШЕРСТЮК Н.П., ХІЛЬЧЕВСЬКИЙ В.К. Особливості гідрохімічних процесів у техногенних та природних водних об'єктах Кривбасу: Монографія. – Дніпропетровськ: ТОВ «Акцент ПП», 2012. – 263 с.

Монографія присвячена питанням, пов'язаним з особливостями розвитку гідрохімічних процесів у водних об'єктах в умовах видобутку та збагачення залізної руди (на прикладі Кривбасу). Результати базуються на гідрохімічних спостереженнях у межах локального моніторингу, що проводився Криворізькою геолого-гідрогеологічною партією з 1978 р. та дослідженнях, що виконувалися в Науково-дослідному інституті геології Дніпропетровського національного університету імені Олеся Гончара з 1997 р. Охарактеризовано особливості хімічного складу води у водоймах хвостосховищ, ставку-накопичувачу шахтних вод, ставках Кривбасу та річках Саксагань та Інгулець. Показано особливості гідрохімічних процесів у техногенних та природних водних об'єктах. Складено ймовірнісний прогноз хімічного складу води у річках Саксагань та Інгулець в умовах стаціонарності гідрохімічних процесів. Запропоновано засади формування системи гідрохімічного моніторингу на базі постійнодіючої гідрохімічної моделі.

Sherstyuk N.P., Khilchevskiy V.K. Features of hydrochemical processes in man-made and natural water objects Krivbass – Dnipropetrovsk, 2012. - 263 p.

The peculiarities in man-made and natural water objects Krivbass of hydrochemical processes. In rivers Saksagan and Ingulets had done probabilistic prediction of water chemical composition under stationarity hydrochemical processes. A basis of hydrochemical formation monitoring at a constantly hydrochemical models in the industrial region of Ukraine.

ISBN 978-966-2607-29-1 © Н.П. Шерстюк, В.К. Хільчевський, 2012

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА.....	7
 РОЗДІЛ 1. ПРОБЛЕМИ ТА ШЛЯХИ ДОСЛІДЖЕННЯ ГІДРОХІМІЧНИХ ПРОЦЕСІВ В УМОВАХ РОЗРОБКИ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН.....	 9
1.1. Вода та основні геоекологічні закони.	9
1.2. Огляд вивченості гідрохімічних процесів в умовах розробки родовищ корисних копалин.....	13
1.3. Завдання та методика досліджень гідрохімічних процесів у водних об'єктах Кривбасу.....	22
 РОЗДІЛ 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИХ УМОВ ТА ОСНОВНОЇ АНТРОПОГЕННОЇ ДІЯЛЬНОСТІ НА ТЕРИТОРІЇ КРИВБАСУ.....	 27
2.1. Рельєф.....	27
2.2. Клімат.....	31
2.3. Геологічна будова.....	33
2.4. Гідрогеологічні умови.....	35
2.5. Гідрологічні умови.....	38
2.6. Характеристика техногенного перетворення ландшафтів Кривбасу.....	40
 РОЗДІЛ 3. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ГІДРОХІМІЧНОЇ ІНФОРМАЦІЇ ПО ВОДНИХ ОБ'ЄКТАХ, ПОВ'ЯЗАНИХ З ДІЯЛЬНІСТЮ ГІРНИЧО-ЗБАГАЧУВАЛЬНИХ КОМБІНАТІВ КРИВБАСУ.....	 55

3.1.	Відомості щодо структури гірничо-збагачувальних комбінатів Кривбасу.....	55
3.2.	Техногенні водні об'єкти гірничо-збагачувальних комбінатів.....	58
	3.2.1. Водойми хвостосховищ.....	58
	3.2.1. Ставок-накопичувач шахтних вод.....	65
3.3.	Інші штучні водойми на території Кривбасу (ставки).....	70
3.4.	Річки.....	82

РОЗДІЛ 4. ГІДРОХІМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДНИХ ОБ'ЄКТІВ КРИВБАСУ.....

		88
4.1.	Головні іони та мінералізація.....	89
	4.1.1. Техногенні водні об'єкти.....	91
	4.1.2. Ставки.....	96
	4.1.3. Річки.....	102
4.2.	Водневий показник.....	114
	4.2.1. Техногенні водні об'єкти.....	115
	4.2.2. Ставки.....	118
	4.2.3. Річки.....	120
4.3.	Органічна речовина.....	124
4.4.	Біогенні речовини.....	129
4.5.	Розчинені гази.....	131

РОЗДІЛ 5. ГІДРОХІМІЧНІ ПРОЦЕСИ У ВОДНИХ ОБ'ЄКТАХ.....

		141
5.1.	Змішування вод у хвостосховищах та річках.....	143
	5.1.1. Прогнозування мінералізації та вмісту головних іонів у воді водойми Північного ГЗК.....	144
	5.1.2. Вплив скидів високо-мінералізованих вод з хвостосховища	

<i>Північного ГЗК на хімічний склад води у р. Саксагань.....</i>	151
5.2. Випаровування та концентрування розчинених речовин у воді ставків.....	156
5.3. Конвекція і дифузія та їх вплив на хімічний склад води річок.....	163
5.4. Окиснення сульфідних мінералів у хвостосховищах.....	174
5.5. Гідроліз силікатів та алюмосилікатів..	180
5.5.1. Гідроліз у воді водойм хвостосховищ.....	184
5.5.2. Гідроліз у воді ставків.....	186
5.5.3. Гідроліз у воді річок.....	191
5.6. Осадження та розчинення у карбонатних системах водних об'єктів.....	197
5.6.1. Карбонатні системи у водоймах хвостосховищ.....	199
5.6.2. Карбонатні системи у воді ставків.....	200
5.6.3. Рівноваги у карбонатно-кальцієвій системі річкових вод.....	204
5.7. Роль «живої речовини» у формуванні хімічного складу водних об'єктів Кривбасу.....	207
5.7.1. Мінералізація органічної речовини у ставках.....	212
5.7.2. Мінералізація органічної речовини у річках.....	214

РОЗДІЛ 6. ОЦІНКА ГІДРОХІМІЧНИХ РІВНОВАГ.....	218
6.1. Оцінка гіdroхімічних рівноваг за допомогою гіdroхімічних діаграм.....	219
6.2. Індекс стабільності води, як показник нерівноважності у системі «мінерал – водний розчин».....	224

6.3. Закономірності встановлення динамічних гідрохімічних рівноваг.....	228
ВИСНОВКИ	242
ЛІТЕРАТУРА	247
ДОДАТКИ	259
Додаток А Геолого-гідрогеологічний розріз по території Північного ГЗК (р. Саксагань).....	259
Додаток Б Геолого-гідрогеологічний розріз по території Південного ГЗК (р. Інгулець).....	260
Додаток В Умовні позначення до розрізів.....	261

ПЕРЕДМОВА

Криворізький залізорудний басейн – це найбільший в Україні басейн з покладами залізних руд, головний гірничо-видобувний центр країни, розташований у Дніпропетровській області. Але Кривбас – це і регіон гострих екологічних проблем, зокрема гідроекологічних.

Смуга покладів залістистих порід, шириною 2 – 7 км, простягається з півдня на північ понад 100 км у басейні р. Інгулець від Жовтих Вод до широти Каховського водосховища, займаючи площу понад 300 км². На території Кривбасу виділяється чотири райони, в яких видобувають руду великі підприємства: ВАТ «Північний гірничо-збагачувальний комбінат» (ПівнГЗК), ВАТ «Центральний гірничо-збагачувальний комбінат» (ЦГЗК), ВАТ «Південний гірничо-збагачувальний комбінат» та ВАТ «Арселор-Міттал Кривий Ріг» (ПівдГЗК), ВАТ «Інгулецький гірничо-збагачувальний комбінат» (ІнГЗК). Шахти входять до складу виробничого об'єднання «Кривбасруда», рудників «Суша Балка» та імені Кірова. Багаті руди басейну розробляють шахтним способом, а бідні – кар'єрним. Глибина видобутку руди шахтним способом досягає 850–1200 м, кар'єрним – близько 300 м. В цілому, у Кривбасі діють 9 рудних шахт, 9 кар'єрів, 4 гірничо-збагачувальних комбінати.

Запаси залізної руди в Кривбасі у кілька разів перевищують обсяги видобутої до цього часу руди. Перспективи гірничо-збагачувальної промисловості регіону пов'язані з подальшим розширенням виробництва залізних руд за рахунок збагачених окисдованих залістистих кварцитів і значного збільшення видобутку магнетитових кварцитів підземним способом.

Сучасна технологія збагачення залізних руд передбачає складування відходів їхнього виробництва («хвостів») у спеціальних хвостосховищах, у які вони подаються у вигляді водяної пульпи. Сьогодні у хвостосховищах Дніпропетровської області закумульовано близько 2,7 – 3 млрд. м³ ві-

дходів збагачення руди, з яких понад 2 млрд. м³ – у Кривбасі. При цьому, створюються техногенні водні об'єкти – водойми хвостосховищ, ставки-накопичувачі шахтних вод, тощо.

У басейні р. Інгулець та його лівої притоки р. Саксагань у районах, в яких діють гірничо-збагачувальні комбінати, відбуваються корінні зміни усіх елементів ландшафту, що спричиняє розвиток специфічних геохімічних процесів, які впливають на хімічний склад води водних об'єктів техногенного і природного походження.

У монографії викладено результати досліджень, що виконувалися протягом 1997 – 2010 рр. у Науково-дослідному інституті геології Дніпропетровського національного університету імені Олеся Гончара із залученням власних гідрохімічних даних та матеріалів гідрохімічних спостережень за техногенними та природними водними об'єктами, отриманих Криворізькою геолого-гідрогеологічною партією у рамках локального моніторингу гірничо-збагачувальних комбінатів Кривбасу з 1978 р. (6 пунктів спостереження на хвостосховищах, 1 – на ставку-накопичувачу, 1 – на ставку оборотного водопостачання у балці Грушевата, 41 – на ставках, збудованих у балках і струмках, 23 – на річках).

Розділи 1, 2.1 - 2.4, 2.6, 3.1 - 3.3, 4.1 - 4.4, 5, 6 монографії написані кандидатом географічних наук, доцентом, завідувачем кафедри геології та гідрогеології Н.П. Шерстюк (Дніпропетровський національний університет імені Олеся Гончара); передмова та розділи 2.5, 3.4, 4.5 – доктором географічних наук, професором, заслуженим діячем науки і техніки України, завідувачем кафедри гідрології та гідроекології В.К. Хільчевським (Київський національний університет імені Тараса Шевченка).

РОЗДІЛ 1

ПРОБЛЕМИ ТА ШЛЯХИ ДОСЛІДЖЕННЯ ГІДРОХІМІЧНИХ ПРОЦЕСІВ В УМОВАХ РОЗРОБКИ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

1.1. Вода та основні геоекологічні закони

В монографії викладені сучасні уявлення про гідрохімічні процеси, що визначають склад природних вод, та особливості їх протікання в техногенних водних об'єктах в умовах видобутку й збагачення залізних руд на прикладі Криворізького залізорудного району. Під «техногенним водним об'єктом» мається на увазі об'єкт, створений людиною в процесі виробничо-господарської діяльності, який може бути потенційним джерелом техногенної катастрофи та заподіяти збитки соціальному, економічному, екологічному і природному середовищам.

У процесі видобутку та збагачення залізних руд, внаслідок значного техногенного навантаження змінюються (виникають, посилюються або послаблюються) гідрохімічні процеси. Процеси, які відбуваються у водних об'єктах, часто є індикатором загальних ландшафтно-геохімічних процесів на таких територіях [22, 23, 90].

Необхідно відзначити, що першим особливе положення води в історії Землі усвідомив й найбільше повно обґрунтував В. І. Вернадський. Його основна праця «Історія природних вод» [17] залишається найактуальнішою і в наші дні. Не можна не згадати в цьому зв'язку висновок В. І. Вернадського про те, що «вода стоить особняком в истории нашей планеты. Нет природного тела, которое могло бы сравниться с ней по влиянию на ход самых грандиозных геологических процессов». Ця думка великого вченого поглиблювалася ним стосовно до різних оболонок Землі:

- не тільки земна поверхня, але й глибокі частини планети зумовлюються в самих суттєвих проявах наявності й властивостями води;

- вода створює основні механізми земної кори, аж до магматичної оболонки;

- нею зумовлюється й частково створюється електричне поле планети і її атмосфери;

- властивості води створюють клімат і визначають термодинаміку атмосфери;

- вода визначає всю хімію земної кори й середовище життя;

- природна вода охоплює й створює все життя людини, тому що навряд чи є яке-небудь інше природне тіло, яке б настільки визначало його суспільний устрій, побут, існування;

- вода визначає й створює всю біосферу.

Цей постулат відзначає не тільки особливе положення води на нашій планеті, але й фундаментальність властивостей гідросфери в цілому. В. І. Вернадський особливо підкреслював «всюдність» води, геологічно вічну її рухливість, єдність природних вод, розмаїтість видів і форм прояву води, її багатофазність і здатність в умовах земної кори змінювати свій фазовий стан, дисиметрію в положенні гідросфери на землі, водні рівноваги земної кори та ін.

Його вчення про природну рівновагу й еволюцію системи «вода - порода - газ - жива речовина» є одним із найважливіших досягнень науки у двадцятому сторіччі. Досліджуючи цю систему, В. І. Вернадський особливо підкреслював роль газів і органічної речовини в її еволюції.

В останнє десятиріччя сформувалася особлива наука, що вивчає процеси самоорганізації в різних системах – синергетика. У природі самоорганізація найяскравіше виражена в живих організмах, у яких вона забезпечується на основі нервової, кровоносної й іншої систем. Привертає увагу також синергетика географічних і геологічних систем (А.Д. Арманд, Ф.А. Летніков та ін.) [6, 63]. У визначенні

географії як науки часто підкреслюється, що це наука про зв'язки між тілами і явищами на земній поверхні (або в земній корі в цілому).

В основу досліджень покладені основні геоекологічні закони [69]:

1) Закон внутрішньої динамічної рівноваги.

Речовина, енергія, інформація тісно пов'язані між собою. Зміна однієї ланки викликає зміну всіх, але при цьому зберігаються загальні якості системи: матеріально-енергетичні, інформаційні й динамічні.

Наслідки дієвості закону – після будь-яких змін обов'язково розвиваються ланцюгові реакції, які намагаються нейтралізувати ці зміни. Він показує, що працює властивість саморегулювання, властивість відновлюватися, але при "дотриманні" закону екологічного імперативу. Перевищення вимог екологічного імперативу спричиняє непередбачені зміни на локальному, регіональному й глобальному рівнях.

2) Закон максимізації енергії.

У конкуренції з іншими системами зберігається та з них, що найбільше сприяє надходженню енергії та інформації й використовує максимальну їхню кількість найефективніше.

3) Закон обмеженості природних ресурсів.

Всі ресурси є вичерпними. Планета є природно-обмеженим тілом і на ній не можуть існувати нескінченні складові частини.

4) Закон рівнозначності умов життя.

Всі природні умови середовища, необхідні для життя, відіграють рівнозначні ролі.

5) Закон розвитку навколишнього середовища.

Будь-яка природна система розвивається лише за рахунок використання матеріально-енергетичних й інформаційних можливостей навколишнього середовища.

б) Закон толерантності.

Фактором, що лімітує розвиток системи може бути як мінімум, так і максимум екологічного впливу, діапазон між якими визначає ступінь стійкості (толерантності) кожного елемента системи до даного фактора. За цим законом будь-яка надмірна кількість речовини або енергії в системі стає її ворогом, забруднювачем.

Закон внутрішньої термодинамічної рівноваги має низку наслідків або правил [83]:

1. Правило неминучості ланцюгових реакцій.
2. Правило нелінійності внутрішніх взаємодій.
3. Правило незворотності порушень.
4. Правило сталості еколого-економічного потенціалу.
5. Правило "м'якого" керування.

6. Правило 1% відсотка - зміна енергетики природних систем у межах 1% виводить природні системи з рівноважного (квазістаціонарного) стану.

Найважливіша термодинамічна характеристика природних систем - здатність створювати й підтримувати високий ступінь внутрішньої впорядкованості, тобто стан з низькою ентропією [33]. Низька ентропія досягається постійним і ефективним розсіюванням енергії, яка легко використовується, і перетворенням її в енергію, що використовується з роботою. Упорядкованість підтримується за рахунок руху води й речовини в гідрохімічних системах, що постійно відкачує із системи неупорядкованість. Тому гідрохімічні системи - термодинамічні системи, що постійно обмінюються з навколишнім середовищем енергією й речовиною, зменшуючи цим ентропію усередині себе, але збільшуючи ентропію поза собою. Вода формує сама свій хімічний склад залежно від зовнішніх умов, але при цьому й формує хімічний склад навколишнього середовища.

1.2. Огляд вивченості гідрохімічних процесів в умовах розробки родовищ корисних копалин

Розробка родовищ корисних копалин, проведення на них гірничо-технічних і технологічних робіт призводять до активізації фізико-хімічних процесів, у результаті яких утворюються різноманітні техногенні мінерали і мінеральні утворення [113].

Фізико-хімічні процеси, що відбуваються при значеннях температури та тиску, близьких до умов земної поверхні, називаються гіпергенними.

Основні положення теорії гіпергенезу полягають в уявленні, що гірські породи, які складають земну кору, піддаються денудації в результаті їх попереднього вивітрювання. Цей процес призводить до появи крихких (дисперсних) новоутворень зони гіпергенезу, істотно відмінних за своїми фізичними властивостями від вихідних корінних порід [48].

Вивітрювання - це руйнація порід на земній поверхні і їхнє перетворення в продукти, що є більш стійкими в нових фізико-хімічних умовах. Багато порід спочатку утворювалися при високих значеннях тиску та температури і за відсутності води й повітря. Продукти вивітрювання можуть сильно різнитися за складом, і навіть ті з них, що за одних умов є стійкими, при зміні умов можуть руйнуватися [72].

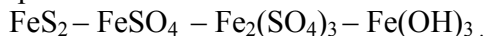
У єдиному й складному процесі вивітрювання умовно виділяються дві основні взаємозалежні форми: 1) фізичне вивітрювання; 2) хімічне вивітрювання.

Найважливіший фактор хімічного вивітрювання – вода, що у тій або іншій мірі диссоційована на позитивно заряджені водневі іони (H^+) і негативно заряджені гідроксильні іони (OH^-). Це зумовлює її можливість вступати в реакцію з кристалічною речовиною. Висока концентрація водневих іонів у розчинах сприяє прискоренню процесів вивітрювання.

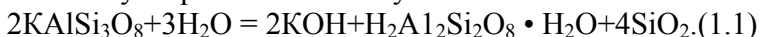
Хімічний вплив на гірські породи також здійснюють розчинені іони, що знаходяться у воді, такі, як HCO_3^- , SO_4^{2-} ,

Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ . Ці іони також можуть заміщати заряджені атоми в кристалах або взаємодіяти з ними, що може приводити до порушення первинної кристалічної структури мінералів. Процеси, що протікають при хімічному вивітрюванні, в основному складаються з основних хімічних реакцій: окиснення, гідролізу, гідратації, розчинення [103].

Окиснення — це процес передачі електронів атомами, що входять до складу мінералу, кисню. Реакція протікає переважно у водному середовищі, а елементи з мінливою валентністю переходять до її більш високого стану. Досить часто цей процес відбувається ступінчасто, з утворенням проміжних мінералів:



Гідроліз — один з найпоширеніших процесів змін мінералів у зоні гіпергенезу. Його можна розглядати як реакцію між іонами води (H^+ і OH^-) і іонами мінералів. У ході гідролізу первинна кристалічна структура мінералу порушується й перебудовується, може виявитися повністю зруйнованою й замінена новою, яка суттєво відмінна від первинної. У ряді випадків гіпергенне перетворення силікатів і алюмосилікатів під впливом води, вуглекислоти й органічних кислот протікає стадійно з утворенням різних глинистих мінералів. Прикладом може слугувати гідроліз польових шпатів з утворенням каолініту:



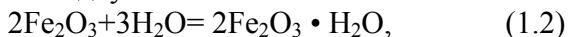
При утворенні з польових шпатів каолініту відбувається декілька перетворень і реакцій:

1. Всі катіони K^+ , Na^+ , Ca^{2+} при взаємодії з вуглекислотою утворюють розчини карбонатів (CaCO_3 , Na_2CO_3 , K_2CO_3) і бікарбонатів. В умовах вологого й теплого клімату карбонати виносяться за межі місця їхнього утворення. В умовах сухого клімату й нестачі вологи карбонати залишаються на місці та утворюють твердий прошарок, або випадають із розчину. Такий процес утворення карбонатів називається карбонатизацією.

2. Каркасна структура польових шпатів перетворюється в шарову, властиву каолініту й іншим глинистим мінералам.

3. Частина розчиненого кремнезему виноситься водою, що підтверджується наявністю у твердому стоці річкових вод у середньому близько 11% SiO_2 . Значна частина кремнезему, що виноситься, швидко переходить у колоїдний стан і випадає у вигляді аморфного гідратованого осаду $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, який при висиханні і частковій втраті води перетворюється в опал. Частина SiO_2 залишається міцно зв'язаною в каолініті.

Гідrataція — процес приєднання води до мінералів. У зоні гіпергенезу може відбуватися самостійно:



а може супроводжувати раніше розглянуті реакції. Досить часто гідrataції сприяють процеси життєдіяльності бактерій.

Карбонатизація — процес взаємодії іонів CO_3^{2-} і HCO_3^- з мінералами. Його кінцевим результатом є розчинення мінералів, що вступають у реакцію, з утворенням з їхніх складових мінералів карбонатів. Карбонатизацію найбільш важкорозчинних силікатів можна розглянути на прикладі анортиту, коли в результаті утворюється каолініт і кальцит:



Відновлення — процес відновлення в умовах зони гіпергенезу відносно рідко зустрічається, тому що йде за умови відсутності вільного кисню. Такі умови іноді виникають у донних відкладах озер, ставків, а іноді і річок (цьому може сприяти техногенна діяльність). Відновлення контролюється головним чином наявністю органічної речовини й бактеріальною діяльністю:



До процесів фізичного вивітрювання у зоні гіпергенезу відносяться переміщення речовини річковою ерозією,

роботою вітру (перенос повітрям піску і пилу), льодовиків, морських течій і т.і. Так, при поділі в річкових і морських водах суспензій, піщані частки збагачуються переважно Si, Zr, Ti; глинисті - Fe, Al, Mn, Mg, K, V, Cr, Ni, Co, Cu та ін. Процеси фізичного вивітрювання майже завжди супроводжуються фізико-хімічними, а часто і біогеохімічними процесами.

Б.Б. Полинов [76, 77] виділив чотири стадії вивітрювання, що характеризують єдиний безупинний процес гіпергенезу, який протікає в часі.

Перша стадія характеризується переважною роллю фізичних чинників вивітрювання з утворенням великих уламків і дрібнозернистих продуктів механічного розпаду масивних гірських порід. В умовах суворого клімату й активної денудації сучасне вивітрювання нерідко обмежується цією першою стадією.

Друга стадія характеризується лужною реакцією середовища за рахунок переходу в розчин основ при гідролізі мінералів. На цій стадії утворюються вторинні мінерали в результаті окиснення, гідратації, гідролізу і карбонатизації первинних мінералів. Серед вторинних алюмосилікатів на цій стадії переважають мінерали групи монтморилоніта і нонтроніта. При відносному надлишку в породах кальцію в продуктах вивітрювання відбувається накопичення карбонату кальцію, що нерідко утворює плівку на уламках масивних порід, Б. Б. Полинов називає цю стадію «вапняковистотою» або насиченою сіалітною корою вивітрювання; найбільше поширення вона має в умовах помірного клімату при вивітрюванні вивержених і метаморфічних порід. У гірських районах сучасні пухкі утворення на схилах часто відносяться саме до цього типу.

Третя стадія – залишкові ненасичені сіалітні кори вивітрювання – характеризується подальшим виносом із продуктів вивітрювання лужних і лужноземельних елементів, унаслідок чого реакція середовища стає кислою. У цих умовах серед вторинних алюмосилікатів переважають галуазит

і каолінит. Розвиток цієї стадії вивітрювання має місце в умовах уповільненої денудації і значного зволоження.

На четвертій стадії утворюється залишкова алітна кора вивітрювання, що характеризується накопиченням окислів кремнію, заліза й алюмінію. Розвиток її визначається поєднанням активного хімічного вивітрювання з уповільненою денудацією в умовах жаркого і вологого клімату.

Вже в самих ранніх генетичних концепціях, що стосуються гіпергенних систем земної кори, зокрема зон окиснення рудних родовищ, першочергове значення надавали одній з найголовніших взаємодій на поверхні поділу рідкої і твердої фази - взаємодії мінералу, що окиснюється, із природним розчином. Так, у відомих роботах І. Фінча, А. Локка, В. Еммонса [36], що спираються на значний фактичний матеріал, формування зони гіпергенезу сульфідних родовищ безпосередньо ув'язувалося з процесами вилугування первинних мінералів водами, що насичені киснем. «Гідрохімічна» модель формування зони гіпергенезу, що стала в історії науки класичною, сприяла цілеспрямованому накопиченню даних по валовому хімічному складу природних вод і експериментальних результатів по вилугуванню рудних мінералів водяними розчинами, у яких варіювалася кислотність та лужність, вміст агентів, що окиснюють (наприклад, сульфату окисного заліза) і різноманітних аніонів. Вона також сприяла одержанню перших оцінок стрибків електрохімічного потенціалу в подвійному електричному прошарку на контакті напівпровідникових мінералів (переважно сульфідів) із водяними розчинами (так звані «ряди напруги сульфідів»), установлені роботами Готтшалка і Бючлера, Уеллса, Нішихари та ін. [113]. Надалі інтенсивні дослідження в області фізичної хімії, електрохімії і гідрохімії природних вод дозволили одержати дані реального стану різноманітних хімічних елементів у водних розчинах (ступінь окиснювання, характер комплексоутворення, термодинаміка взаємодій) [73]. Це поглибило уявлення про процеси на контакті мінерал – природний розчин. Особливе значен-

ня мали досягнення теоретичної електрохімії, що створили наукову основу для розвитку корозійних (анодно-катодних) уявлень, що моделюють взаємодію основних мінералів із природним розчином, який практично завжди є іонним провідником-електролітом.

На сьогодні зріс обсяг геологічної та гідрохімічної інформації, яка підтвердила уявлення В. І. Вернадського [16] про протікання цілком зосереджених у біосфері гіпергенних процесів за участю "живої речовини" і про контроль цих процесів з боку її життєдіяльності.

На сучасному етапі розвитку концепції гіпергенезу широко використовуються розробки Д. С. Коржинського [55] про роль окисно-відновних потенціалів у геохімічних процесах, які, відповідно, спираються на принцип окисно-відновних критеріїв мінералогенезу. Наприклад, при окиснюванні сульфідів типу піриту і піротину перехідні в розчин залізо і сірка «підзаряджаються»: $\text{Fe}^{+0,91}\text{S}^{-0,91}$ [$\text{Fe}^{+1,78}(\text{S}^{+3,16}\text{O}_4^{-1,24})$], утворюючи піротин-сульфатний комплекс.

Значення проблеми, що стосується усталеності мінералів у гіпергенних процесах, важко переоцінити. Ця проблема безпосередньо пов'язана з науковими і практичними питаннями аналізу мінерального парагенезису, освоєння родовищ із несприятливими технологічними властивостями руд, оцінкою екологічних ситуацій у районах проведення гірничо-видобувних робіт.

Проте, вирішення питань, пов'язаних із поняттям усталеності мінералів, у науково-методичному плані помітно ускладнюється і затримується через практичну відсутність фундаментальної розробки теорії усталеності в природних умовах і в першу чергу через відсутність самого поняття «усталеність» мінералу, тобто насамперед через методологічний характер. Частково заповнюють зазначену прогалину в мінералогії роботи А. П. Грудєва [28] і низка інших публікацій [114].

Вивчення агресивності природних вод стосовно породоутворюючих мінералів, а також аналіз діаграм усталеності дозволяють встановити основні теоретичні закономірності впливу компонентів, що утримуються в природних водах, на усталеність мінералів.

На даний час набули розвитку діаграми станів (усталеності) гіпергенного середовища, що описуються в координатах Eh - pH. На діаграмі Eh - pH спільнота гіпергенних мінералів приурочена до великого поля усталеності води, межа якого пов'язана з умовами рівноваги між водою і киснем (верхня межа поля), а також водою і воднем (нижня межа) при парціальному тиску газів у 1 атм.

За відомою методикою Р. Гаррелса [19] з використанням табличних даних по стандартній вільній енергії утворення тих або інших продуктів реакцій, що описують рівноважні процеси, можна в координатах Eh - pH виділити поля псевдостабільності гіпергенних мінералів, межа яких може зміщуватися при зміні деяких умов рівноваги (зміна парціального тиску газів, активностей іонів та ін.).

Для низки гіпергенних мінералів такі діаграми побудовані [20]. Зокрема вони є для оксидів і карбонатів Mn, Fe, V, U, для деяких сульфідів (Cu, Pb, Zn і ін.) і продуктів їхнього окиснювання, для хімічних осадових утворень.

Головною перешкодою при побудові діаграм Eh - pH є відсутність для багатьох фаз стандартних термохімічних даних, необхідних для розрахунків. Використання на практиці діаграм стану або рядів усталеності мінералів, розроблених на основі фундаментальних характеристик, пов'язано з необхідністю вводити поправки на реальне середовище – активності (концентрації) речовин, парціальний тиск газів, величину pH та ін., тому що стабільність не є специфічною константою мінералу – її сутність завжди пов'язана із середовищем, що забезпечує його цілісність.

В останні роки з'явилися перші роботи, у яких актуальні питання техногенезу розглядаються в межах геологічних регіонів або рудних полів [2, 70, 96]. У результаті проведеної оцінки встановлена залежність окиснюваності і самозаймистості різноманітних типів мідно-нікелевих руд Талнахського родовища від температури і вологості середовища, що важливо враховувати при транспортуванні і тривалому зберіганні руди, а також при її технологічній переробці [53]. Встановлено масштаб техногенного перетворення мідно-колчеданних руд Уралу на прикладі Червоногвардійського родовища [1], виявлено особливості техногенних мінералів, вивчених на сульфідно-каситеритових родовищах Комсомольського і Кавалерівського рудних вузлів [78, 46, 47].

Розробка рудних родовищ у Кривбасі ведеться кар'єрами й шахтами, які не тільки залишають величезні порожнечі (кар'єри), насипи – відвали (біля шахт), але й зумовлюють появу складованих руд – величезних хвостосховищ. У хвостосховищах складуються руди, в яких відсотковий вміст елементів, що добуваються, нижче промислового, необхідного за технологією, або складуються відпрацьовані руди (хвости), після вилучення корисних компонентів. У хвостосховищах накопичуються іноді величезні кількості (до сотень і десятків тисяч тонн) такої руди і вони займають площі до десятків, сотень квадратних кілометрів. Всі ті процеси, які відбуваються з рудами в зоні гіпергенезу, не припиняються, а підсилюються у хвостосховищах і відвалах шахт завдяки зростаючому механічному впливу й доступу кисню й води. Відбувається специфічне мінералоутворення, пов'язане з технологічними розчинами. Там, де технологічні розчини не піддаються промисловій переробці, вони активно виносяться в поверхневі води [50].

Вивченню мінералогічного складу хвостів у хвостосховищах Кривбасу присвячені роботи [39, 94, 99], але у цих публікаціях розглянуті лише питання вторинного рудозбагачення хвостів.

Особливості аутигенного мінералоутворення у сучасних донних відкладах Південного Бугу, Інгула та Інгульця висвітлені у роботах [65, 66]. У донних відкладах виявлені природні, природно-техногенні та техногенні мінерали, але, знову таки, увага приділена гематитовим та пірит-марказитовим стяжінням.

У підсумку необхідно зазначити, що у районах видобутку та збагачення корисних копалин посилюються процеси гіпергенезу. Взаємодія двох фаз (води й первинної породи) приводить до появи нового (вторинного) утворення, що може формуватися або на місці мінералу, що руйнується водою, повторюючи його структуру, або на значній відстані від нього. У кожному разі замість двох компонентів системи (вода й порода) виникає три, що є ознакою ускладнення й розвитку системи. Висловлювана іноді в цьому зв'язку думка, що гіпергенні процеси призводять до руйнування структури й дезінтеграції системи невірна у своїй основі, тому що вторинна мінеральна фаза, формуючи нові структурні елементи, надає системі, що розвивається, нові властивості, які для неї раніше не були характерні. Одночасно змінюється й склад водного розчину, який через отримані з породи й самої води хімічні компоненти формує нове геохімічне середовище, що впливає на характер вторинної мінеральної фази, склад якої в остаточному підсумку також міняється. Замість альбіту при вивітрюванні формується, наприклад, монтморилоніт. Це ще більше ускладнює систему, оскільки з'являється додатковий структурний елемент, краще пристосований до конкретних умов середовища та відображає стан системи. Вторинні мінеральні фази, що формуються, є продуктом середовища. При цьому саме середовище виступає не просто зовнішнім чинником щодо досліджуваної системи, а продуктом її еволюції, що, однак, впливає на спрямованість розвитку самої системи. У цьому полягає одне з найважливіших протиріч розглянутої системи, що і визначає здатність її до безперервного еволюційного розвитку, який є властивим системам, що самоорганізуються [5]. Се-

редовище, таким чином, виступає як нерозривна частина еволюції самої системи, як продукт цієї системи, що еволюціонує разом з нею. При цьому становлення системи й середовища виступає як єдине ціле.

За І. Пригожиним [79], будь-який об'єкт, що перебуває в сильно нерівноважному термодинамічному стані, має певний набір властивостей нелінійної системи. Синергетика розвиває уявлення про принципову нелінійність процесів у системах, які самоорганізуються, що виступає однією із провідних їх ознак [108, 111].

Формування вторинної мінеральної фази та зміни у хімічному складі води являють собою, по суті, зародження якісно нової системи, що складається з нових (додаткових) структурних елементів, які більше впорядковані, пристосовані до умов середовища й тому з локальної області (точки зародження) поступово розширюються, захоплюють або відвойовують новий і новий природний простір [121].

Зі сказаного є очевидним – все, що пов'язано з розробкою родовищ корисних копалин, гіпергенними процесами, техногенезом не проходить без змін у навколишньому природному середовищі. Накопичені в техногенних водах елементи виносяться за межі районів видобутку та збагачення корисних копалин і розсіюються в поверхневих та підземних водах [51, 54]. Ці процеси неминуче порушують усі геохімічні рівноваги в районі видобутку корисних копалин та активізують геохімічні процеси в усіх елементах ландшафту.

1.3. Завдання та методика досліджень гідрохімічних процесів у водних об'єктах Кривбасу

З аналізу виняткової ролі води у формуванні зони гіпергенезу та проведених досліджень у районах видобутку корисних копалин взагалі, і у Кривбасі, зокрема, нами сформувані мета досліджень, завдання, що виконувалися для

досягнення поставленої мети та обґрунтовані методики досліджень.

Мета – виявлення, аналіз та оцінка стаціонарності гідрохімічних процесів у водних об'єктах Кривбасу.

Завдання, що виконувалися:

1. Аналіз наявної гідрохімічної інформації з виявленням головних тенденцій зміни хімічного складу води у водних об'єктах.
2. Класифікація водних об'єктів за призначенням та особливостями хімічного складу води.
3. Виявлення гідрохімічних процесів у воді техногенних та природних водних об'єктів.
4. Розрахунки процесів змішування вод, випаровування та концентрування, масопереносу у ґрунтових водах, гідролізу силікатів та алюмосилікатів, осадження та розчинення карбонатних мінералів.
5. Аналіз розвитку процесів окиснення сульфідних мінералів та мінералізації органічної речовини.
6. Складання ймовірного прогнозу хімічного складу води у річках Саксагань та Інгулець в умовах стаціонарності гідрохімічних процесів.

Для виконання поставлених завдань застосована схема дослідження, яка наведена на рис. 1.1.

Інформаційною основою досліджень є власні гідрохімічні спостереження, що проводилися протягом 1997 – 2010 р.р. у Науково-дослідному інституті геології Дніпропетровського національного університету імені Олеся Гончара згідно бюджетної та господарсько-договірної тематики та на гідрохімічних спостереженнях, що проводилися Криворізькою геолого-гідрогеологічною партією у рамках локального гідрогеологічного моніторингу гірничозбагачувальних комбінатів Кривбасу з 1978 р.

Дослідження за бюджетною тематикою:

- 1997 – 1999 р.р. «Розробка теоретичних засад та ре-

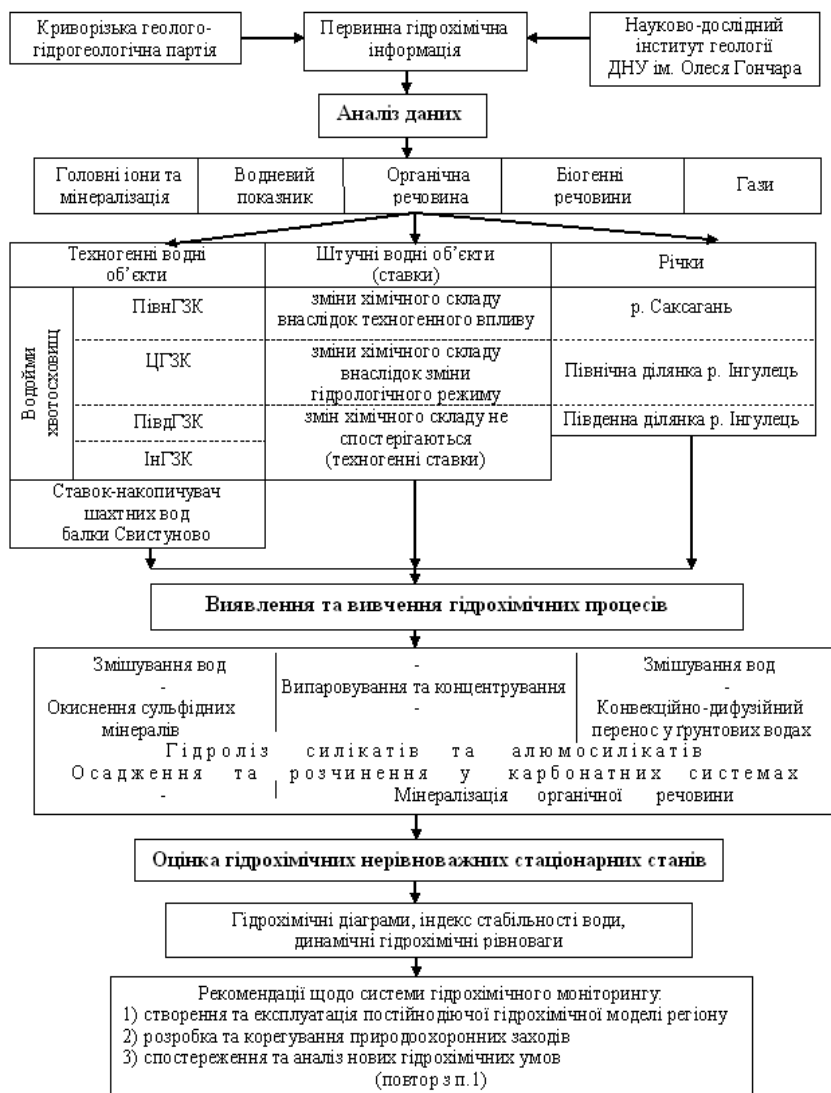


Рис. 1.1. Схема дослідження гідрохімічних процесів у техногенних та природних водних об'єктах Кривбасу

алізація методів вирішення складних геоекологічних задач в умовах техногенного впливу в зоні дії гірничорудного підприємства», № держреєстрації 0200U003386;

- 2000 – 2002 р.р. «Виявлення закономірностей формування гідрохімічного режиму природних вод в зоні впливу гірничопромислових підприємств Придніпров'я з метою управління водоохоронними заходами», № держреєстрації 0100U005373;

- 2003 – 2005 р.р. «Дослідження процесів іонного обміну та розчинення-осадження в багатокомпонентних водно-солевих системах в умовах техногенезу», № держреєстрації 0103U000558;

- 2006 – 2008 р.р. «Вплив техногенно сформованих водоносних горизонтів на мінеральний склад водовмісних порід в умовах розробки залізрудних родовищ», № держреєстрації 0106 U000797;

- 2008 – 2010 р.р. «Розробка концепції гідрогеологічного моніторингу локального рівня гірничо-видобувних регіонів України (на прикладі Криворізького залізрудного басейну)», № держреєстрації 0109U000153.

Госпдоговірна тематика:

– 2010р. «Виконання хімічних аналізів шахтних вод шахти ім. Артема ОАО "АрселорМіттал Кривий Ріг"», договір № 1/6/194 (суб) від 01.04.2010 р. з Українським державним науково-дослідним і проектно-вишукувальним інститутом «УкрНДІводоканалпроект».

Обробка гідрохімічної інформації проводилася з використанням методів математичної статистики [7, 21, 24, 80, 82, 85], термодинамічних розрахунків [19, 20, 35, 45, 97, 103] та теорії випадкових процесів [31, 42, 79].

Наукова новизна результатів досліджень, що викладені у монографії, полягає у визначенні особливостей гідрохімічних процесів у водних об'єктах на території Кривбасу в умовах розробки родовищ залізних руд, що доведено відповідними термодинамічними розрахунками, ймовірнісним прогнозуванням хімічного складу води у річках Саксагань

та Інгулець, й рекомендаціями щодо системи гідрохімічного моніторингу на цій території.

Висновки:

1. В умовах розробки родовищ корисних копалин посилюються гіпергенні процеси, що пов'язано з вилученням з глибин первинних мінералів та гірських порід.
2. Вода є найважливішим фактором хімічного вивітрювання.
3. Основними процесами, що протікають у зоні гіпергенезу, є окиснювання, гідроліз, гідратація, розчинення (кристалізація). На різних стадіях вивітрювання вони мають різне значення та переваги.
4. У гіпергенних процесах бере активну участь «жива речовина».
5. Оцінка агресивності природних вод до породоутворюючих мінералів може здійснюватися з використанням діаграм усталеності гіпергенного середовища.
6. Вторинні мінеральні утворення виявлено у районах видобутку корисних копалин на Уралі, Норильську (Росія), Кривбасі (Україна).
7. Доведено, що в умовах розробки корисних копалин водні об'єкти, які є самоорганізованими системами, змінюють первинні мінеральні утворення та хімічний склад води.
8. Аналіз літературних джерел засвідчує, що дослідження гідрохімічних процесів, які виникають, посилюються або послаблюються у природних і техногенних водних об'єктах районів розробки родовищ корисних копалин, раніше не проводилися.

РОЗДІЛ 2

ХАРАКТЕРИСТИКА ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИХ УМОВ ТА ОСНОВНОЇ АНТРОПОГЕННОЇ ДІЯЛЬНОСТІ НА ТЕРИТОРІЇ КРИВБАСУ

Родовища Криворізького залізорудного басейну утворені смугою залізістих порід шириною до 7 км, витягнутою у субмеридіональному напрямку на довжину близько 100 км від ст. Ніколо-Козельськ на півдні до села Жовтнєве на півночі. Площа Криворізького басейну – близько 300 км² [15] (рис. 2.1).

2.1. Рельєф

Ландшафтоутворююча роль рельєфу проявляється у тому, що через його структурні елементи відбувається кореляція (як на локальному, так і на регіональному рівні) властивостей інших компонентів природного середовища. Тим самим обумовлюється формування просторової морфологічної структури ландшафтів.

Північна частина Криворіжжя належить до Придніпровської височини - антеклізи і її південних відрогів, південна – до слабко похилого Причорноморського схилу, що відповідає ділянці занурення південних схилів Українського кристалічного щита.

Відповідно з півночі на південь зменшуються абсолютні висоти (від 195 – 170 м до 85 – 90 м) і розчленованість (від 2,3 – 3,5 до 0,3 – 0,5 км/км²). У цьому ж напрямку збільшується потужність осадових відкладів. Середня горизонтальна розчленованість рельєфу регіону достатньо висока і складає 0,8 – 1,6 км/км² [106].

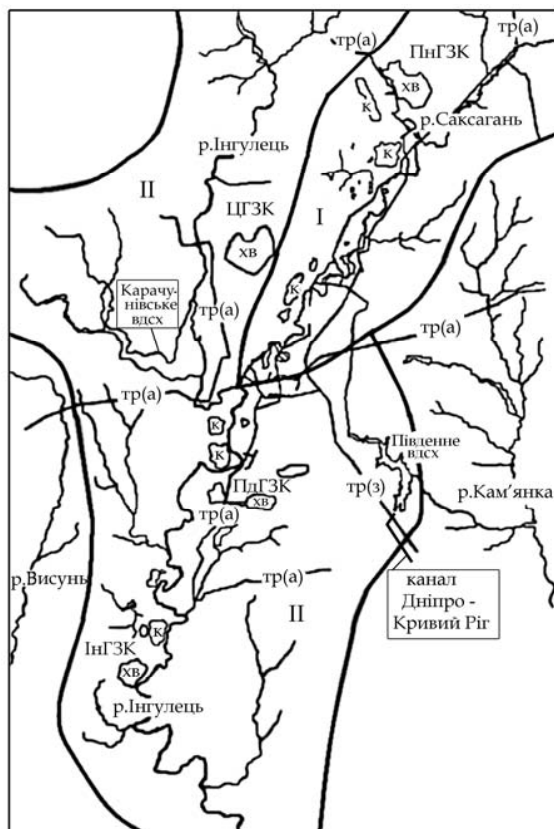


Рис. 2.1. Картосхема території Кіровоградського гірничо-промислового регіону

Умовні позначення:



- межі водозбірних басейнів (область досліджень); **I** – водозбірний басейн р. Саксагань; **II** – водозбірний басейн р. Інгулець; **хв** – хвотосхосховище; **к** – кар'єр; **тр(а)** – транспортна магістраль, автомобільна; **тр(з)** – транспортна магістраль, залізнична; **ПнГЗК** – Північний гірничо-збагачувальний комбінат; **ЦГЗК** – Центральний гірничо-збагачувальний комбінат; **ПдГЗК** – Південний гірничо-збагачувальний комбінат; **ІнГЗК** – Інгулецький гірничо-збагачувальний комбінат.

Головними фізико-географічними процесами, що обумовлюють рельєфоутворення у регіоні, є площинний змив, у меншій мірі – яружна ерозія і струменево-борозневий розмив. Їх інтенсивність значною мірою залежить від інтенсивності сучасних рухів плікативних та диз'юктивних тектонічних структур.

Вододіли часто приурочені до гранітоїдних куполів та антиклінальних валів складчастої основи (морфоструктурам третього порядку). До злиття Інгульця та Саксагані вододіли вузькі, добре дреновані.

Інгулецько-Саксаганський вододіл вузький, відносно слабо дренований. Похил вододілів до долин 0,008. Балки центральної частини району плоскі, днища іноді заболочені з перевагою процесів акумуляції, та трапецієподібний – слабо випуклі, мають задерновані схили крутизною 6 – 12⁰ С. У їх нижній частині є вкладені тераси. Вершини балок конусоподібні. У середній частині балок виклинюються невеликі водотоки.

Довжина найбільш крупних балок складає 10 – 15 км. На території Кривого Рогу 33 балки та їх крупні розгалуження – у басейні Саксагані та 36 – у басейні Інгульця. Глибина їх урізу – 20 – 30 м.

При переході до Причорноморської низовини у рельєфі виражена Широкинська депресія (котловиноподібне розширення долини Інгульця). Депресія обумовлена широтними розломами, що відповідають ділянці занурення фундаменту Українського кристалічного щита. Південніше цієї котловини потужну товщу неогенових вапняків та глин на берегах Інгульця прорізає густа мережа коротких ярів.

На плоских слабо дренованих та недренованих поверхнях вододілів південної частини регіону (яка відповідає території поширення пластових вапнякових відкладів) ще у плейстоцені сформувалися поди, а пізніше – степові блюдця.

У районі поширення метаморфічних порід рельєф неоднорідний, оскільки наявні літологічні різності мають відмінні фізичні властивості. Зі збільшенням потужності осадо-

вих порід на південь вплив тектонічних факторів у розчленованості території зменшується.

Долини Інгульця та Саксагані асиметричні, терасовані, у межах Кривого Рогу характеризуються поєднанням скельних каньйоноподібних ділянок з котловинно-подібним розширенням. Середня ширина долини Інгульця у Кривому Розі становить 1,0 – 1,5 км.

Виділяють п'ять терас (у т.ч. чотири надзаплавні). Майже повсюдно вздовж обох берегів розвинута найбільш древня, головним чином ерозійна надзаплавна тераса. Вона виражена у вигляді ерозійних уступів. Абсолютна висота тераси ~ 60 м (на півдні Криворіжжя).

Третя надзаплавна тераса широко розвинута на обох берегах Інгульця. Вона перекрита горизонтом лесоподібних суглинків (1,5 – 2,5 м), а також древніми річними пісками та глинами.

Друга надзаплавна тераса має явно виражений похил до гирла ріки. Перекрита малопотужним шаром лесоподібних суглинків, що підстеляються різнозернистими пісками з включенням гальки. Висота її 8 м. Ширина тераси різна, але у середньому 150 – 200 м.

Перша надзаплавна тераса не утворює суцільної смуги і розвинута у вигляді окремих ділянок. Південніше тераса перекрита перевіяними пісками і дерново-степовими ґрунтами.

Висока заплава (заплавна тераса) перекрита пилюватомулистими пісками, супісками або суглинками потужністю 1 – 2 м, які підстеляються дрібнозернистими пісками (2 – 5 м), а також великим гирловим алювієм (0,5 – 2 м).

Низька заплава Інгульця вузька, перекрита піщано-глинистими відкладами з уламками щільних гірських порід.

Інші генетичні типи морфоструктур на території Криворіжжя поширені значно менше.

Сучасне карстоутворення протікає там, де розмиті червоно-бурі глини. Лійки на поверхні не спостерігаються. Включенням є карстова лійка у ложі ставка-накопичувача шахтних вод у балці Свистунова, що утворилася у результаті

прориву через вапнякові кавернозні пласти агресивних вод. Закарстовані (кавернозні) вапняки понтійського віку зустрічаються у південній частині Криворіжжя в долині Інгульця.

Для Кривого Рогу характерно таке явище, як псевдокарст (провали покрівлі над гірськими виробками).

Еоловий рельєф представлено розвіяними пісками першої надзаплавної тераси Інгульця південніше Кривого Рогу.

Антропогенне втручання обумовлює формування локальних різновидів ландшафтів, контрастність у інтенсивності протікання сучасних фізико-географічних процесів.

2.2. Клімат

Особливості клімату території Криворіжжя обумовлюють протікання групи процесів, що визначають існування, розвиток і динаміку ландшафтних комплексів: органо-мінеральний, тепло- і вологообмін. Протікання цих процесів визначається положенням регіону в географічних умовах, зонально-провінційним розподілом сонячної енергії і вологи [8]. Як відомо, основними факторами, які утворюють клімат, є: радіаційний режим, циркуляція атмосфери (тепловологообмін), характер поверхні.

Район досліджень належить до атлантико-континентальної, європейської, недостатньо зволоженої, теплої області помірного поясу. Середньорічна температура повітря, за даними Криворізької метеостанції, складає (+ 8,5⁰С).

Самим холодним місяцем є січень, середня температура якого дорівнює (– 4,3⁰С); найбільш теплим – червень з температурою в середньому – +21,9⁰С. Абсолютний максимум спостерігався в червні 1890 р. (+40,0⁰С), абсолютний мінімум (– 35,0⁰С) у лютому 1935 р.

Річна амплітуда температури повітря, за даними багаторічних спостережень, досягає 67,7⁰С.

Весна в районі починається рано, у березні або в кінці лютого. Літо продовжується від середини травня до жовтня.

Зима настає з другої половини листопаду і характеризується частими відлигами.

Глибина промерзання ґрунту в середньому складає 0,8 – 1,0 м, мінімальна 0,53 – 0,64 м. Середньорічна температура ґрунту дорівнює 8,0⁰С.

У південній частині Криворіжжя випадає в середньому 400 – 430 мм, у північній - до 460 мм опадів. Максимальна кількість атмосферних опадів припадає на червень, мінімум – на березень. Найбільш сухі місяці – вересень і період з січня по березень. У літні місяці випадає на 2/3 опадів більше, ніж у зимові місяці. Число днів у році з опадами складає від 80 до 125.

Вологі роки чергуються із сухими (коли переважає антициклонний тип погоди, а атмосферні фронти проходять значно північніше степової зони). Спостерігається періодичне коливання річної кількості опадів.

Дошові опади в теплий період року випадають переважно у вигляді злив. Цей фактор, а також перевага легкорозмивних лесовидних суглинків у покриві території обумовлює інтенсивні ерозійні процеси (площину та струменевоборозневу, рідше – яружну ерозію). Особливо це характерно для північної частини Криворіжжя.

Максимальна висота снігового покриву досягає 25,0 см. Сніговий покрив лежить близько 40 – 50 днів у році.

Річна абсолютна вологість повітря в середньому дорівнює 8,7 мм, мінімум її спостерігається в січні – лютому (4,4 мм), максимум – у липні (14,9 мм). Середньорічна відносна вологість повітря дорівнює 68% з мінімумом у липні – серпні (50%) і максимумом у грудні – січні (87%).

Річне випаровування у середньому складає 352,0 мм. За відношенням кількості опадів до випаровування, район характеризується недостатнім зволоженням.

Широтою місцевості (приблизно 48° півн. ш.) обумовлена: висота сонця над обрієм – від 18,66° 22 грудня до 65,4° 22 липня; тривалість світлового дня (відповідно, від 8 годин

07 хв. до 15 годин 53 хв.); тривалість сонячного саява, що для міста Кривий Ріг становить 2102 год/рік [15].

Середньорічний показник атмосферного тиску по Кривому Розі –753,7 мм рт. ст., узимку – 788,1 мм рт. ст.

Оскільки територія Криворіжжя розташована в глибині рівнинного простору Євразії, то повітряні маси досягають цієї території значною мірою трансформованими (з Атлантичного океану – з втратою значної частини вологи, з Північного Льодовитого – прогрітими і сухими).

Вітри в даному районі переважно північно-східні і північні. Середньорічна швидкість вітру – 5,0 м/с.

В прямій залежності від особливостей атмосферної циркуляції перебуває розподіл вітрів, їх напрямок і швидкість за сезонами року. У зв'язку з розташуванням регіону південніше вісі Воейкова (головного вітророзділу Євразії), переважають вітри північних румбів (49% повторюваності), а також східні вітри. Рідше інших спостерігається південний вітер. Цей фактор є несприятливим для умов життя населення в південній частині Кривого Рогу, бо обумовлює перенесення сюди промислових забруднюючих речовин, які надходять в атмосферу. Улітку найбільш часто повторюються північні і північно-західні вітри; в інші сезони – північно-східні, північні та східні вітри. Штилі найчастіше спостерігаються на початку осені і влітку (приблизно три дні на місяць), коли роль циркуляційного фактора ослаблена.

Субмеридіональні долини річок Інгулець і Саксагань підсилюють пануючі (північні, північно-східні) вітри. У долинах рік і зниженнях зима трохи холодніша.

2.3. Геологічна будова

За структурно-геологічними ознаками Криворізький залізорудний басейн поділяється на три частини у складі шести районів [15]: Жовторіченський, Анівський та Першотравенський – Північне Криворіжжя, Саксаганський — Центральна частина, Південний та Інгулецький — Південна частина ба-

сейну. Райони відрізняються структурно-тектонічними особливостями та складом порід. Найбільш повний розріз синклінорію представлений в центральній та південній частинах басейну, де розташована основна, або Криворізька, синкліналь зі складками другого порядку, які утворюють її крила: західне (Тарапако-Лихманівська структура) та східне (Саксаганська структура).

У стратиграфічному відношенні породи басейну представлено трьома комплексами: архейським, протерозойським та кайнозойським. Архейські та протерозойські утворення представлені метаморфічними, вулканогенними й вулканогенно-осадовими відкладами, що входять до складу двох структурних поверхів. Нижній структурний поверх — найдавніші утворення пізнього архею – представлений мігматитами, гнейсами, амфіболітами розкритою потужністю 120–150 м. Складчастий комплекс ранньопротерозойського віку (PR) представлений метаморфічними породами, що отримали назву криворізької серії. У останній виділяються (знизу – вгору) новокриворізька, скелеватська, саксаганська, гданцевська та глєсватська світи.

Новокриворізька світа (PR_{1,nk}), складена сланцево-амфіболітовими породами потужністю від 80 до 200 м, з розмивом залягає на пізньоархейських утвореннях у вигляді вузької смуги вздовж східного борту Криворізької структури.

Скелеватська світа (PR_{1,sk}) незгідно залягає на новокриворізькій. Представлена метапісковиками, метаконгломератами та філітовими сланцями, потужність 250–300 м.

Саксаганська світа (PR_{1,sx}) – залізорудна, об'єднує залізисті й сланцеві породи, що утворюють два типи парагенерацій, які закономірно чергуються у розрізі. Перший тип складений асоціацією сланців та безрудних кварцитів, другий представляє парагенезис магнетит-мартитових, гематит-мартитових кварцитів, багатих залізних руд та сланців різного складу. Загальна потужність світи – 800–1400 м.

Гданцевська світа (PR_{1gd}) складена кварцитами, мармурами, графітовими та слюдистими сланцями загальною потужністю 700 – 850 м.

Глеєватська світа (PR_{1gl}) представлена ритмічно шаруватою товщею метапісковиків, метаконгломератів та сланців, потужність 500 – 600 м.

Породи криворізької серії майже повсюдно перекриті чохлом пухких кайнозойських відкладів. Останні належать до палеогенової, неогенової та четвертинної систем. У розрізі палеогенової системи виділяють відклади бучацької серії та київського ярусу. Бучацька серія представлена вуглистими пісками, глинами, бурим вугіллям та бокситоподібними породами потужністю до 31 м. Київський ярус складений глинами, пісками та пісковиками потужністю 35 – 40 м. Неогенові відклади включають породи сарматського і понтичного ярусів та пліоцену. Сарматські відклади – глини, глинисті піски й вапняки потужністю до 20 м, понтичні – черепашкові вапняки потужністю до 10 м і пліоценові – червоно-бурі глини потужністю до 30 м. Серед четвертинних відкладів за генетичними типами розрізняють еолові, делювіальні, алювіальні, представлені суглинками, лесами, глинами, пісками та викопними ґрунтами. Потужність відкладів досягає 30 м.

2.4. Гідрогеологічні умови

У межах району досліджень поширені два водоносних комплекси [8]:

- неоген-палеогенових і четвертинних відкладів;
- тріщинуватої зони кристалічних порід архею й метаморфізованих відкладів криворізької серії нижнього протерозою.

Водоносні комплекси складаються з декількох водоносних горизонтів, що розглянуті нижче.

Водоносний горизонт четвертинних відкладів поширений переважно на вододілах та долинах річок і балок. У межах шахтних полів, на глибинах 10 – 15 м, четвертинні відк-

лади виявилися безводними, тобто у зонах впливу шахтного водовідливу водоносний горизонт здреновано. Поза зоною впливу дренажу ґрунтові води тяжіють до низів суглинків, простежуються на глибинах 9 – 12 м. Водотримом є червонобурі глини. Коефіцієнти фільтрації коливаються від тисячних часток до 5 м/добу. Алювіальні відклади, розвинуті у долинах річок Інгулець та Саксагань, складені різнозернистими пісками, суглинками й уламками кристалічних порід. Глибина залягання рівня від 0,5 до 3,5 м від поверхні, коефіцієнти фільтрації 0,17 – 2,8 м/добу. За хімічним складом переважають хлоридно-сульфатні натрієво-магнієві води з мінералізацією 2,8 – 7,9 г/дм³. У вигляді локальних лінз поширені води з мінералізацією 0,8 – 2,0 г/дм³. Делювіальні відклади приурочені до схилів балок і представлені в основному суглинками. Глибина залягання рівня води – 1 – 3 м. Цьому водоносному горизонту властивий несталий характер багатоводності та хімічного складу.

Водоносний горизонт понтичних відкладів тяжіє головним чином до тріщинуватих звітнених вапняків та дрібнозернистих глинистих пісків. Його потужність незначна – від 2 до 12 м. Коефіцієнт фільтрації пісків – 1,3 – 12,5 м/добу, вапняків – 0,04 – 75 м/добу. Рівні залягають на глибинах 20 – 30 м.

Водоносний горизонт сарматських відкладів приурочений до пісків та тріщинуватих вапняків, середня потужність яких складає близько 10 – 15 м, поширений у західній та східній частинах досліджуваної території. Потужність водоносної частини пісків – 2 – 6 м, вапняків – 15 – 22 м, коефіцієнт фільтрації змінюється у межах від 0,3 до 4,2 м/добу. Підшоною горизонту є глини неогенового віку, на ділянках їх відсутності підземні води осадового чохла гідравлічно зв'язані з водоносним комплексом кристалічних порід докембрію. За хімічним складом води неогенових відкладів належать до сульфатно-хлоридних натрієво-магнієво-кальцієвих та магнієво-кальцієво-натрієвих з мінералізацією, що змінюється від 0,9 до 24,0 г/дм³.

Водовмісні палеогенові відклади поширені локально і займають понижені ділянки у кристалічному фундаменті. Коефіцієнт фільтрації харківських пісків змінюється від 0,69 до 2,93 м/добу. Коефіцієнт фільтрації бучацьких відкладів близько 1,9 м/добу. За хімічним складом переважають хлоридно-сульфатні натрієво-магнієві води з мінералізацією 1,2 – 11,4 г/дм³.

У цілому водоносний комплекс неоген-палеогенових відкладів безнапірний. Наявність лінз слабопроникних глин та алевритів створює місцевий напір підземних вод, який може досягати 10 м і більше. Загальна потужність водовмісних порід коливається від 2,5 до 30 м. Глибина залягання рівня підземних вод змінюється в межах від 1 – 5 м (у долинах річок) до 20 – 40 м (на вододільному плато). Відклади осадовою чохла у зонах обвалення переважно здреновані. Тут відбувається поглинання поверхневого стоку, а по контуру – розвантаження підземних вод у кристалічні породи.

Живлення водоносного комплексу осадових порід здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, техногенних витоків з хвостосховищ і на зрошуваних територіях, а також за рахунок перетоку з водоносного комплексу кристалічних порід, що залягає нижче. Потік підземних вод спрямований з півночі на південь і розвантаження відбувається у річки, балки, зони зсувів та обвалення порід, а на вододілах — у водоносний комплекс, що залягає нижче.

На хімічний склад підземних вод водоносного комплексу суттєво впливають фільтраційні втрати із хвостосховищ, аварійних ємностей, ставків-накопичувачів шахтних вод.

Підземні води тріщинуватої зони докембрійських порід мають приналежність до порід різного літологічного складу. За умовами залягання та поширення належать до тріщинно-карстових та тріщинно-пластових, тріщинних. Поширені вони до глибини 2000 м за тріщинами, зонами окиснення та вилуговування. Живлення – за рахунок перетікання з водоносного комплексу кайнозойських відкладів та атмосферних опадів, які фільтруються через зони обвалення гірських порід

над підземними виробками. Розвантаження відбувається в гірські виробки (шахти, кар'єри) Кривбасу.

До глибини 150 – 200 м поширені сульфатно-хлоридні води з мінералізацією 3-4 г/дм³; до глибини 350-450 м – хлоридно-сульфатні (6 – 8 г/дм³); нижче 450 м – хлоридні та хлоридно-натрієві з мінералізацією до 150 – 170 г/дм³ [67].

2.5. Гідрологічні умови

Гідрографічна мережа, представлена рікою Інгулець та його притокою – р. Саксагань, а також великими балками й водотоками, які є результатом історії розвитку території, а також сучасних фізико-географічних процесів [15].

Ріка Інгулець, середня течія якої проходить по території Криворіжжя, має довжину 549 км, площу водозабору 14870 км². Ухил русла ріки біля м. Кривий Ріг – 0,28 м/км, швидкість течії – 0,2 – 0,8 м/с, ширина – від 25 до 30 м.

Середня витрата води становить 7,8 – 9,3 м³/с, а під час танення снігів вона збільшується до 400 м³/с і більше. У результаті будівництва систем водосховищ (Іскрівського, Карачунівського) і каналів, по яких надходить вода з р. Дніпро, гідрологічний режим ріки значно змінився. Коефіцієнт зарегульованості стоку 0,65 – 0,70, витрати води в руслі зменшилися, повинь слабо виражена. Зменшенню стоку й витрати води сприяє відбір її для сільськогосподарського й промислового водопостачання.

Джерелом живлення р. Інгулець, в основному, є снігові (талі) і дощові води, частка яких досягає 77% річного стоку; величина підземного живлення складає 17%, а фільтрація з гідротехнічних споруд – 6%. Підйом рівнів у річці зазвичай починається в кінці лютого або на початку березня. Спад триває до середини квітня; максимальна висота весняної повені змінюється від 1,5 до 5,5 – 6,0 м.

Зараз щорічний середній обсяг стоку Інгульця у верхів'ях (в передмістях Кривого Рогу до впадіння в нього Саксагані) складає приблизно 0,24 км³. Причому, в значній мірі

це вже не власне інгулецька вода, а вода з р. Дніпро, що подається каналом Дніпро – Інгулець з Кременчуцького водосховища. В Інгулець скидається приблизно $0,20 \text{ км}^3$ шахтних вод Північного гірничо-збагачувального комбінату (ГЗК), $0,15 \text{ км}^3$ з Інгулецького ГЗК, ставка-накопичувача балки Сви-стунова та стічних вод з очисних споруд міста через Карачу-нівське водосховище. Останнє формується також за рахунок води з Каховського водосховища, що подається каналом Дніпро – Кривий Ріг.

Головною притокою р. Інгулець є р. Саксагань, що впадає в нього в межах міста Кривого Рогу. Саксагань має довжину 144 км, площа басейну становить $2\,025 \text{ км}^2$. Річка має 28 приток загальною довжиною 88 км. Саксагань є типовою степовою маловодною річкою із широкою плоскою правобережною долиною і високим правим схилом. Долина р. Саксагань у межах міста переважно трапецієподібна, заплава відкрита, лучна, суха. Ширина заплави 100 – 200 м. Річище нерозгалужене, переважна ширина його (за винятком ділянок водосховищ Кресівського і Макортівського) – 20 – 40 м. Швидкість течії незначна $0,13 - 0,4 \text{ м/с}$. Природний режим річки сильно змінений регулюючим впливом дамб, скиданням шахтних і промислових вод, а також відбором води на технічні потреби. Найбільші витрати води Саксагані досягають $240 \text{ м}^3/\text{с}$. Стік ріки зарегульований Макортівським і Кресівським водосховищами, розташованими відповідно вище і нижче району Північного ГЗК. Площа Кресівського водосховища – близько 500 га. Правий берег його високий, лівий – знижений і слабо покатий, дно замулене, найбільші глибини – 5 – 6 м.

Реалізовано проект щодо зміни русла ріки Саксагань: здійснено будівництво відвідного тунелю довжиною понад 5300 м від Дзержинського водосховища до р. Інгулець. У районі тунелю рух води у річці утруднений з дуже низькою швидкістю.

2.6. Характеристика техногенного перетворення ландшафтів Кривбасу

У районі досліджень спостерігаються значні, а іноді корінні, порушення в розвитку природної обстановки, і як наслідок, складні природно-екологічні умови, обумовлені тривалим цілеспрямованим антропогенним впливом. Господарська діяльність тут пов'язана як із сільським господарством, так і з розробкою корисних копалин відкритим способом, функціонуванням промисловості, будівництвом і благоустроєм міст, а також з іншими видами діяльності людини. Інтенсивність господарської діяльності безупинно зростала протягом останніх десятиліть.

При дослідженні техногенного перетворення ландшафтів досліджуваного району (рис. 2.1), використовувалися картографічні моделі, що представляють собою серію карт [44, 95, 106].

Промисловий вплив. Функціонування промислових ландшафтів пов'язано з інтенсивним техногенним масо- та енергопереносом, у них техногенез досягає найбільш повного вираження.

На території Кривбасу розташовано чотири гірничо-збагачувальних комбінати: ПівнГЗК (ВАТ «Північний гірничо-збагачувальний комбінат»), ЦГЗК (ВАТ «Центральний гірничо-збагачувальний комбінат»), ПівдГЗК (ВАТ «Південний гірничо-збагачувальний комбінат» та ВАТ «Арселор-Міттал Кривий Ріг»), ІнГЗК (ВАТ «Інгулецький гірничо-збагачувальний комбінат»).

Гірничо-промислові ландшафти (ГПЛ) пов'язані з гірничо-видобувною промисловістю. Морфологічні особливості таких ландшафтів визначаються видом сировини, що добувається, і способом видобутку.

Гірничо-видобувна промисловість є одним з потужних факторів техногенного перетворення усіх елементів ландшафту. На її частку припадають значні площі земель, що частково або повністю втратили природну родючість і стали не-

придатними для проживання. У процесі розробки корисних копалин у Кривбасі було знищено окремі елементи природного рельєфу й сформовано не властивий природі антропогенний рельєф, представлений комплексом акумулятивних і скульптурних антропогенних форм (розмаїтість кар'єрів, виїмок, відстійників, штучних каналів, відвалів, гірських виробок і т.д.).

Залізовидобувні кар'єри, з яких 9 вважається великими і багато – менших розмірів, займають загальну площу понад 100 км². Глибина найбільших кар'єрів з видобутку залізної руди перевищує 300 м. Одні кар'єри (Першотравенський, кар'єри ІнГЗК, ПівдГЗК й інші) мають округлу форму з шириною кар'єрного поля в найширшій його частині до 2,0 – 2,5 км. Інші (Аннівський, №1 ІнГЗК та інші) витягнуті в одному напрямку, ширина їхнього кар'єрного поля набагато менша ніж довжина.

У районі кар'єрів можна спостерігати в'їзні й виїзні траншеї, на схилах кар'єрів фрагменти робочих уступів. Крім великих кар'єрів у смузі видобутку залізної руди розташовано багато кар'єрів, що мають значно менші розміри й глибину.

У безпосередній близькості до кар'єр розташовуються відвали. Для розміщення розкритих порід, що відсипаються у відвали, потрібні площі, що досягають багатьох тисяч гектарів. Відвали по своїх лінійних розмірах і за об'ємом складованих у них порід наближаються до таких природних утворень, як невеликі сопки, пагорби, кряжі. Акумулятивний (насипний) техногенний рельєф багатоярусних відвалів району утворений сполученням окремих гряд, пагорбів, грядогорбистих і відносно вирівняних ділянок, змінених робочою технікою. Висота пагорбів і гряд перевищує 40 - 50 м. Окремі гряди простягаються на 2,5 – 3,0 км. Розміри пагорбів у основі дорівнюють у поперечнику 0,2 - 0,5 км. Старі відвали слабо закріплені рослинністю. Відносно вирівняні ділянки природного рельєфу усередині кар'єрно-відвальних комплексів, змінені робочою технікою, найчастіше позбавлені рос-

линного покриву або слабо закріплені рослинністю. Лише місцями на них зберігається зімкнутий рослинний покрив, при цьому рослини перебувають у пригніченому стані [60].

Збільшення розкривних робіт в останні роки неминуче викликає формування нових відвалів, для яких часто використовуються колишні кар'єри.

Для схилів кар'єрів і відвалів найбільш характерними є інтенсивні процеси ерозійного розмиву. Ерозійні борозни, вимоїни, яри зустрічаються у великій кількості. Їхній розвиток на схилах, що формуються, створює ерозійну небезпеку. Основними процесами, що викликають деформацію бортів кар'єрів і схилів, є опадання й обвалення пухкого матеріалу, оповзання й опливання схилів, складених перезволоженими ґрунтосумішами, просідання й осідання окремих ділянок схилів, пов'язане із тріщинуватістю порід або порушенням їхньої структури. У результаті деформації відбувається переміщення пухких мас і накопичення у підніжжях схилів.

Причинами виникнення деформацій можуть бути природні процеси, такі як, наприклад, вивітрювання або змочування схилів атмосферними опадами. Однак, деформації можуть бути також викликані штучно, тобто прямою або непрямою техногенною діяльністю. Прямою дією можна вважати підривні роботи. Непрямий вплив позначається на крутості укосів, що іноді збільшується.

Хвостосховища є невід'ємною частиною гірничо-збагачувальних комбінатів. Довжина їх змінюється від 4,0 – 5,0 км до 8,0 – 10,0 км, а ширина від 2,0 – 2,5 до 4,5 – 5,0 км. Вони частіше розташовані у колишніх балках.

З основними формами рельєфу кар'єрно-відвальних комплексів (кар'єрами, відвалами, хвостосховищами) тісно пов'язані допоміжні споруди. До них відносяться обвідні й дренажні канали, виїмки для транспортних шляхів, дамби, що огорожують, вали, греблі, очисні споруди й т.д.

Виникнення кар'єрно-відвальних комплексів викликало нові процеси в розвитку ландшафту. При розкритті родовища були повністю знищені рослинні спільноти, знятий ґрунто-

вий шар. У радіусі декількох кілометрів від району видобутку спостерігається зниження рівня ґрунтових вод, пов'язане з постійною відкачкою вод з кар'єрів, днище яких виявилось нижче рівня ґрунтових вод. Відбулося посилення ерозійних процесів на схилах відвалів і кар'єрів, забруднення поверхневих вод, зв'язане зі скиданням кар'єрних вод, а також з тимчасовими потоками, що з'являються під час дощів на незадегерованих схилах відвалів і т.д.

Залізо-видобувна промисловість та її підприємства, враховуючи пріоритетність видобутку руди відкритим способом, є активним забруднювачем атмосферного повітря газопиловими викидами. Основними джерелами забруднення атмосфери, пов'язаними з залізо-видобувною промисловістю, є: збагачувальні фабрики; кар'єри; технологічний транспорт; дефляція відвалів розкривних порід та некондиційних руд; дефляція сухих хвостосховищ [14].

З викидами металургійних, коксохімічних, гірничо-збагачувальних комбінатів, кар'єрів, відвалів, шламосховищ у атмосферу щорічно надходить понад 2 млн. т пилу та інші речовини (3,8 тис. т на км²). І, як наслідок, – ГДК цих речовин перевищено в кілька десятків разів.

Газоподібні речовини, серед яких основними є сірчаний ангідрид, оксиди вуглецю і оксиди азоту, потрапляють у повітря переважно при роботі гірничо-збагачувальних фабрик (агломераційних цехів тощо), частково при вибухах у кар'єрах та при роботі технологічного транспорту. Якщо брати до уваги співвідношення між твердими і газоподібними речовинами, то для Південного ГЗК серед забруднюючих речовин, викинутих в атмосферу, переважають оксиди вуглецю, сірчаного ангідриду і оксиду азоту. Валові викиди забруднюючих речовин в атмосферу досягають 100 – 150 тис. т/рік, радіус дії на атмосферу досягає 20 – 25 км. Для решти гірничо-збагачувальних комбінатів характерна перевага теплових викидів.

Подрібнювання та перенос вітром частинок порід з кар'єрів та хвостосховищ є механічною міграцією (механо-

генезом), що відіграє важливу роль у формуванні геохімічних аномалій поблизу розробки та збагачення залізних руд. Внаслідок подрібнювання гірських порід та мінералів збільшується їх дисперсність та сумарна поверхня часточок, і, як наслідок, збільшується поверхнева енергія, що спричиняє розвиток поверхневих явищ [41].

Відкриті розробки корисних копалин повністю порушили фундамент ландшафту. На поверхні виявилися нові для ландшафту глибинні породи з незначним ступенем вивітреності й, як правило, низькою біогенністю. Відбулася корінна зміна напрямку й швидкості протікання всіх хімічних процесів. Уповільнені хімічні процеси, характерні для глибинних гірських порід, при переміщенні на поверхню різко змінили свій характер. Це найчастіше супроводжується утворенням рухливих сполук, токсичних для рослинності. Таке повне перетворення складу поверхневих гірських порід ландшафту за впливом на біоценози й ґрунти первісних ландшафтів може бути прирівняне з геологічною катастрофою. Часткове або повне знищення первинної рослинності й ґрунтів призвело до різкого зниження біологічної продуктивності ландшафтів.

Залізна руда в Кривбасі добувається також і закритим способом (шахтним). Видобуток корисних копалин таким способом створює підземні порожнини. У результаті відбувається осідання поверхні землі. Багато будинків виявляються в небезпечних зонах, яким загрожують обвали. Виникає необхідність переносу деяких міських і селищних житлових районів, а також окремих підприємств у безпечні місця.

На деяких масивах відвалів (лівобережні й правобережні відвали ПівдГЗК) проведено розрівнювання пухкої ґрунтової маси й створення терас. Ці заходи, що є складовою частиною технічної рекультивації, готують територію до наступної біологічної рекультивації. Головний напрямок біологічної рекультивації у Кривбасі – лісова рекультивація, що вимагає набагато менших витрат, ніж інші види рекультивації. Вона може здійснюватися на токсичних ґрунтах і в несприятливих умовах рельєфу.

На місці старих кар'єрів часто проводиться водна рекультивація. Це один з найдешевших способів відновлення порушених земель, що дозволяє створити резерви води для промисловості й сільського господарства. Затопленню піддаються навіть кар'єри з високотоксичними породами, непридатні для інших способів рекультивації. У сполученні з лісопосадками на відвалах вони можуть бути перетворені в зони відпочинку.

Залізні руди – основний, але не єдиний вид корисних копалин Кривбасу. Крім великих кар'єрно-відвальних комплексів з видобутку залізної руди в районі робіт розташовані інші, значно менші за розмірами, кар'єри з видобутку гранітів, вапняків, доломітів, пісків, вогнетривких і гончарних глин. Глибина їх становить, у середньому, 10 – 15 м, а ширина змінюється від 0,2 до 0,3, рідше до 0,5 км.

На території досліджень розташовані штучні водні об'єкти та гідротехнічні споруди: водосховища, канали, відповідні гідротехнічні вузли.

Створення водосховищ істотно змінило ландшафт річкових долин, а регулювання ними стоку перетворює природний гідрологічний режим ріки в межах підпору. Зміни гідрологічного режиму, викликані створенням водосховищ, відбуваються також і в нижньому б'єфі гідровузлів, іноді протягом десятків і навіть сотень кілометрів. Особливе значення має зменшення заплав, у результаті чого погіршуються умови нересту риби і виростання трав на заплавних луках. Зменшення швидкості течії викликає випадання наносів і замулення водосховищ; змінюється температурний і льодовий режим.

На водосховищах висота вітрових хвиль є більшою, ніж на ріках (до 3 м і більше), внаслідок чого інтенсивно відбувається переробка берегів.

Гідробіологічний режим водосховищ істотно відрізняється від режиму рік: біомаса у водосховищі утворюється інтенсивніше, змінюється видовий склад флори й фауни.

Карачунівське водосховище розташоване на річці Інгулець поблизу м. Кривого Рогу. Площа водосховища понад 3,6 тис. га. Водосховище слугує джерелом питного водопостачання (водопровідна станція дозволяє очищувати до 200 тис. м³ на добу). Воно утворено на місці виходу гранітних відслонень і порогів Інгульця. Середня глибина – 5 – 6 м (до 12 м на старому руслі). Корисний об'єм водосховища – 291,5 млн. м³.

Водосховище є основним джерелом водопостачання Кривого Рогу, зрошення земель, перлиною Кривого Рогу. Запаси води стримує потужна гребля, на берегах висаджено ліси.

Канал Дніпро – Кривий Ріг призначено для водопостачання Криворізького промислового району й зрошення прилеглих сільськогосподарських угідь. Канал споруджено в 1957 – 1961 р.р. з розрахунковою витратою 26,5 м³/с, а завдяки реконструкції (1975 – 1979 р.р.) його витрата підвищилася до 44 м³/с. Вода для каналу відбирається з Каховського водосховища в с. Мар'янівка Дніпропетровської області, подається в Південне водосховище (об'ємом 57,3 млн. м³) і далі відкритим каналом надходить у Кресівське водосховище на р. Саксагань і в систему Криворізького водопроводу. Загальна довжина траси каналу становить 41,3 км, вода в ньому подається на висоту 83,6 м за допомогою трьох насосних станцій максимальною продуктивністю, відповідно, 44 м³/с, 52 м³/с і 33 м³/с.

Канал Дніпро – Інгулець, спорудження якого почато в 1978 р., призначено для забезпечення водою Кіровоградського і Криворізького промислових районів, сільськогосподарських угідь Кіровоградської, Дніпропетровської та Миколаївської областей і оздоровлення екосистеми р. Інгулець. Канал починається в Кременчуцькому водосховищі Дніпровського каскаду, звідки вода транспортується в Олександрійське водосховище на р. Інгулець і далі в Іскрівське водосховище. Загальна довжина траси каналу становить 150 км, з яких підводна ділянка до головної насосної станції – 7,1 км, ділянка

через вододіл Дніпра й Інгульця – 32,9 км і ділянка по заплаві р. Інгулець – 110 км. На каналі передбачено дві насосні станції (продуктивністю по $37 \text{ м}^3/\text{с}$) з висотою подачі води – головна (на 45 м) і другого підйому (на 10,5 м). На вододільній ділянці каналу побудовано дві нитки тунелю діаметром 4 м і довжиною 2170 м. Інші ділянки каналу мають трапецієподібний поперечний профіль із шириною дна 8 м. Протифільтраційне облицювання каналу виконано на ділянці довжиною 10,7 км, а на інших – дно розташовано нижче рівня ґрунтових вод. По трасі каналу побудовано два шлюзирегулятори, вісім автодорожніх мостів, два мости для пішоходів, три регулюючі ставки, транзитне Скелевське водосховище, об'ємом $1,1 \text{ млн. м}^3$, зливові пропускні споруди й споруда для аварійного скиду.

На території досліджень гірничо-видобувні комплекси гірничо-збагачувальних комбінатів займають у басейні р. Інгулець $124,7 \text{ км}^2$ (8,0 %) , у басейні р. Саксагань – $58,8 \text{ км}^2$ (11,4 %). Водосховища та канали займають у басейні р. Інгулець $49,9 \text{ км}^2$ (3,2 %) , у басейні р. Саксагань – $14,9 \text{ км}^2$ (2,9 %).

Містобудівний вплив. Глибокий вплив на природні ландшафти здійснюють населені пункти з їхніми житловими будинками, промисловими підприємствами, заможеними дорогами й вулицями, аеродромами й вокзалами, парками й водоймами. Структура таких ландшафтів досить складна, тому що в неї входять як ділянки "живої природи" – сади, парки, лісові масиви, так і техногенні, інженерні об'єкти й споруди – будинки, мости, комунікації й т.п. [18].

Функціональна сутність міських ландшафтів – забезпечення умов для існування біосоціального компонента ландшафтів – людини. Це досягається за допомогою комплексу інженерних, архітектурно-планувальних і містобудівних, транспортних, економічних, гігієнічних, рекреаційних та інших дій, які мають різне поєднання у кожному місті. Найголовніші типоутворюючі ознаки міського ландшафту – висота й щільність забудови, які кореляційно пов'язані з її конфігу-

рацією, щільністю транспортної мережі, наявністю, площею й характером зелених насаджень і присадибних ділянок, із забезпеченістю інженерною інфраструктурою (електрична, телефонна, теплова, газова й водо-каналізаційна мережа).

Міські ландшафти надзвичайно різноманітні й істотно відрізняються один від одного не тільки природними умовами, але й за своїми розмірами, конфігурацією, архітектурою, типом виробничої діяльності, інфраструктурою, що тісно пов'язано з історичними, економічними, культурними й іншими особливостями їхнього розвитку. Але, незважаючи на все це, міські ландшафти можна поділити на дві великі групи, що помітно відрізняються за ступенем свого впливу на природні ландшафти, - міські й сільські, хоча часто чітку границю між міськими ландшафтами малих міст і великих сіл провести буває досить важко.

Міста відбивають найбільш концентровану форму впливу людини на природні ландшафти. Велике місто – це штучний ландшафт, що успадкував від природного, первинного, тільки геологічну основу, основні риси рельєфу й зональні особливості клімату.

Міський ландшафт відрізняється активністю процесів, що протікають у ньому, – безупинно відбувається промислова й інша господарська діяльність, зростає рух транспорту, збільшується об'єм будівництва.

Міста, особливо великі, наприклад Кривий Ріг, перетворюють майже всі компоненти природного ландшафту: забруднюють атмосферу, погіршують мікроклімат і умови життя живих організмів, змінюють рослинний покрив, ґрунти, склад поверхневих і підземних вод, знижують міцність порід, руйнують схили й викликають прискорені екзогеодинамічні процеси.

У міських ландшафтах змінюється найбільш консервативна частина ландшафту – його фундамент, літогенна основа. Змінюється потужність антропогенних наносів, які нерідко накопичуються стихійно сторіччями, наприклад, у результаті засипання ярів, балок. Проводяться великі роботи зі

зниження висоти рельєфу. Загальна тенденція зміни рельєфу в міських ландшафтах полягає в нівелюванні їхньої поверхні й різкій зміні характеру верхнього діяльного шару поверхневих порід.

Вплив великого міста позначається на значну від нього відстань. Воно виражається у використанні найближчих лісів для відпочинку населення, розміщенні навколо міста численних складів, комунальних та інших підприємств, що обслуговують різноманітні потреби міста й змінюють первісний вигляд приміської зони. З іншого боку, на місто великий вплив мають заходи, які здійснюються в інтересах інтенсифікації сільського господарства – меліорація (обводнювання), лісо-насадження, застосування пестицидів. Тому місто не можна розглядати у відриві від навколишнього його середовища.

Найбільші зміни відчували елементи ландшафту на території досліджень у межах великих міст (Кривий Ріг, Інгuleць та ін.) і населених пунктів (Лозоватка, Анновка, Шестірна й ін.). Поверхні низьких терас і пологі схили долин тут повністю забудовані й позбавлені яких-небудь рис первинного мікрорельєфу.

З міськими та промисловими ландшафтами тісно пов'язані транспортні. Вони поділяються на ландшафти залізничного, автотранспортного, авіаційні та водного транспорту.

Особливість транспортних ландшафтів полягає в тому, що вони створюють ландшафтний каркас для більш низьких рангів. Тому ієрархічні рівні організації транспортних ландшафтів мов би зрушені нагору по ієрархічній градації на величину "напівтіла" відносно інших ландшафтів більш низького рангу.

З густою мережею автомобільних доріг і залізниць пов'язані антропогенні форми рельєфу - дорожні виїмки, насипи. Уздовж них активізуються осипні, а на окремих ділянках – зсувні процеси, утворюється велика кількість ерозійних вибоїн і борозен.

Міські ландшафти займають у районі досліджень невеликі площі: в басейні р. Інгулець 329,4 км² (21,1 %), в басейні р. Саксагань – 137,6 км² (26,7 %). Транспортні магістралі займають в басейні р. Інгулець 28,1 км² (1,8 %), в басейні р. Саксагань – 8,2 км² (1,6 %).

Сільськогосподарський вплив. Сільськогосподарські площі на території досліджень в басейнах Інгульця й Саксагані в межах Криворізького залізорудного басейну зайняті під ріллю, сади, виноградники, випаси й вирізняються високим ступенем розораності [60].

Аналіз карт антропогенно-техногенного навантаження басейнів р. Інгулець і р. Саксагань за видами впливу дозволяє зробити висновок, що сільськогосподарськими об'єктами зайнята значна площа.

Слід зазначити, що на території досліджень зрошувані площі невеликі, має місце в основному мале зрошення поблизу Макортівського водосховища.

Оранка земель привела до зникнення лісів і ще більшого вирівнювання рівнинного рельєфу. Неправильне розорювання сприяло прискореному розчленовуванню території на окремі ділянки внаслідок виникнення інтенсивного утворення ярів.

Верхні горизонти ґрунтів розораних земель в умовах степової зони піддаються змиву й дефляції. Інтенсивність цих процесів перебуває в прямій залежності від мезо- і мікрорельєфу. Ерозія й дефляція ґрунтів, викликана знищенням первинної рослинності, впливає на навколишнє середовище, що негативно позначається на умовах виробництва й побуту людини.

Сади й виноградники утворюють особливий різновид агроландшафтів. Вони тяжіють до населених пунктів, річкових терас. Для них типовою є висока окультуреність та інтенсивність використання земель, що супроводжується глибоким перетворенням ґрунтів, спрямованим на підвищення їхньої родючості.

На досліджуваній території проводяться роботи з боротьби з яружною ерозією. Поряд з комплексом агротехнічних заходів (впровадження ґрунтозахисних сівозмін, обробка ґрунту й посів сільськогосподарських культур поперек схилів, контурна оранка й застосування інших способів обробки ґрунту, що зменшують поверхневий стік води), створені численні прибалкові лісонасадження, а також полезахисні лісо-смуги шириною від 2 – 3 м до 10 – 12 м [10].

Ліси в районі робіт зустрічаються у вигляді ізольованих масивів. Вони зберігаються в основному в днищах і на схилах великих балок, ярів, а також, на заплавах і низьких терасах долин рік. Видовий склад широколистяних лісів представлений дубом, кленом, липою, тополею, туюю. У лісах також багато заростей акації.

Ліси є природним надбанням Кривбасу й мають дуже важливе ґрунтозахисне й водоохоронне значення.

В басейні р. Інгулець сільськогосподарські ландшафти займають 1044,3 км² (67 % площі), в басейні р. Саксагань – 332,0 км² (64,4 % площі).

Коефіцієнт антропогенної перетвореності ландшафтів на досліджуваній території розраховано за методикою П.Г. Шищенко [104, 105]. Згідно цієї методики, відповідно до виду природокористування присвоюється ранг антропогенної перетвореності (від 1 до 12), в залежності від характеру впливу присвоюється індекс глибини перетвореності (від 1 до 1,6).

Коефіцієнт антропогенної перетвореності ландшафтів визначається за формулою:

$$K_{\text{ап}} = \frac{\sum_{i=1}^n (r_i \times p_i \times g_i)}{100}, \quad (2.1)$$

де $K_{\text{ап}}$ – коефіцієнт антропогенної перетвореності; r – ранг антропогенної перетвореності ландшафтів i -тим видом природокористування; p – площа i -того виду природокористування (у відсотках до площі ландшафтного району); g – індекс глибини перетвореності ландшафтів; n – кількість видів природокористування у межах контуру ландшафтного регіону.

Результати розрахунків зведено у табл. 2.1.

Отримані високі значення коефіцієнтів антропогенного перетворення ландшафтів (7,68 та 8,0) змушують віднести їх до дуже сильно перетворених.

Проведені дослідження дозволяють виділити наступні особливості антропогенно-техногенного впливу на території Криворізького гірничо-промислового регіону у межах водозбору річок Інгулець та Саксагань:

1. У межах території Кривбасу поширені ландшафти сильно змінені або порушені господарською діяльністю людини.

2. Ландшафти, слабко змінені господарською діяльністю людини, представлено невеликими ділянками, як правило незручними для освоєння.

3. У створенні природно-техногенних ландшафтів беруть участь дві групи факторів: безпосередній вплив людини й вплив внаслідок таких процесів, як зведення лісу, вторинна ерозія, дефляція, заболочування, зарегульованість стоку, забруднення поверхневих вод і атмосфери.

Таблиця 2.1. Коефіцієнти антропогенної перетвореності ландшафтів у межах басейнів річок Інгулець та Саксагань

Види природо-корис-тування Ланд-шафтний регіон (водозбір-ний басейн)	Приро-до-охо-ронні території ($t=1$; $g=1$)	Ліси ($t=2$, $g=1,05$)	Боло-та ($t=3$; $g=1,1$)	Па-со-вища і сіно-коси ($t=4$; $g=1,15$)	Садки і вино-град-ники ($t=5$; $g=1,2$)	Орні зем-лі ($t=6$, $g=1,25$)	Сіль-ські насе-лені пунк-ти ($t=7$, $g=1,3$)	Міста ($t=8$, $g=1,35$)	Водо-схо-вища та канал ($t=9$, $g=1,4$)	Транс-портні маіст-раці ($t=10$, $g=1,5$)	Про-мислові землі ($t=11$, $g=1,55$)	Видо-буток корис-них копа-лин ($t=12$, $g=1,6$)	Коефі-цієнт антро-погенної пере-тво-реності ланд-шафтів
Площі видів природокористування (%)													
р. Інгулець	-	0,5	-	45,7	2,6	18,2	13,7	6,3	3,2	1,8	4,2	3,8	
р. Саксагань	-	0,8	-	45,2	2,3	16,1	12,2	7,5	2,9	1,6	7,2	4,2	
Коефіцієнти антропогенної перетвореності ландшафтів за видами природокористування													
р. Інгулець	-	0,01	-	2,10	0,16	1,37	1,25	0,68	0,40	0,27	0,72	0,73	7,68
р. Саксагань	-	0,02	-	2,08	0,14	1,21	1,11	0,81	0,37	0,24	1,23	0,81	8,00

4. Видобуток корисних копалин призводить до серйозних порушень у структурі ландшафтів і до кардинальної перебудови місцевості рельєфу, що утворює фундамент ландшафту.

5. Значний техногенний вплив, безумовно, позначається на всіх елементах ландшафтів (грунтах, рослинності, поверхневих та підземних водах), що призводить до утворення нових специфічних природно-техногенних систем з новими властивостями.

РОЗДІЛ 3

ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ГІДРОХІМІЧНОЇ ІНФОРМАЦІЇ ПО ВОДНИХ ОБ'ЄКТАХ, ПОВ'ЯЗАНИХ З ДІЯЛЬНІСТЮ ГІРНИЧО-ЗБАГАЧУВАЛЬНИХ КОМБІНАТІВ КРИВБАСУ

Як відзначалося раніше (розділ 2), гірничо-видобувна промисловість відіграє вирішальну роль у формуванні хімічного складу природних вод на досліджуваній території. Фактори, які визначають формування хімічного складу природних вод, поділяються на наступні групи [27]:

- фізико-географічні (рельєф, клімат, вивітрювання, ґрунтовий покрив);
- геологічні (склад гірських порід, гідрогеологічні умови);
- фізико-хімічні (кисотно-лужні й окисно-відновні умови, змішування вод і катіонний обмін);
- біологічні (життєдіяльність живих організмів і рослин);
- техногенні – всі фактори пов'язані з діяльністю людини.

У результаті комплексного впливу названих факторів у Кривбасі сформувалася специфічна гіdroхімічна ситуація.

3.1. Відомості щодо структури гірничо-збагачувальних комбінатів Кривбасу

Північний гірничо-збагачувальний комбінат (ПівнГЗК) – найбільше гірничо-видобувне підприємство в Європі із закінченим циклом підготовки доменної сировини – залізорудного концентрату й обкотишів. ПівнГЗК виробляє 22 % залізорудного концентрату і до 45 % обкотишів.

Підприємство працює з 1963 р., має такі проектні потужності: за рудою – 25 млн. т/рік; за виробництвом концентрату – 11 млн. т/рік, обкотишів – 9,6 млн. т/рік.

До його структури входять 30 промислових цехів, основними є: Першотравенський і Анівський кар'єри, 2 гірничотранспортні цехи, 3 дробильні фабрики, 2 рудозбагачувальні фабрики, 2 цехи з виробництва обкотишів та інші допоміжні.

Сировинною базою ПівнГЗК є Першотравенське і Анівське родовища залізистих кварцитів.

Центральний гірничо-збагачувальний комбінат (ЦГЗК) – єдиний гірничо-збагачувальний комбінат, на якому одночасно використовують відкритий і підземний способи розробки родовищ. ЦГЗК виробляє близько 10% заліззорудних обкотишів, близько 10% концентрату в Україні. Підприємство введено в експлуатацію у 1961 р.

Структура ЦГЗК включає кар'єри і рудник з підземного видобутку руди, два цехи залізничного транспорту, дробильно-збагачувальний комплекс, фабрику згрудкування, допоміжні виробництва. До 2012 р. планується збільшити обсяги видобутку руди до 15,5 млн. т, до 2014 р. – до 16,5 млн. т.

Сировинною базою комбінату є родовище Велика Глеюватка (кар'єр №1), Петрівське (кар'єр №3), Артемівське (кар'єр №4), шахта ім. Орджонікідзе.

Кар'єр №1 введено в експлуатацію у 1957 р. Його проектна потужність близько 5 млн. т руди на рік.

Кар'єр №3 введено в експлуатацію у 1977 р., проектна виробнича потужність складає на даний час 6 млн. т магнетитової руди на рік.

Кар'єр №4 введено в експлуатацію у 1997 р. Має проектну потужність за сирою рудою 4,5 млн. т.

Основні види продукції – заліззорудний концентрат з вмістом заліза 66,3 – 68%, офлюсовані й неофлюсовані обкотиші.

Південний гірничо-збагачувальний комбінат (ПівдГЗК) – одне з п'яти вітчизняних залізорудних підприємств і єдине – у структурі товарної продукції якого є агломерат. Комбінат введено в експлуатацію 1955 р. Частка ПівдГЗК – близько 20% сукупного видобутку руди, 14% – виробництва концентрату, 40% – виробництва шлаку. Річні виробничі потужності сягають 9 млн. т з випуску залізорудного концентрату і 5 млн. т – з випуску агломерату.

Сировинною базою ПівдГЗК є Скелюватське магнетитове родовище залізистих кварцитів.

У структурі комбінату виділяють дві дробильні фабрики, дві агломераційні фабрики, дві збагачувальні фабрики. Основною продукцією ПівдГЗК є залізорудний концентрат, доменний агломерат, будівельні матеріали.

Ігулецький гірничо-збагачувальний комбінат (ІнГЗК) є одним із найбільших підприємств з видобутку залізної руди, виробництва концентрату, частка якого на вітчизняному ринку залізорудної сировини сягає 24%. Виробничі потужності введено в дію в 1965 р., подальший термін функціонування комбінату оцінено на наступні 50 років. Виробничий цикл складається з видобування залізистих кварцитів відкритим способом, збагачення корисної копалини, укладання й зберігання відходів збагачення залізних руд у хвостосховищі та інших допоміжних процесів.

Кар'єр має виробничу потужність 34 млн. т/рік за рудою, проектна глибина – 650 м.

У 2003 р. на комбінаті введено в експлуатацію першу чергу комплексу магніто-флотаційної доводки залізорудного концентрату (МФДЗК), що уможливило випуск якісної залізорудної продукції з вмістом заліза 69 – 70% і меншим вмістом SiO_2 . Передбачається уведення в експлуатацію другої черги цього комплексу. Загальна потужність з виробництва високоякісного концентрату становить 6 млн. т/рік [87].

3.2. Техногенні водні об'єкти гірничо-збагачувальних комбінатів

Головним багатством Кривбасу є залізні руди, що видобуваються. За масовою часткою заліза виділяють природно багаті й бідні (що потребують збагачення) руди. Багатими є руди з вмістом заліза від 46 до 70%, переважно магнетитові, гематитові й мартитові.

Бідні залізні руди, що потребують збагачення, поділяють на легко- і важко збагачувальні залежно від мінерального складу та інших особливостей.

Вміст заліза у руді, що видобувається у Кривбасі, змінюється від 41,0% (Інгулецьке родовище) до 35,7% (Першотравенське родовище, Північний ГЗК) [87]. Вміст заліза у концентраті, що виробляється на збагачувальних фабриках, досягає 65,6%.

Технологія збагачення залізних руд передбачає будівництво та експлуатацію гідротехнічних об'єктів: хвостосховищ з аварійними ємностями, дренажних споруд навколо хвостосховищ та у дамбі, ставків оборотного водопостачання, ставків-накопичувачів шахтних вод та інші.

3.2.1. Водойми хвостосховищ

Технологічна схема збагачення магнетитових кварцитів включає: дроблення в 3 – 4 стадії, 3 стадії подрібнювання й 4 – 5 стадій магнітної сепарації. Але є й особливості збагачення: на Інгулецькому гірничо-збагачувальному комбінаті розроблено та впроваджено у виробництво технологію доводки бідних руд із застосуванням оберненої катіонної флотації.

Відходи збагачення (пульпа) складаються у хвостосховищах. Крім основного призначення – складування відходів видобутку і збагачення залізної руди, хвостосховища виконують важливу водорегулюючу функцію, оскільки є найважливішою складовою ланкою системи оборотного во-

допостачання комбінатів [98]. Завдяки функціонуванню хвостосховищ в систему водопостачання комбінатів залучаються практично всі кар'єрні і шахтні води, поверхневий стік із промислових ділянок збагачувальних фабрик, промислові стічні води котелень, а також значна частина господарсько-побутових стічних вод після їхнього доочищення. Це дозволяє суттєво знизити обсяг стічних вод, призначених до скидання у річки Інгулець та Саксагань [81].

Хвостосховища звичайно влаштовують у зниженнях рельєфу – ущелинах, розпадках, улоговинах, на відстані декількох кілометрів від збагачувальних фабрик. Хвостосховища відгороджуються з початку будівництва греблями, а потім добудовуються дамби, що наминаються із хвостів і додатково зміцнюються.

Хвостосховища можуть бути трьох типів у залежності від способу облаштування:

- наливні, у яких зводиться первинна дамба невеликої висоти з місцевого ґрунту для організації наміву, а потім нарощується до проектної висоти шляхом зведення вторинних дамб обвалування. При проектуванні наливного хвостосховища повинна визначатися середньорічна інтенсивність наміву споруди на різних етапах її зведення. Структура хвостосховища такого типу наступна: огорожувальні дамби, наливне тіло хвостосховища, відстійна водойма, водоприймальні і водоскидні споруди, дренажні пристрої, природоохоронні споруди та ін.;

- наливні, у яких дамби, що огорожують, зводяться на всю проектну висоту. До структури наливних хвостосховищ входять: греблі, огорожувальні дамби, водоприймальні і водоскидні споруди, відстійна водойма, природоохоронні споруди та ін.;

- хвостосховища, у яких відсутні огорожувальні дамби [38].

Конструкція огорожувальної дамби хвостосховища обирається на основі інженерно-геологічних досліджень і наявності у районі будівництва ґрунтів, включно з розкрит-

ними породами і хвостами збагачення, які придатні для зведення дамб гідротехнічних споруд. Для підвищення стійкості споруд всіх огорожувальних типів, передбачається система дренажів і встановлення зворотних фільтрів.

Намивні хвостосховища з нарощуванням дамб з самих хвостів, що складаються, зараз є найбільш поширеними та економічно доцільними. Можливість одночасного нарощування дамби з експлуатацією самого хвостосховища забезпечується за технологією «картового намиву». Особливістю таких робіт є те, що вони проводяться на окремих ділянках (картах), розмірами 200 × 200 м з огороженням дамбами обвалування (рис. 3.1).

Всі хвостосховища Кривбасу відносяться до комбінованих рівнинно-балкових. За способом спорудження вони спочатку мали характерні риси хвостосховищ гребельного типу, але останнім часом у зв'язку з переповненням і нарощуванням дамб мають ознаки хвостосховищ поступової надбудови. Виключенням є хвостосховище Інгuleцького гірничо-збагачувального комбінату – рівнинного типу. Всі хвостосховища мають перший клас капітальності, тобто відносяться до особливо відповідальних гідротехнічних споруд [38, 68].

У хвостосховищі відбувається поступове осідання твердої фази хвостів, іноді за допомогою реагентів, що додаються спеціально, – коагулянтів і флокулянтів. Відстояна вода накопичується у водоймах, очищується й скидається в місцеві водні об'єкти або повертається на збагачувальну фабрику для технологічних потреб.

Оскільки хвостосховища є невід'ємною частиною збагачення бідних залізних руд, то практично усі гірничо-збагачувальні комбінати проводять спостереження за станом хвостосховищ та допоміжних споруд, розробляють проекти збільшення ємностей вже діючих хвостосховищ. Так, в планах ПівдГЗК – реконструкція хвостосховища в районі с. Миролюбівка з нарощуванням дамб обвалування

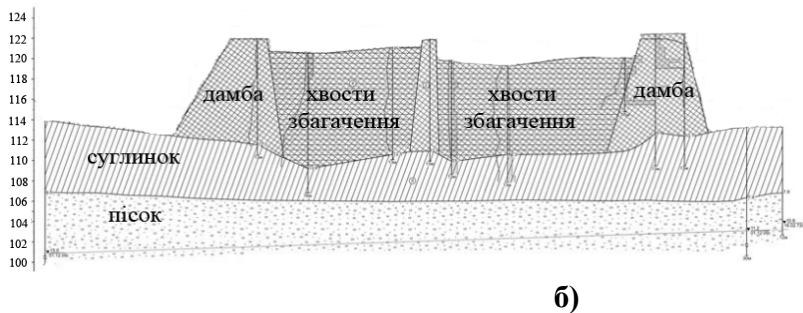
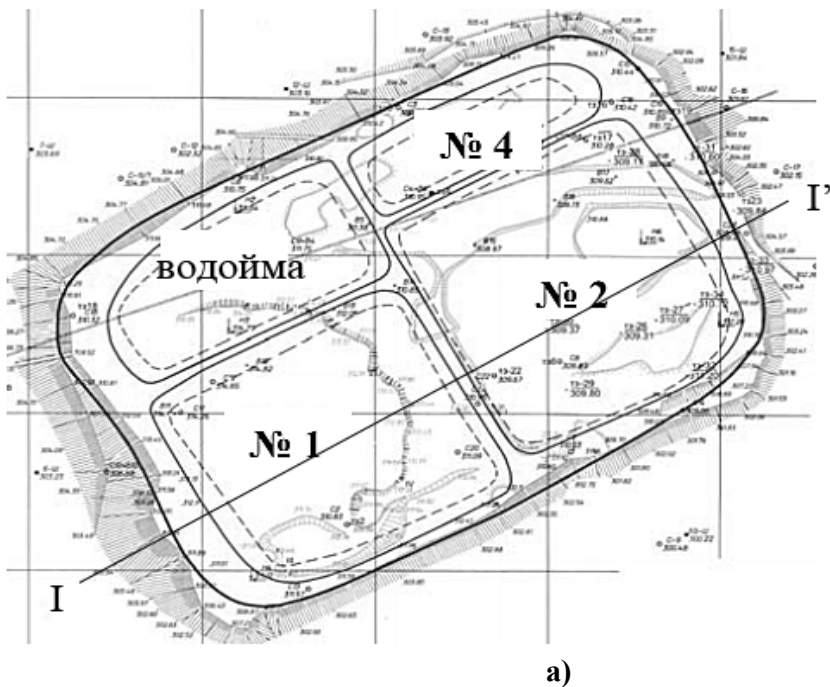


Рис. 3.1. Узагальнена будова намівного хвостосховища:

а) з розташуванням карт;

б) інженерно-геологічний розріз по лінії I – I' [68]

до відмітки 145 м, хвостосховища «Об'єднане» – з нарошуванням дамб обвалування до відмітки 146 м. У найближчих планах підприємства – будівництво нового хвостосховища [84].

Узагальнену характеристику хвостосховищ наведено у табл. 3.1 [8].

Таблиця 3.1. Характеристика техногенних гідротехнічних об'єктів Криворізького залізрудного басейну

Гірничозбагачувальний комбінат	Назва техногенного об'єкту	Площа, га	Початок роботи рік	Об'єм, млн. т.
Північний	хвостосховище	1962	1964	685
Центральний	хвостосховище	1813	1961	406,7
Південний	хвостосховище "Мирнолюбівське"	2850	1977	1119,5
	хвостосховище „Об'єднане”		1985	
	хвостосховище "Войкове"		1977	
Інгулецький	хвостосховище	736	1965	617,3

Проблема хвостосховищ Кривбасу полягає у тому, що окрім води, яка використовується при збагаченні залізної руди у сепараторах, у них скидаються високомінералізовані шахтні води (шахта «Родіна» – до $133,7 \text{ г/дм}^3$, шахта «Більшовик» – до $33,1 \text{ г/дм}^3$ та інші). Внаслідок таких скидів мінералізація води у водоймах хвостосховищ збільшується і досягає у деяких випадках $16,4 \text{ г/дм}^3$ (хвостосховище ПівдГЗК, 2002 р.), що створює гідрохімічні аномалії, які мають негативний вплив на прилеглу територію, включно з поверхневими водами. У табл. 3.2 наведено мінералізацію деяких вод, що відкачуються з шахт Кривбасу.

Шахтні води частково залучаються у водозабезпечення збагачення на фабриках, частково – скидаються у ставки-накопичувачі. Але в будь-якому варіанті, наявність високомінералізованих вод на поверхні землі створює небезпеку виникнення потужних гідрохімічних аномалій.

Таблиця 3.2. Мінералізація шахтних вод, що відкачуються з шахт Кривбасу, г/дм³

Шахта	Абсолютна відмітка горизонту, м	Мінералізація води, г/дм ³
ім. Фрунзе	-314,8...-804	3,5 – 12,7
Більшовик	-624,8...-743	3,3 – 33,1
Октябрська	-898,8 ...-1037,6	14,1 – 83,9
Комунар-Перемога	-380...-540	6,5 – 11,5
Саксагань	Закрита у 1991 р.	2,3 – 47,9
Гігант	-331,5...-380	1,6 – 6,6
Дренажна-2	-416,8	8,3
Родіна	-931,8...-1159,5	19,0 – 133,7
Північна	немає відомостей	4,0 – 47,9
ім. Артема №1	-1230 ... -1300	4,8 – 26,7
ім. Леніна	-1200 ... -1312	17,7 – 18,2
Гвардійська	-1250	38,5 - 40,9

Хімічний склад води у водоймах хвостосховищ постійно контролюється, як технічними службами хвостосховищ, так і екологічними службами комбінатів. Середні показники хімічного складу води у водоймах хвостосховищ Кривбасу за 1980 – 2010 рр. наведено у табл. 3.3.

Як видно з табл. 3.3, хімічний склад води у хвостосховищах досить різноманітний, що пов'язано, як з особливостями збагачення залізних руд, так і хімічним складом вод, що скидаються у хвостосховища.

Усі хвостосховища Кривбасу облаштовані системами для організації відводу фільтраційних вод, що проходять через підшову греблі: дрени, канали, лотки. Ці води частіше за все перекачуються у хвостосховища насосними станціями.

За умовами експлуатації кожне хвостосховище має аварійні ємності, які призначені для забезпечення безупинної роботи збагачувальних фабрик у разі аварійних зупинок

Таблиця 3.3. Середні показники хімічного складу води у водоймах хвостосховищ Кривбасу, 1980 – 2010 рр.

№ з/п	Хвостосховище	Усереднена формула Курлова (2000-2010 рр.)		Хімічний склад				Мінеральні сполуки азоту, мг/дм ³				CO ₂ , мг/дм ³ , максимум
		Символ	Назва хімічного типу води	Класифікація Алексна (індекс)		Водневий показник (рН)		Окиснюваність, мг/дм ³ , максимум	Максимум		Максимум	
				мінімум	максимум	мінімум	максимум		рік	рік		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	Північний	M _{12,3} $\frac{Cl_{87}}{Na_{82}}$	Хлоридний натрієвий	Cl ₁₁₁ $\frac{Na_{46}}{Cl_{112,0}}$ 1982	Cl _{111a} $\frac{Na_{46}}{Cl_{117,0}}$ 1990	5,0 1982	8,5 1989	35,8 1992	7,5 1997	0,9 1988	19,8 1992	26,4 1993
2	Ціський	M ₅₁ $\frac{SO_{70} Cl_{25}}{Na_{42} Mg_{33} Ca_{19}}$	Хлоридно-сульфатний кальцево-магнієво-натрієвий	Na ₂₆ $\frac{S_{113,6}}{Na_{110,9}}$ 1995	Na ₃₁ $\frac{S_{110,9}}{Na_{110,9}}$ 1995	6,7 2006	8,4 1997	48,2 2006	4,5 1998	2,0 1991	58,0 2001	37,0 2006
3	"Міролюбівське"	M _{12,4} $\frac{Cl_{84} SO_{15}}{Na_{83} Mg_{19}}$	Сульфатно-хлоридний магнієво-натрієвий	Na ₄₈ $\frac{Cl_{111a9,8}}{Na_{100}}$ 2008	Cl _{111a} $\frac{Na_{100}}{Cl_{121,0}}$ 1990	6,2 2005	8,0 1989	12,3 2008	1,35 2008	7,5 1990	129,5 2008	43,1 2005
4	"Об'єднане"	M _{12,8} $\frac{Cl_{84}}{Na_{73} Mg_{19}}$	Хлоридний магнієво-натрієвий	Na ₄₈ $\frac{Cl_{111a9,7}}{Na_{86}}$ 2008	Cl _{111a} $\frac{Na_{86}}{Cl_{11624,2}}$ 1986	6,6 1987	8,4 1988	11,4 2008	0,8 1990	7,5 1990	170,7 2008	23,9 2003
5	"Войкове"	M _{12,7} $\frac{Cl_{85}}{Na_{72} Mg_{20}}$	Хлоридний магнієво-натрієвий	Na ₅₀ $\frac{Cl_{111a9,7}}{Na_{74}}$ 2008	Cl _{111a} $\frac{Na_{74}}{Cl_{1123,5}}$ 1990	6,5 2005	8,0 1988	10,7 2008	1,2 2008	1,8 1990	178,8 2007	29,8 2005
6	Інський	M _{4,3} $\frac{SO_{30} Cl_{44}}{Na_{2} Mg_{36}}$	Хлоридно-сульфатний магнієво-натрієвий	Cl ₁ $\frac{Na_{23}}{S_{113,3}}$ 1982	Na ₃₄ $\frac{S_{114,9}}{Na_{114,9}}$ 2010	6,55 2007	9,3 1996	16,0 1996	9,6 1997	2,0 1997	135,6 2008	73,0 2007

пульпонасосних станцій. Вільний об'єм аварійних ємностей забезпечує двогодинну роботу фабрик. Ємність також розраховано на прийом дощового стоку 5% забезпеченості. При заповненні аварійної ємності вода потрапляє у хвостосховище через дамбу.

Для зниження впливу техногенних об'єктів на прилеглі території на гірничо-збагачувальних комбінатах застосовані системи оборотного водозабезпечення роботи збагачувальних фабрик. Так, на Південному ГЗК водозабезпечення здійснюється повністю за замкнутою схемою, яка складається з двох ділянок:

перша – подача освітленої води з хвостосховища у водойму оборотного водопостачання у балці Грушевата. У водойму, крім цих вод, надходять дренажні та фільтраційні води, а також води, які використовуються для підживлення (кар'єрні та шахтні);

друга – подача оборотної води з водойми у балці Грушевата на гірничо-збагачувальний комплекс.

Частина води з водойми втрачається на фільтрацію та випаровування, тому постійно утворюється дефіцит оборотної води, який ліквідується шахтними водами або водою з каналу Криворізького металургійного комбінату ВАТ “Арселор Міттал Стіл Кривий Ріг” (КМК) [84].

Характеристику хімічного складу води техногенних водних об'єктів на території Північного та Південного гірничо-збагачувальних комбінатів наведено у табл. 3.4, а на рис. 3.2, 3.3 показано розташування цих об'єктів.

3.2.2. Ставок-накопичувач шахтних вод

Високомінералізовані шахтні води не завжди скидаються у хвостосховища тому, що гірничо-збагачувальні комбінати не зацікавлені у збільшенні мінералізації води у водоймі хвостосховища, або водоймах зворотного водопостачання.

Таблиця 3.4. Середні показники хімічного складу води техногенних водних об'єктів у районах Північного та Південного ГЗК Кривбасу, 2010 р.

Назва об'єкту	Концентрація, мг/дм ³				
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺ +Na ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻
Район Північного ГЗК					
Хвостосховище	344,7	415,9	5329,9	5981,0	1063,0
Шахта ім. Леніна	431,0	590,2	5490,0	9980,0	1232,5
Шахта Центральна	635,2	752,3	9366,2	17170,2	1161,2
Шахта Гвардійська	761,2	1192,5	13235,8	24111,0	15,4
Кар'єр Першотравневський	170,2	126,3	861,1	913,5	1125,3
Кар'єр Анівський	212,4	160,2	597,6	683,1	990,0
Аварійна ємність 1	416,70	689,78	3879,20	7065,76	1678,16
Аварійна ємність 2	416,70	670,48	3938,20	7041,50	1712,66
Лівобережний канал	301,53	407,67	1798,40	3487,40	1541,90
Правобережний канал	142,83	237,54	1022,35	1964,29	673,05
Дрена 1	566,52	724,46	2734,36	5848,83	1573,61
Дрена 2	196,26	327,50	2180,93	1299,98	747,22
Район Південного ГЗК					
Хвостосховище «Войкове»	285,68	430,06	2382,34	4554,32	1290,43
Хвостосховище «Войкове»	541,9	547,2	4887,9	4984,3	1100,0
Хвостосховище «Мирнобібівське»	305,16	395,00	2547,02	4674,15	1314,84
Хвостосховище «Об'єднане»	291,85	400,82	2544,26	4588,25	1295,34
Ставок оборотного водопостачання у балці Грушевата	415,3	584,0	6888,8	7878,6	1318,1
Аварійна ємність	384,26	572,49	572,49	7551,49	1738,58
Кар'єрні води ПівденГЗК	130,3	218,9	1303,2	60,0	664,0
Кар'єр №3	8,0	21,2	1404,2	408,0	1567,8
Кар'єр №2-біс	0,6	25,4	918,4	230,0	1114,3
Шахтні води	24,5	49,5	15717,7	17700,0	1200,0
Канал КМК	130,3	130,1	664,5	680,0	672,0
					238,1
					2515,0

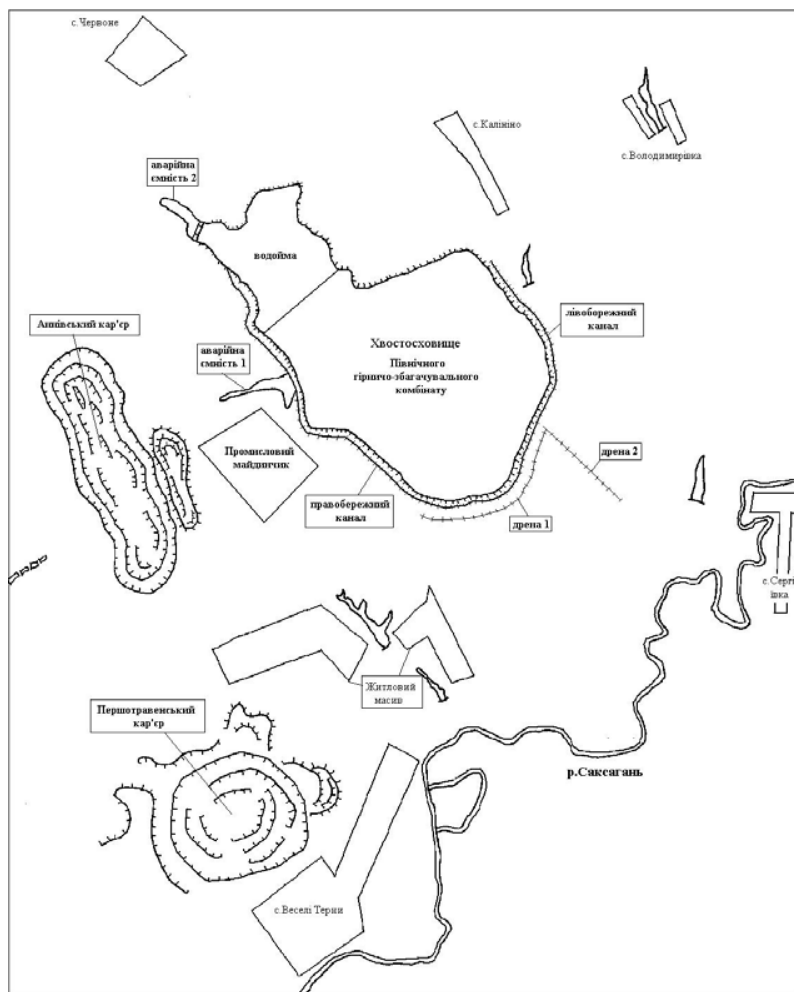


Рис. 3.2. Картохема розташування техногенних водних об'єктів Північного гірничо-збагачувального комбінату Кривбасу

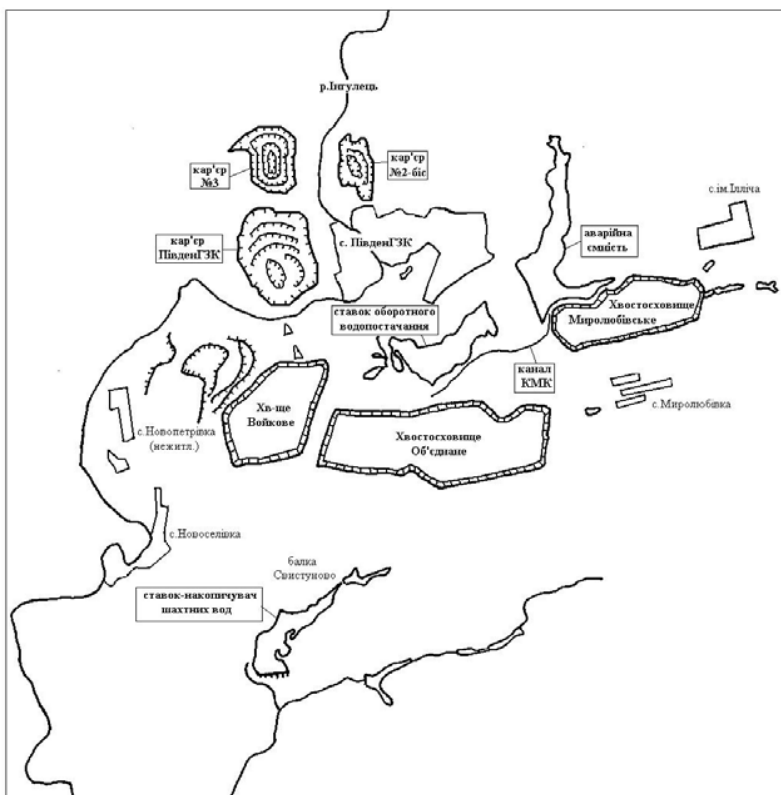


Рис. 3.3. Картосхема розташування техногенних водних об'єктів Південного гірничо-збагачувального комбінату Кривбасу

У такому разі високомінералізовані шахтні води накопичуються у ставках. Одним з найбільших є ставок-накопичувач шахтних вод у балці Свистуново (рис.3.3). Розміри ставка-накопичувача: довжина – 2,8 км, середня ширина – 0,8 км, середня глибина – 20 м, площа – 2,74 км², об'єм - 12 млн.м³ (за відмітки рівня води – 88,5 м), абсолютна відмітка дна - 68,5 м. Ставок призначений для накопичення високомінералізованих шахтних вод Кривбасу у веге-

таційний період з наступним їх скидом у зимовий період у р. Інгулець за допомогою плавучої насосної станції [84].

Виположені форми рельєфу створюють умови для інфільтрації атмосферних опадів та обмежують стік поверхневих вод в балку. Джерелом накопичування води в ставку є шахтні води, що скидаються у ставок, і в невеликій кількості атмосферні опади. Рівні води в ставку підтримуються земляною греблею (насипні легкі суглинки) висотою 25 м.

У 2008 р. в ставок-накопичувач балки Свистуново прийнято 12478 тис. м³ шахтних вод.

Скид шахтної води зі ставка-накопичувача балки Свистуново в р. Інгулець розпочато в листопаді 2008 р. у відповідності до затвердженого “Регламенту скиду надлишків зворотних вод гірничорудних підприємств Кривбасу в 2008 – 2009 р.р.”, об’єм скиду становив 11,3 млн. м³. Станом на 01.01.10 об’єм води в ставку-накопичувачу зменшено до 7,4 млн. м³.

У воді ставка-накопичувача балки Свистуново відзначено також підвищений вміст мікрокомпонентів, зокрема: плумбум – 0,07 мг/дм³; кадмій – 0,012 мг/дм³; меркурій – 0,0007 мг/дм³; бор – 1,55 мг/дм³; бром – 50 мг/дм³

У табл. 3.5 наведено хімічний склад води у ставку накопичувачу шахтних вод у балці Свистуново.

Таблиця 3.5. Хімічний склад води у ставку-накопичувачу шахтних вод Кривбасу, розташованого у балці Свистуново, 2010 р.

Місце відбору проб води	Концентрація, мг/дм ³						
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺ +Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Мінералізація
Балка Свистуново – біля дамби	530,2	750,4	9782,1	21233	1350,5	952,3	36985
Балка Свистуново – з магістрального трубопроводу від ставка-накопичувача у р. Інгулець	426,0	660,0	9479,0	18984	1292,0	942,1	36808

3.3. Інші штучні водойми на території Кривбасу (ставки)

Відповідно до типізації елементарних ландшафтів ставки, річки та озера відносяться до субаквальних [74]. У такі водойми надходять усі хімічні елементи та сполуки, з прилеглих вододільних просторів, у першу чергу елементи, що є найбільш рухливими. Ставки, на відміну від озер мають штучне походження.

Характерною ознакою ставків є їх вертикальна температурна стратифікація залежно від сезонів року, тобто формування шарів води, що не змішуються, з різними температурними та іншими характеристиками (рис. 3.4) [35].

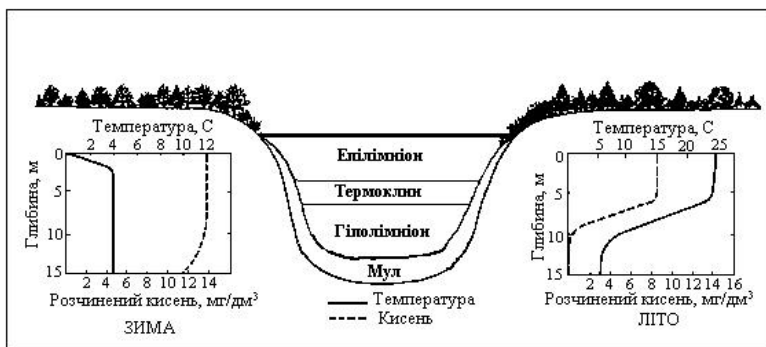


Рис. 3.4. Термічна стратифікація озер та ставків у середніх широтах

Влітку теплий, збагачений киснем циркулюючий шар води (епілімніон) відділяється від прохолодного, бідного киснем придонного шару (гіполімніону) широкою зоною швидкої зміни температури – термоклинном.

Температурна стратифікація відбувається головним чином з таких причин:

1. Сонце нагріває поверхню води. Тепла вода має меншу густину, тому вона не спускається нижче певної глибини, а утворює теплий стаціонарний верхній шар (епілімніон). Нижче цього шару вода може нагріватися тільки за рахунок теплопровідності, а в рідині це процес повільний.

2. Ріки й струмки, що впадають у ставок, мілкіші за нього. Їхня вода прогрівається на всю глибину. Вона змішується тільки з епілімніоном, ще більше підвищуючи його температуру порівняно з глибинним шаром (гіполімніоном).

3. Грунтові води, які частіше за все розвантажуються у ставки, мають низькі температури протягом усього року ($10 - 12^{\circ}\text{C}$), що підтримує таку ж температуру у гіполімніоні.

Такий розподіл температури та кисню суттєво впливає на усі гідрохімічні процеси, що відбуваються у воді ставка.

Іонний склад води у ставках формується у результаті встановлення локальних рівноваг між прибутковими та вихідковими складовими сольового балансу [4, 35]:

$$S_{\text{пр}} + S_{\text{атм.оп.}} + S_{\text{гр}} = S_{\text{ст}} + S_{\text{еол}} + S_{\text{філт}} + S_{\text{ос}}, \quad (3.1)$$

де $S_{\text{пр}}$ – солі, що вносяться притоками; $S_{\text{атм.оп.}}$ – солі, що вносяться атмосферними опадами; $S_{\text{гр}}$ – солі, що вносяться ґрунтовими водами; $S_{\text{ст}}$ – солі, що виносяться стоком; $S_{\text{еол}}$ – солі, що виносяться вітром; $S_{\text{філт}}$ – солі, що втрачаються при фільтрації зі ставка; $S_{\text{ос}}$ – солі, що випадають у осад.

Зрозуміло, що балансове рівняння (3.1) дає первинне уявлення про формування хімічного складу води у ставках. В умовах значного впливу техногенезу відсотковий внесок техногенної складової може бути від незначного до визначального.

На території Кривбасу вивчено 43 ставки (рис. 3.5 – 3.8), два з яких: ставок у балці Свистуново, що використовується для скидання шахтних вод, та ставок у балці Грушевата – ставок оборотного водопостачання, розглянуті раніше (розділ 3.1).

Гідрохімічні спостереження у ставках проводилися Криворізькою геолого-гідрогеологічною партією з 1978 р., але роботи виконувалися на підставі договорів з підприємствами, тому спостереження на об'єктах виконувалися не постійно і з різною тривалістю.

Результати гідрохімічних спостережень по ставках на території Кривбасу наведено у табл. 3.6. У табл. 3.6 (граф 3) наводиться усереднена формула Курлова за 2000 –

2010 р.р, у якій символом «М» позначено мінералізацію води, нижній індекс вказує величину мінералізації у г/дм^3 з точністю до 0,1 г/дм^3 . У чисельнику наводиться вміст аніонів у %-екв у порядку зменшення, у знаменнику – катіонів. У формулу включено головні іони, вміст яких є 15 %-екв і більше. У графі 4 наведено назва типу води за формулою Курлова від меншого вмісту компонента до більшого, окремо за аніонами та катіонами. У графах 5 та 6 у вигляді індексу подається хімічний склад води за класифікацією О. О. Алексіна [4] при мінімальній та максимальній мінералізації, що відзначалася за увесь час спостережень. Клас позначається символом за аніоном, група – хімічним символом за катіоном, який пишеться як верхній символ, нижній символ позначає тип. До символу додається величина мінералізації (знизу, з точністю до 0,1 г/дм^3) та загальна жорсткість (зверху, з точністю до цілих ммоль/ дм^3).

Ставки на території Криворіжжя улаштовані у балках, які, як правило, мають трапецієподібний переріз з великими майже симетричними схилами, крутість яких збільшується до їх вершин. Нижні частини балок є задернованими, а верхні – розорані. По дну балок часто протікають струмки, що формуються в основному за рахунок виходів по схилах балок підземних вод і скидів технічних вод. Площа ставків загалом невелика, 1 – 50 га, глибина змінюється від 4 до 2 м. За об'ємом води, що накопичується, ставки значно поступаються хвостосховищам та технічним ставкам.

Слід зазначити, що за середніми показниками серед досліджуваних немає ставків зі стабільно прісною водою. Мінералізація води коливається від 0,7 г/дм^3 (ставок 2, балка Приворотна у районі ПівнГЗК, 1978 р.) до 39,8 г/дм^3 (ставок с. Дем'янівка у районі ІнГЗК, 2007 р.). Відповідно, серед аніонів на перші місця виходять сульфати і хлориди, а серед катіонів – магній і натрій. Вода надмірно жорстка.

Усі ставки мають ознаки евтрофікації, що є природним явищем, але у даному випадку підсилюється техногенними факторами.

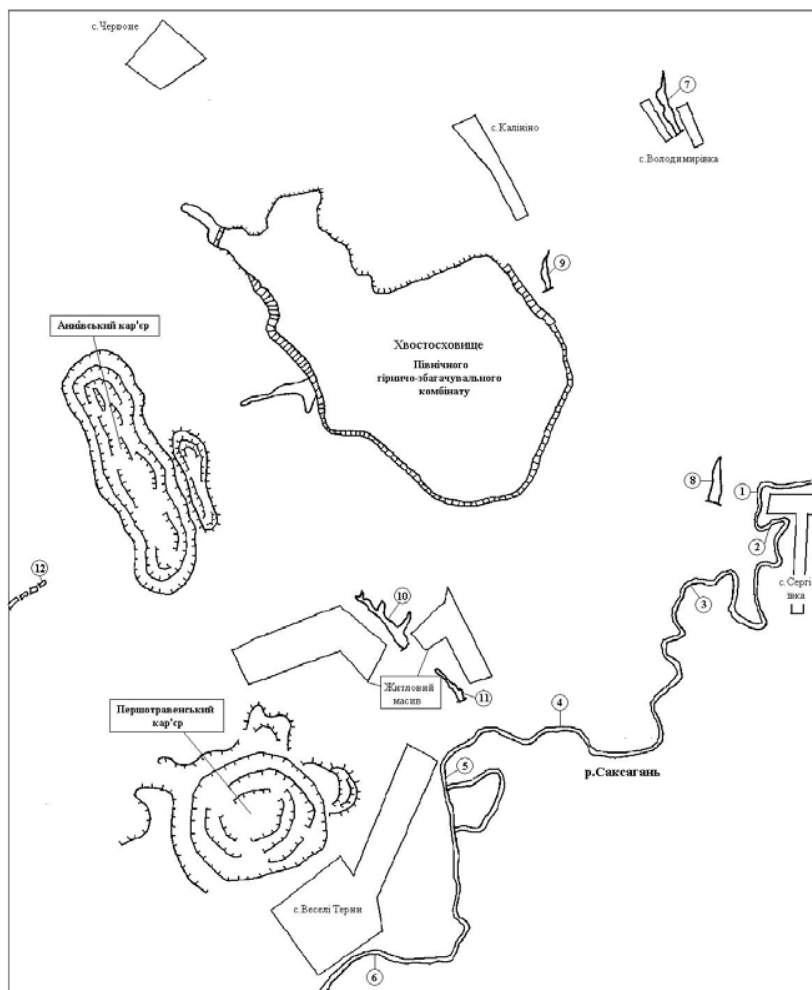


Рис. 3.5. Картохема розташування водних об'єктів і пунктів спостереження на них у районі Північного гірничо-збагачувального комбінату

Умовні позначення: 1* – р. Саксагань (міст у с. Сергіївка); 2 – р. Саксагань (с. Сергіївка); 3 – р. Саксагань (ВП-1); 4 – р. Саксагань (ВП-2); 5 – р. Саксагань (ВП-3); 6 – р. Саксагань (міст у с. Веселі Терни); 7 – ставок 1, балка Мотіна; 8 – ставок 2, балка Мотіна; 9 – ставок, с. Калініно; 10 – ставок 1, балка Приворотна; 11 – ставок 2, балка Приворотна; 12 – ставок, балка Недайвода.

Примітка. * – номер об'єкту на картохемі відповідає номеру об'єкту в табл. 3.6 і 3.7.

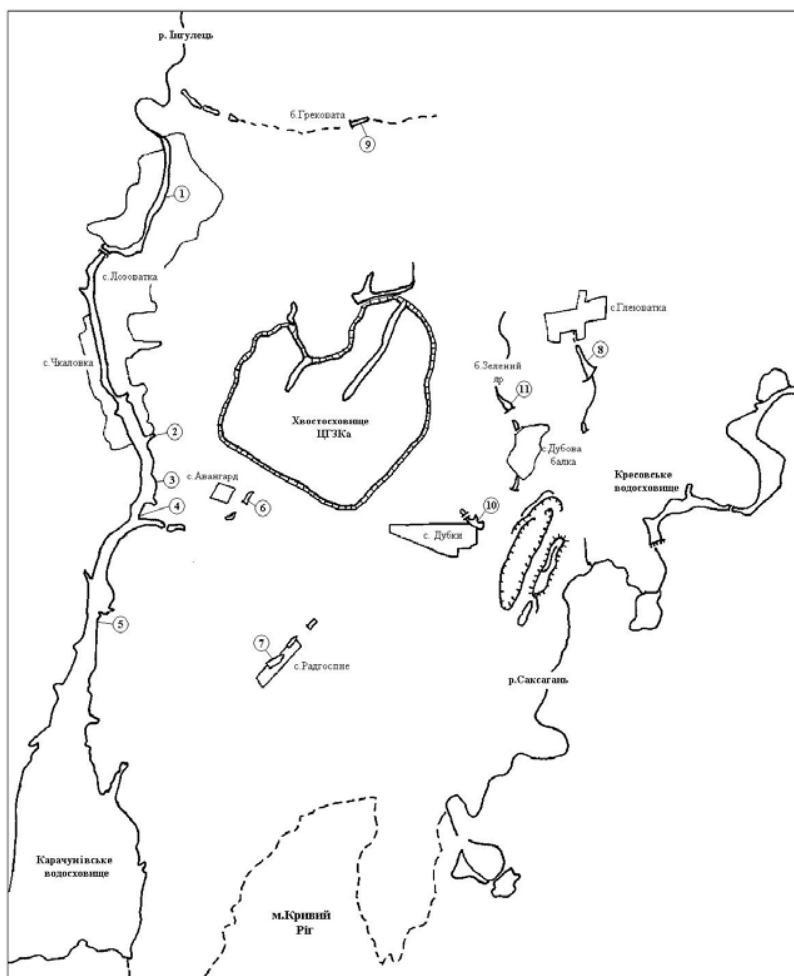


Рис. 3.6. Картосхема розташування водних об'єктів і пунктів спостереження на них у районі Центрального гірничо-збагачувального комбінату

Умовні позначення: 1* – р. Інгулець (біля св.1580); 2 – р.Інгулець (балка Завертана); 3 – р. Інгулець (балка Мала Лозоватка); 4 – р. Інгулець (балка Велика Лозоватка); 5 – р. Інгулець (паром); 6 – ставок, с. Авангард; 7 – ставок, с. Радгоспне; 8 – ставок, с. Глеюватка; 9 – ставок, балка Грековата; 10 – ставок, с. Дубки; 11 – ставок, балка Зелений яр.

Примітка. * – номер об'єкту на картосхемі відповідає номеру об'єкту в табл. 3.6 і 3.7.

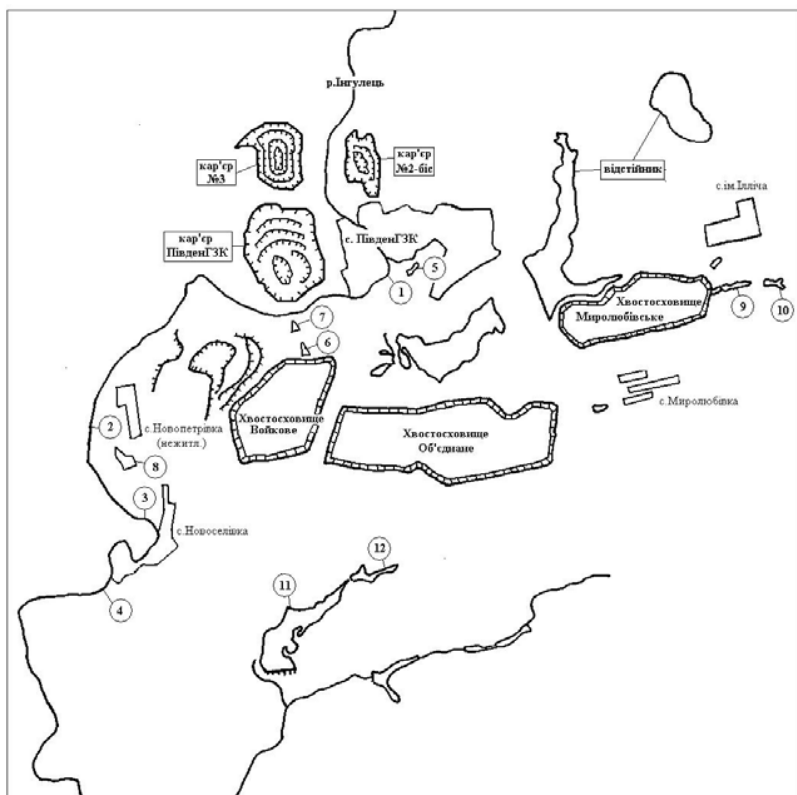


Рис. 3.7. Картохема розташування водних об'єктів і пунктів спостереження на них у районі Південного гірничо-збагачувального комбінату

Умовні позначення: 1* – р. Інгулець (біля св.420); 2 – р. Інгулець (біля св.141р); 3 - р. Інгулець (біля св.138); 4 - р. Інгулець (с. Новоселівка); 5 – ставок, біля АЗС; 6 – ставок, балка Городовата; 7 – ставок, балка Грушевата; 8 – ставок, між с.с. Новопетрівка та Новомиколаївка; 9 – ставок 1, с. ім.Ілліча; 10 - ставок 2, с. ім.Ілліча; 11 – ставок, балка Свистуново (накопичувач); 12 – ставок, балка Свистуново.

Примітка. * – номер об'єкту на картохемі відповідає номеру об'єкту в табл. 3.6 і 3.7.

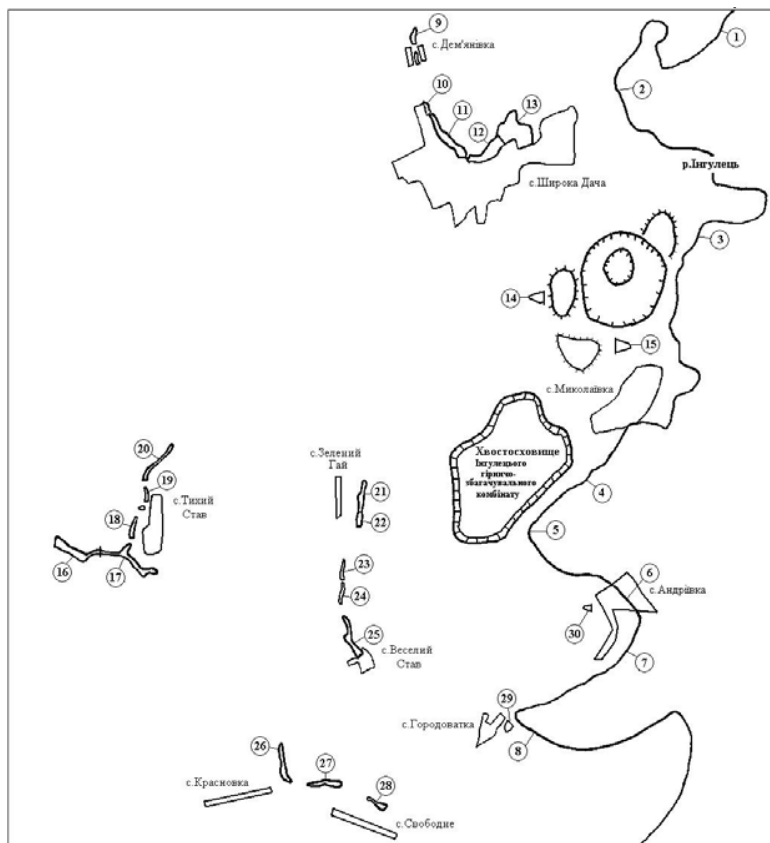


Рис. 3.8. Картоschema розташування водних об'єктів і пунктів спостереження на них у районі Інгулецького гірничо-збагачувального комбінату

Умовні позначення: 1[°] – р. Інгулець (біля моста); 2 – р. Інгулець (біля св.1708); 3 – р. Інгулець (відвал, біля св.1725, 1726); 4 – р. Інгулець (хвостохвище, біля св.1436); 5 – р. Інгулець (перекат); 6 – р. Інгулець (с. Андріївка, біля св.1432); 7 – р. Інгулець (с. Забережжя, частина с. Андріївка); 8 – р. Інгулець (с. Городоватка, біля св.1374); 9 – ставок, с. Дем'янівка; 10 – ставок 1, балка. Березнеговата; 11 – ставок 2, балка Березнеговата; 12 – ставок 3, балка Березнеговата; 13 – ставок 4, балка. Березнеговата; 14 – ставок, балка Склювата; 15 – ставок Південний; 16 – ставок 1, с. Тихий Став; 17 – ставок 2, с. Тихий Став; 18 – ставок 3, с. Тихий Став; 19 – ставок 4, с. Тихий Став; 20 – ставок 5, с. Тихий Став; 21 – ставок 1, с. Зелений Гай; 22 – ставок 2, с. Зелений Гай; 23 – ставок 1, с. Веселий Став; 24 – ставок 2, с. Веселий Став; 25 – ставок 3, с. Веселий Став; 26 – ставок, с. Красновка; 27 – ставок 1, с. Свободне; 28 – ставок 2, с. Свободне; 29 – ставок, с. Городоватка; 30 – ставок, с. Забережжя.

Примітка. * – номер об'єкту на картосхемі відповідає номеру об'єкту в табл. 3.6 і 3.7.

Таблиця 3.6. Середні показники хімічного складу води ставків Кривбасу, 1978 – 2010 р.р.

№ на картосхемі	Пункти спостереження	Усереднена формула Курлова (2000-2010 рр.)	Хімічний склад										
			Символ	Назва хімічного типу води	Класифікація Алексина (індекс)		Водневий показник (рН)		Окиснюваність, мг О ₂ /л ³ максимум		Мінеральні сполуки азоту, мг/дм ³ максимум		CO ₂ , мг/дм ³ максимум
					мінімум	максимум	рік	рік	рік	рік	рік	рік	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
Район Північного гірничо-збагачувального комбінату (див. рис. 3.5)													
7	Ставок 1, балка Мотина	M _{3,4} $\frac{\text{SO}_4 \text{ Cl}_{22}}{\text{Mg}_{38} \text{ Na}_{37} \text{ Ca}_{25}}$	Хлоридно-сульфатний кальцієво-натрієво-магнієвий	$\frac{\text{Ca}_{13}}{\text{H}_{1.3}}$ 1989	$\frac{\text{Mg}_{40}}{\text{H}_{4.0}}$ 2010	6,5 2010	8,4 1997	28,8 1988	1,5 1988	1,5 1990	65,2 2007	35,2 1992	
8	Ставок 2, балка Мотина	M _{1,9} $\frac{\text{SO}_4 \text{ Cl}_{23} \text{ HCO}_3^{17}}{\text{Na}_{39} \text{ Ca}_{27} \text{ Mg}_{29}}$	Гідроксидно-хлоридно-сульфатний магнієво-кальцієво-натрієвий	$\frac{\text{Na}_{10}}{\text{H}_{1.1}}$ 1988	$\frac{\text{Ca}_{21}}{\text{H}_{2.2}}$ 2010	6,7 2010	9,0 1989	24,8 1990	1,0 1993	1,5 2007	23,2 2003	21,2 2002	
9	Ставок, с. Каліно	M _{4,9} $\frac{\text{Cl}_{55} \text{ SO}_4^{40}}{\text{Na}_{42} \text{ Mg}_{35} \text{ Ca}_{20}}$	Сульфатно-хлоридний кальцієво-магнієво-натрієвий	$\frac{\text{Na}_{22}}{\text{Cl}_{1.2}}$ 2003	$\frac{\text{Na}_{72}}{\text{Cl}_{1.8}}$ 2009	6,25 2009	8,2 2001	41,8 2009	10,2 2009	6,5 2005	258,4 2009	145,2 2009	
10	Ставок 1, балка Приворотна	M _{1,8} $\frac{\text{SO}_4 \text{ Cl}_{32}}{\text{Na}_{40} \text{ Mg}_{38} \text{ Ca}_{22}}$	Хлоридно-сульфатний кальцієво-магнієво-натрієвий	$\frac{\text{Na}_6}{\text{H}_{1.1}}$ 1981	$\frac{\text{Na}_{25}}{\text{Cl}_{1.4}}$ 1995	6,7 2010	8,6 1983	52,8 1990	4,5 1988	6,0 1989	37,2 2005	44,0 1990	
11	Ставок 2, балка Приворотна	M _{2,0} $\frac{\text{Cl}_{46} \text{ SO}_4^{42}}{\text{Na}_{41} \text{ Mg}_{36} \text{ Ca}_{23}}$	Сульфатно-хлоридний кальцієво-магнієво-натрієвий	$\frac{\text{Na}_5}{\text{H}_{0.7}}$ 1978	$\frac{\text{Na}_{25}}{\text{Cl}_{1.4}}$ 1995	6,8 2010	8,5 2001	50,8 1991	1,5 1989	2,0 1984	10,8 2001	42,0 1992	
12	Ставок, балка Недайвода	M _{5,4} $\frac{\text{SO}_4 \text{ Cl}_{15}}{\text{Na}_{40} \text{ Mg}_{40} \text{ Ca}_{20}}$ *	Хлоридно-сульфатний кальцієво-магнієво-натрієвий	$\frac{\text{Na}_{47}}{\text{H}_{5.2}}$ 2010	$\frac{\text{Na}_{49}}{\text{H}_{5.6}}$ 2009	7,1 2010	8,0 2009	6,1 2010	1,2 2009	0,1 2010	118,1 2009	69,5 2010	
Район Центрального гірничо-збагачувального комбінату (див. рис. 3.6)													
6	Ставок, с. Авангард	M _{3,2} $\frac{\text{Cl}_{46} \text{ SO}_4^{42}}{\text{Na}_{49} \text{ Mg}_{30} \text{ Ca}_{21}}$ **	Сульфатно-хлоридний кальцієво-магнієво-натрієвий	–	$\frac{\text{Na}_{25}}{\text{Cl}_{1.8}}$ 1991	7,5 1991	8,3 1992	20,0 1992	3,0 1992	1,5 1992	Н.в.***	35,2 1991	

Продовження табл. 3.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
7	Ставок, с. Радолюбне	$M_{5,3} \frac{SO_4 Cl_{16}}{Na_{43} Mg_{37} Ca_{20}}$	Хлоридно-сульфатний кальцево-магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{22}}{Cl_{11} 2,3}$ 1998	$\frac{Na_{57}}{Cl_{11} 6,9}$ 2007	6,85 2010	8,3 2001	27,7 2007	8,0 2007	7,3 2007	170,7 2007	81,8 2008
8	Ставок, с. Гілеюватка	$M_{4,0} \frac{SO_4^4 Cl_{15}}{Mg_{40} Na_{38} Ca_{22}}$	Хлоридно-сульфатний кальцево-натрієво-магнієвий	$\frac{Na_{22}}{Cl_{11} 2,3}$ 1998	$\frac{Mg_{50}}{Cl_{11} 5,1}$ 2007	6,6 2010	8,1 1992	32,8 1992	4,5 1995	2,0 1994	35,7 2008	51,2 2008
9	Ставок, болка Грекова	$M_{4,0} \frac{SO_4^4 Cl_{24}}{Na_{41} Mg_{39} Ca_{20}}$	Хлоридно-сульфатний кальцево-магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{25}}{Cl_{11} 2,7}$ 1995	$\frac{Mg_{58}}{Cl_{11} 8,1}$ 2003	6,75 2010	8,8 1991	24,6 2008	4,5 2008	6,4 2005	170,0 2005	95,0 2008
10	Ставок, с. Дубки	$M_{4,5} \frac{SO_4^4 Cl_{21}}{Na_{40} Mg_{37} Ca_{23}}$	Хлоридно-сульфатний кальцево-магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{28}}{Cl_{11} 3,1}$ 2001	$\frac{Na_{55}}{Cl_{11} 6,4}$ 2005	7,2 2010	8,0 1992	39,2 1992	1,0 2007	1,5 1992	42,9 2008	34,4 2005
11	Ставок, с. Зелений Яр	$M_{3,2} \frac{SO_4^4 Cl_{26}}{Na_{43} Mg_{25} Ca_{25}}$ **	Хлоридно-сульфатний кальцево-магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{23}}{Cl_{11} 2,8}$ 1995	$\frac{Na_{53}}{Cl_{11} 5,2}$ 2005	7,0 2010	8,1 1997	31,2 1992	3,5 2006	6,0 1998	32,5 2006	44,0 2005
Район Шведного гірничо-обогатувального комбінату (див. рис. 3.7)												
5	Ставок, біля АЗС	$M_{8,0} \frac{Cl_{82}}{Na_{64} Mg_{22}}$	Хлоридний магнієво-натрієвий	$\frac{Cl_{138}}{Cl_{11} 5,8}$ 1989	$\frac{Na_{59}}{Cl_{11} 9,7}$ 2007	6,3 1987	8,1 1989	12,2 2008	8,0 1990	2,2 2005	172,1 2010	46,9 2005
6	Ставок, болка Городовата	$M_{16,3} \frac{Cl_{90}}{Na_{75} Mg_{16}}$ **	Хлоридний магнієво-натрієвий	$\frac{Cl_{91}}{Cl_{11} 13,0}$ 1987	$\frac{Na_{90}}{Cl_{11} 18,6}$ 1990	6,3 1987	8,1 1988	10,2 1988	0,2 1990	2,0 1987	22,1 1988	16,2 1986
7	Ставок, болка Грушевата	$M_{8,5} \frac{Cl_{85}}{Na_{60} Mg_{25} Ca_{15}}$ **	Хлоридний кальцево-магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{43}}{Cl_{11} 5,4}$ 1987	$\frac{Na_{64}}{Cl_{11} 11,1}$ 1990	6,7 1987	8,3 1988	11,8 1988	0,2 1990	0,9 1990	21,5 1989	20,5 1990
8	Ставок, мик. с. Новотерка та Новомиколаївка	$M_{10,2} \frac{Cl_{57} SO_4^4}{Na_{47} Mg_{27} Ca_{26}}$ **	Сульфатно-хлоридний кальцево-магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{85}}{Cl_{11} 7,6}$ 1987	$\frac{Na_{88}}{Cl_{11} 14,5}$ 1988	7,5 2005	8,2 1988	15,7 1986	0,1 1990	2,4 1988	27,6 1986	26,7 1986

Продовження табл. 3.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
9	Ставок 1, с. ім. Ілліча	$M_{7,6} \frac{SO_4 Cl_{23}}{Na_{46} Mg_{39} Ca_{15}}$	Хлоридно-сульфатний кальцево-магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{39}}{II 4,2}$ 2001	$\frac{Na_{100}}{II 13,1}$ 2009	7,3 2003	8,3 2005	27,4 2007	2,2 2007	0,6 2005	96,4 2008	27,4 2007
10	Ставок 2, с. ім. Ілліча	$M_{4,6} \frac{SO_4}{Mg_{40} Na_{36} Ca_{24}}$	Сульфатний кальцево-натрієво-магнієвий	$\frac{Mg_{37}}{II 4,2}$ 2001	$\frac{Mg_{72}}{II 7,1}$ 2009	7,1 2003	8,2 1999	17,4 2003	1,2 2006	2,6 2004	16,4 2003	22,4 2008
12	Ставок, балка Світлуново	$M_{4,6} \frac{SO_4 Cl_{26}}{Mg_{45} Na_{41}}$	Хлоридно-сульфатний натрієво-магнієвий	$\frac{Na_{14}}{II 1,2}$ 1989	$\frac{Na_{43}}{IIIa 7,9}$ 2005	7,1 1990	8,2 1988	6,4 1990	2,1 2007	5,0 2001	15,6 2004	8,8 2002
Район Ігульського гірничо-збагачувального комбінату (див. рис. 3.8)												
9	Ставок, с. Дем'янка	$M_{20,7} \frac{SO_4 Cl_{41}}{Na_{47} Mg_{41}}$	Хлоридно-сульфатний магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{34}}{IIIa 3,6}$ 1992	$\frac{Mg_{387}}{IIIa 39,8}$ 2007	7,1 2006	8,8 1996	141,0 2007	20,8 2007	1,5 1992	235,7 2007	95,4 2008
10	Ставок 1, балка Бе-резнегувата	$M_{6,2} \frac{SO_4 Cl_{41}}{Na_{39} Mg_{29}}$	Хлоридно-сульфатний магнієво-натрієвий	$\frac{Na_8}{II 0,9}$ 1991	$\frac{Mg_{53}}{II 7,2}$ 2007	6,6 2004	9,4 1996	30,4 1991	2,1 1992	0,5 1995	28,3 2008	37,4 2004
11	Ставок 2, балка Бе-резнегувата	$M_{1,6} \frac{SO_4 Cl_{28}}{Na_{43} Mg_{35} Ca_{20}}$	Хлоридно-сульфатний кальцево-магнієво-натрієвий	$\frac{Na_9}{II 1,1}$ 1995	$\frac{Na_{15}}{II 1,8}$ 1997	7,2 2003	8,8 1996	21,6 1996	3,0 1994	1,8 1995	20,3 1992	26,4 1991
12	Ставок 3, балка Бе-резнегувата	$M_{6,1} \frac{SO_4 Cl_{28}}{Na_{46} Mg_{39} Ca_{15}}$	Хлоридно-сульфатний кальцево-магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{25}}{II 3,0}$ 1991	$\frac{Na_{143}}{II 15,3}$ 2007	6,7 1991	8,5 1996	60,0 1995	4,5 1992	1,8 1994	59,2 2007	83,6 1991
13	Ставок 4, балка Бе-резнегувата	$M_{7,4} \frac{SO_4 Cl_{31}}{Na_{51} Mg_{37}}$	Хлоридно-сульфатний магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{47}}{II 5,4}$ 1993	$\frac{Mg_{72}}{II 9,6}$ 1995	7,4 1994	8,8 1996	64,2 1991	9,6 1995	7,5 1993	48,3 1996	92,4 1991
14	Ставок, балка Склепавата	$M_{1,4} \frac{SO_4 HCO_3 Cl_{18}}{Mg_{41} Ca_{30} Na_{29}}$	Хлоридно-гідроксидно-сульфатний натрієво-кальцево-магнієвий	$\frac{Ca_9}{II 0,9}$ 1991	$\frac{Mg_{34}}{IIIa 2,1}$ 1994	7,4 1991	9,0 1997	21,0 1991	4,5 1992	7,5 1991	23,8 1992	39,6 1991

Продовження табл. 3.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
15	Ставок, с. Пидденій	$M_{3,1} \frac{Cl_{46} SO_{44}}{Na_{46} Mg_{35} Ca_{19}}$ **	Сульфатно-хлорид- ний кальцево- магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{16}}{S_{II} 2,1}$ 1995	$\frac{Cl_{II} 26}{S_{II} 3,6}$ 1994	7,2 1993	8,4 1994	19,2 1995	2,4 1995	3,0 1993	22,5 1992	44,0 1993
16	Ставок 1, с. Тихий Став	$M_{3,4} \frac{SO^4 Cl_{35}}{Na_{47} Mg_{36} Ca_{17}}$	Хлоридно-сульфат- ний кальцево- магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{10}}{S_{II} 1,0}$ 1991	$\frac{Na_{34}}{S_{II} 3,7}$ 2007	7,15 2001	8,8 1997	45,8 2008	3,6 1992	1,8 1995	88,1 2008	44,9 2007
17	Ставок 2, с. Тихий Став	$M_{4,2} \frac{SO^4 Cl_{29}}{Mg_{41} Na_{39} Ca_{20}}$	Хлоридно-сульфат- ний кальцево- натрієво-магнієвий	$\frac{Na_8}{S_{II} 1,2}$ 1992	$\frac{Mg_{51}}{S_{II} 5,4}$ 2007	7,1 1992	8,8 1997	48,0 1992	23,0 2007	1,5 1992	87,6 2007	45,9 2007
18	Ставок 3, с. Тихий Став	$M_{1,3} \frac{SO^4_5 Cl_{38} HCO^3_{19}}{Na_{36} Mg_{36} Ca_{29}}$ **	Гідрокарбонатно- хлоридно-сульфатний кальцево-магнієво- натрієвий	$\frac{Na_{11}}{S_{II} 1,2}$ 1994	$\frac{Na_{17}}{S_{II} 1,6}$ 1996	7,4 1994	8,5 1995	27,2 1991	2,5 1997	0,3 1997	27,5 1995	39,6 1991
19	Ставок 4, с. Тихий Став	$M_{1,2} \frac{SO^4_2 Cl_{30} HCO^3_{19}}{Mg_{35} Na_{34} Ca_{31}}$ **	Гідрокарбонатно- хлоридно-сульфатний кальцево-натрієво- магнієвий	$\frac{Mg_{15}}{S_{II} 0,9}$ 1991	$\frac{Na_{11}}{S_{II} 1,4}$ 1995	7,3 1994	8,7 1997	37,6 1991	3,0 1992	0,6 1992	26,2 1995	35,2 1991
20	Ставок 5, с. Тихий Став	$M_{1,7} \frac{SO^4_1 Cl_{39}}{Na_{38} Mg_{35} Ca_{27}}$	Хлоридно-сульфат- ний кальцево- магнієво-натрієвий	$\frac{Mg_5}{S_{II} 0,7}$ 1991	$\frac{S_{II} 17}{S_{II} 1,6}$ 2005	6,9 2005	8,4 1995	45,6 1991	3,0 1993	0,6 1993	7,1 2005	52,8 1992
21	Ставок 1, с. Зелений Гай	$M_{3,7} \frac{SO^4_0 Cl_{33}}{Na_{43} Mg_{38} Ca_{19}}$ **	Хлоридно-сульфат- ний кальцево- магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{29}}{S_{II} 3,4}$ 1991	$\frac{S_{II} 36}{S_{II} 4,8}$ 1994	7,3 1997	8,5 1996	88,0 1997	3,0 1995	1,2 1994	18,5 1992	48,8 1991
22	Ставок 2, с. Зелений Гай	$M_{3,6} \frac{SO^4_7 Cl_{26}}{Na_{43} Mg_{51}}$	Хлоридно-сульфат- ний магнієво- натрієвий	$\frac{Na_{19}}{S_{II} 2,4}$ 1991	$\frac{Na_{99}}{S_{II} 14,7}$ 2007	6,2 1997	8,8 1996	88,0 1997	5,2 2007	12,0 2005	74,5 2007	61,6 1991
23	Ставок 1, с. Веселій Став	$M_{3,3} \frac{SO^4_6 Cl_{29}}{Na_{42} Mg_{42} Ca_{16}}$	Хлоридно-сульфат- ний кальцево- магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{40}}{S_{II} 2,6}$ 1997	$\frac{Na_{143}}{S_{II} 14,5}$ 2007	7,0 1991	8,2 1992	73,8 2007	4,5 1992	0,5 1997	120,5 2008	40,8 2007

Продовження табл. 3.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
24	Ставок 2, с. Веселий Став	$M_{3,4} \frac{SO_4^4 Cl_{35}}{Na_{37} Mg_{32} Ca_{31}}$ **	Хлоридно-сульфат- ний кальцево- магнієво-натрієвий	$S_{II}^{Mg 32} \frac{Ca 31}{Mg 32}$ 1992	$S_{II}^{Mg 66} \frac{Ca 31}{Mg 66}$ 1994	7,2 1992	8,3 1996	35,2 1997	6,2 1995	0,2 1991	20,5 1994	26,4 1991
25	Ставок 3, с. Веселий Став	$M_{8,2} \frac{SO_4^4 Cl_{24}}{Na_{46} Mg_{38} Ca_{16}}$	Хлоридно-сульфат- ний кальцево- магнієво-натрієвий	$S_{II}^{Na 39} \frac{Ca 16}{Mg 38}$ 1995	$S_{II}^{Na 115} \frac{Ca 16}{Mg 115}$ 2007	7,2 2004	8,3 1994	46,4 1991	3,0 1991	0,5 1991	129,5 2007	56,3 2007
26	Ставок, с. Крас- новка	$M_{9,8} \frac{SO_4^4 Cl_{40}}{Mg_{44} Na_{38} Ca_{17}}$	Хлоридно-сульфат- ний кальцево- натрієво-магнієвий	$S_{II}^{Na 23} \frac{Ca 17}{Mg 38}$ 1991	$S_{II}^{Mg 200} \frac{Ca 17}{Mg 200}$ 2007	7,0 1994	9,0 1996	124,9 2007	14,0 2007	3,5 1991	214,9 2007	97,8 2007
27	Ставок 1, с. Свободне	$M_{4,2} \frac{SO_4^4 Cl_{41}}{Na_{50} Mg_{35} Ca_{15}}$	Хлоридно-сульфат- ний кальцево- магнієво-натрієвий	$S_{II}^{Na 34} \frac{Ca 15}{Mg 35}$ 1991	$S_{II}^{Na 59} \frac{Ca 15}{Mg 59}$ 1994	6,6 2006	9,1 1996	28,0 1991	3,0 1994	1,5 1994	16,3 2005	61,6 1991
28	Ставок 2, с. Свободне	$M_{15,4} \frac{SO_4^4 Cl_{43}}{Na_{53} Mg_{37}}$	Хлоридно-сульфат- ний магнієво- натрієвий	$S_{II}^{Na 17} \frac{Ca 37}{Mg 37}$ 1991	$S_{II}^{Na 151} \frac{Ca 37}{Mg 151}$ 2001	7,3 1992	9,5 1996	100,2 2001	10,8 1995	1,8 1991	88,1 2008	88,2 2008
29	Ставок, с. Городо- ватка	$M_{4,5} \frac{Cl_{66} SO_4^4}{Na_{39} Mg_{26} Ca_{15}}$ #	Сульфатно-хлорид- ний кальцево- магнієво-натрієвий	$S_{II}^{Na 37} \frac{Ca 15}{Mg 26}$ 1996	$S_{II}^{Na 36} \frac{Ca 15}{Mg 36}$ 1993	7,3 1991	8,6 1996	16,0 1991	1,5 1994	0,9 1994	18,5 1993	35,2 1995
30	Ставок, с. Забе- режка	$M_{4,5} \frac{Cl_{61} SO_4^4}{Na_{60} Mg_{23} Ca_{17}}$ #	Сульфатно-хлорид- ний кальцево- магнієво-натрієвий	$S_{II}^{Na 23} \frac{Ca 17}{Mg 23}$ 1991	$S_{II}^{Na 39} \frac{Ca 17}{Mg 39}$ 1994	7,3 1991	8,3 1992	16,0 1991	1,5 1993	0,5 1993	23,5 1991	48,4 1991

Примітка * - спостереження проводилися 2008-2010 р.р.; ** - спостереження проводилися 1990-1998 р.р.; *** - вміст не встановлено.

3.4. Річки

Річки є найбільш рухливою частиною гідросфери. До основних особливостей річок, від яких залежить їх хімічний склад та гідрохімічний режим, належать [4, 25]:

- 1) контакт води на водозбірній площі річок головним чином з добре перемитими породами, які залягають вище базису ерозії;
- 2) швидка зміна води у річці, у результаті чого вона взаємодіє з породами обмежений час та випаровується незначно;
- 3) залежність водного режиму від фізико-географічних умов;
- 4) взаємодія води з атмосферою;
- 5) інтенсивний вплив на воду рослинних та тваринних організмів.

Все це створює такі головні риси хімічного складу річкових вод:

- 1) малу порівняно з іншими водними об'єктами мінералізацію;
- 2) динамічність складу залежно від гідрометеорологічних умов;
- 3) присутність у воді атмосферних газів;
- 4) інтенсивний вплив біогенних процесів на іонний та газовий склад.

Гідрохімічний режим річки Інгулець вивчався у повоєнні роки О.О. Алекінім [3]. У роботі відзначається різниця між хімічним складом води у річці у верхній течії ($С_{II}^{Ca}$) та у нижній ($С_{III}^{Na}$), що автор пов'язує як з природними чинниками, так і з техногенними. До природних чинників, що впливають на хімічний склад води у річці Інгулець О.О. Алекін відносить те, що у нижній течії річка вступає у смугу розвитку морських відкладів палеоген-неогенового віку, тобто ґрунтові води, які частково живлять річку стають більш солоними. Серед техногенних основними автор

вважає скиди в річку шахтних та стічних вод. Мінералізація води у річці досягає взимку, за цими даними, – 3100 мг/дм³.

Необхідно враховувати, що експлуатація залізорудних родовищ Кривбасу розпочалася з відкриття першої шахти у 1886 р., а час спостережень, покладених в основу досліджень О.О. Алекіна – 1940 роки, тобто протягом 60 років гідрохімічний режим річки знаходився під впливом гірничовидобувної промисловості, і, тому, зрозуміло, що він змінився порівняно з природним гідрохімічним режимом.

Із сучасних досліджень хімічного складу річкових вод басейну Інгульця треба відзначити роботи Р.В. Руденка і В.К. Хільчевського [85] та Р.Л. Кравчинського [58], у яких проаналізовано хімічний склад води за 26 показниками та оцінена якість річкових вод басейну Інгульця. Проведений багатовимірний та комплексний аналіз водогосподарських, гідрометеорологічних та гідрохімічних показників в басейні р. Інгулець дозволив виділити п'ять гідроекологічних районів [58]. На території, що досліджується у даній роботі, знаходяться три з них: Саксаганський, Верхньоінгулецький та Нижньоінгулецький. Виявлені закономірності хімічного складу води у річках Саксагань та Інгулець повністю співпадають з результатами гідрохімічних спостережень, що проводилися Криворізькою геолого-гідрогеологічною партією.

Дані дослідження виконано по річках Інгулець та Саксагань і наводяться у табл. 3.7. На р. Саксагань постійні спостереження проводилися по 6 пунктах, на р. Інгулець – по 17. Пункти спостережень наведено на рис. 3.5. – 3.8.

Висновки:

1. Гірничо-збагачувальні комбінати Кривбасу є потужними сучасними підприємствами з видобутку та збагачення залізної руди і мають перспективи розвитку.

Таблиця 3.7. Середні показники хімічного складу води річок Саксагань та Інгулець на різних ділянках. 1978 – 2010 р.р.

№ на карто-схе-мі	Пункти спостере-ження	Усереднена формула Курлова (2000-2010 рр.)		Хімічний склад				Класифікація Алексина (індекс)		Водневий показник (рН)		Окисню-ваність, мг О ₂ /дм ³ максимум		Мінеральні сполуки азоту, мг/дм ³ максимум		CO ₂ , мг/дм ³ , максимум
		Символ	Назва хімічного типу води	мінімум, рік	максимум, рік	мінімум, рік	максимум, рік	мінімум, рік	максимум, рік	NH ₄ ⁺	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻				
													рН	рН		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13				
р. Саксагань																
Район Панівного гірничо-збагачувального комбінату (див. рис. 3.5)																
1	р. Саксагань (лист у с. Сергіївка)	M _{3,0} SO ₄ ⁶³ Cl ₂₄ Na ₃₀ Mg ₂₈ Ca ₂₂	Хлоридно-сульфатний кальцево-магнево-напрісний	S ^{Na 10} II 12 1988	S ^{Na 25} II 33 2010	6,95 2010	8,5 1988	13,2 1997	1,6 1996	0,6 1996	10,5 2005	39,6 1990				
2	р. Саксагань (с. Сергіївка)	M _{3,0} SO ₄ ⁶¹ Cl ₂₅ Na ₄₇ Mg ₂₈ Ca ₂₅	Хлоридно-сульфатний кальцево-магнево-напрісний	S ^{Ca 12} II 14 1988	S ^{Na 27} II 33 2010	6,7 2010	8,6 1993	16,8 2007	0,6 1998	0,4 2003	12,4 2005	44,0 2010				
3	р. Саксагань (ВП-1)	M _{2,8} SO ₄ ³⁸ Cl ₁₂₇ Na ₄₂ Mg ₃₃ Ca ₂₅	Хлоридно-сульфатний кальцево-магнево-напрісний	S ^{Na 9} II 16 1990	S ^{Na 28} II 34 2010	6,5 2010	8,8 1998	23,2 1988	4,0 1993	5,7 2009	59,2 2009	37,2 2009				
4	р. Саксагань (ВП-2)	M _{3,0} SO ₄ ³⁹ Cl ₁₂₈ Na ₄₆ Mg ₂₈ Ca ₂₆	Хлоридно-сульфатний кальцево-магнево-напрісний	Cl ^{Na 9} II 12 1990	S ^{Mg 17} II 56 1987	6,5 2010	8,9 1986	54,4 1981	1,5 1991	2,5 1989	32,2 2009	68,9 1981				
5	р. Саксагань (ВП-3)	M _{3,0} SO ₄ ³⁸ Cl ₁₂₆ Na ₄₆ Mg ₂₈ Ca ₂₆	Хлоридно-сульфатний кальцево-магнево-напрісний	S ^{Na 10} II 15 1993	S ^{Na 27} II 34 2010	6,7 2010	8,8 1998	13,8 1989	2,0 1995	1,4 2005	23,2 2004	35,2 2009				
6	р. Саксагань (лист у с. Веселі Терні)	M _{2,7} SO ₄ Cl ₃₅ HCO ₃ ¹⁷ Na ₄₆ Ca ₂₈ Mg ₂₃	Гідрокарбонатно-хлоридно-сульфатний магнієво-кальцево-напрісний	Cl ^{Na 12} II 15 1988	Cl ^{Na 38} II 87 1989	6,7 2010	8,5 1991	28,0 1991	3,0 1993	0,5 1989	22,7 2003	43,9 2002				

Продовження табл. 3.7

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
р. Інгулець												
Район Центрального гірничо-обогатувального комбінату (див. рис. 3.6)												
1	р. Інгулець (біля св.1580)	$\text{SO}_4^{2-} \text{HCO}_3^- \text{Cl}^{20}$ $\text{M}_{1,2} \text{Na}_{37} \text{Mg}_{35} \text{Ca}_{28}$	Хлоридно-гідроксидно-сульфатний кальцієво-магнієво-натрієвий	$\text{Na}_{4,9}$ 1992	$\text{Na}_{11,14}$ 2007	6,8 2010	8,6 1993	80,0 1998	1,5 1995	0,7 1991	67,9 2008	65,12 2008
2	р. Інгулець (балка Завертано)	$\text{SO}_4^{2-} \text{HCO}_3^- \text{Cl}^{20}$ $\text{M}_{1,3} \text{Mg}_{40} \text{Na}_{35} \text{Ca}_{25}$	Хлоридно-гідроксидно-сульфатний кальцієво-натрієво-магнієвий	$\text{Na}_{8,9}$ 1993	$\text{Na}_{14,15}$ 2007	6,9 2010	8,4 1994	16,2 2008	4,5 1994	0,6 1994	54,0 2008	72,2 2008
3	р. Інгулець (балка Мала Дозоватка)	$\text{SO}_4^{2-} \text{HCO}_3^- \text{Cl}^{20}$ $\text{M}_{1,3} \text{Mg}_{39} \text{Na}_{36} \text{Ca}_{24}$	Хлоридно-гідроксидно-сульфатний кальцієво-натрієво-магнієвий	$\text{Na}_{7,9}$ 1993	$\text{Na}_{13,15}$ 2007	7,0 2003	8,5 1994	12,0 1998	2,0 1993	1,5 1995	41,0 2007	44,0 2007
4	р. Інгулець (балка Велика Дозоватка)	$\text{SO}_4^{2-} \text{HCO}_3^- \text{Cl}^{20}$ $\text{M}_{1,3} \text{Na}_{40} \text{Mg}_{38} \text{Ca}_{22}$	Хлоридно-гідроксидно-сульфатний кальцієво-магнієво-натрієвий	$\text{ClNa}_{7,9}$ 1980	$\text{Na}_{14,16}$ 2007	6,6 1987	9,0 1984	16,8 1987	5,0 1993	1,5 1994	59,2 2008	54,6 2007
5	р. Інгулець (паром)	$\text{SO}_4^{2-} \text{HCO}_3^- \text{Cl}^{20}$ $\text{M}_{1,3} \text{Mg}_{41} \text{Na}_{35} \text{Ca}_{24}$	Хлоридно-гідроксидно-сульфатний кальцієво-натрієво-магнієвий	$\text{Na}_{7,8}$ 1992	$\text{Mg}_{13,15}$ 2007	7,1 2003	8,55 2001	56,8 1991	2,2 1994	0,6 1994	71,2 2008	44,0 1993
Район Південного гірничо-обогатувального комбінату (див. рис. 3.7)												
1	р. Інгулець (біля св.420)	ClSO_4^{2-} $\text{M}_{2,3} \text{Na}_{53} \text{Mg}_{28} \text{Ca}_{19}$	Сульфатно-хлоридний кальцієво-магнієво-натрієвий	$\text{Na}_{12,16}$ 1986	$\text{Na}_{24,28}$ 1988	6,8 1988	8,9 1986	18,5 2008	0,15 2007	2,0 1988	93,1 2008	17,9 2003
2	р. Інгулець (біля св.141р)	ClSO_4^{2-} $\text{M}_{2,3} \text{Na}_{55} \text{Mg}_{27} \text{Ca}_{18}$	Сульфатно-хлоридний кальцієво-магнієво-натрієвий	$\text{Mg}_{19,13}$ 1986	$\text{Na}_{28,26}$ 2010	6,7 1987	8,2 1988	20,0 2008	0,5 2003	2,0 1994	81,1 2008	20,9 2005
3	р. Інгулець (біля св.138)	ClSO_4^{2-} $\text{M}_{2,3} \text{Na}_{46} \text{Mg}_{30} \text{Ca}_{21}$	Сульфатно-хлоридний кальцієво-магнієво-натрієвий	$\text{Na}_{11,14}$ 1986	$\text{ClNa}_{28,24}$ 2010	7,6 2010	8,6 2001	13,1 2008	0,1 2005	0,1 2006	73,4 2008	15,8 2008

Продовження табл. 3.7

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
4	р. Інгулець (с. Новоселівка)	$M_{2,5} \frac{Cl_{54}SO_{36}^4}{Na_{47}Mg_{30}Ca_{23}}$	Сульфатно-хлоридний кальцево-магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{12}}{Cl_{11} 1.3}$ 1986	$\frac{Na_{48}}{Cl_{11} 8.3}$ 1988	6.5 1986	8.8 1988	5.5 2005	3.0 2003	3.0 1990	31.1 2003	19.9 2003
Район Інгульського гірничо-збагачувального комбінату (див. рис. 3.8)												
1	р. Інгулець (біля моста)	$M_{2,8} \frac{Cl_{48}SO_{41}^4}{Na_{52}Mg_{27}Ca_{21}}$	Сульфатно-хлоридний кальцево-магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{10}}{Cl_{11} 1.1}$ 1994	$\frac{Na_{22}}{Cl_{11} 4.9}$ 1995	6.45 2003	8.9 1996	22.0 2006	3.0 1991	1.5 1991	41.9 2002	44.0 1991
2	р. Інгулець (біля св. І. 708)	$M_{2,9} \frac{Cl_{55}SO_{36}^4}{Na_{53}Mg_{25}Ca_{22}}$	Сульфатно-хлоридний кальцево-магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{12}}{Cl_{11} 1.3}$ 1998	$\frac{Na_{24}}{Cl_{11} 3.8}$ 2008	6.2 2005	7.4 2001	8.8 2008	1.5 2003	0.5 2005	78.1 2008	43.8 2005
3	р. Інгулець (видван)	$M_{3,0} \frac{Cl_{59}SO_{37}^4}{Na_{55}Mg_{26}Ca_{19}}$	Сульфатно-хлоридний кальцево-магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{11}}{Cl_{11} 1.4}$ 1994	$\frac{Na_{22}}{Cl_{11} 3.6}$ 2007	7.05 2007	8.4 2001	77.0 2007	2.3 2009	0.5 2006	31.5 2002	55.4 2007
4	р. Інгулець (хвостосховище)	$M_{3,0} \frac{Cl_{60}SO_{38}^4}{Na_{55}Mg_{26}Ca_{18}}$	Сульфатно-хлоридний кальцево-магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{11}}{Cl_{11} 1.3}$ 1991	$\frac{Na_{22}}{Cl_{11} 3.8}$ 2008	6.9 1991	9.1 1996	52.8 1991	4.5 1993	5.0 1991	27.7 2002	30.4 2007
5	р. Інгулець (перекат)	$M_{2,8} \frac{Cl_{58}SO_{36}^4}{Na_{54}Mg_{27}Ca_{19}}$	Сульфатно-хлоридний кальцево-магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{11}}{Cl_{11} 1.3}$ 1991	$\frac{Na_{22}}{Cl_{11} 3.8}$ 2008	7.0 2006	8.4 2001	52.8 1991	4.5 1993	5.0 1991	27.7 2002	30.4 2007
6	р. Інгулець (с. Андріївка)	$M_{2,8} \frac{Cl_{58}SO_{34}^4}{Na_{50}Mg_{29}Ca_{21}}$	Сульфатно-хлоридний кальцево-магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{10}}{Cl_{11} 1.2}$ 1993	$\frac{Na_{23}}{Cl_{11} 3.1}$ 2008	7.2 2002	8.2 1991	14.6 2009	0.2 2007	3.5 1998	31.1 2007	34.3 2007
7	р. Інгулець (с. Зіберек-ял)	$M_{2,6} \frac{Cl_{57}SO_{32}^4}{Na_{48}Mg_{31}Ca_{22}}$	Сульфатно-хлоридний кальцево-магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{10}}{Cl_{11} 1.4}$ 1994	$\frac{Na_{35}}{Cl_{11} 3.1}$ 1995	7.3 2001	8.2 1991	28.8 1991	2.1 1995	1.5 1993	31.8 2001	44.4 1993
8	р. Інгулець (с. Городо-ватка)	$M_{3,0} \frac{Cl_{55}SO_{36}^4}{Na_{53}Mg_{27}Ca_{20}}$	Сульфатно-хлоридний кальцево-магнієво-натрієвий	$\frac{Na_{11}}{Cl_{11} 1.4}$ 1994	$\frac{Na_{25}}{Cl_{11} 3.2}$ 2006	6.7 2006	7.9 1999	8.0 2007	2.3 1998	0.5 2006	27.1 2001	35.2 2006

2. Усі ГЗК мають кар'єри з видобутку залізної руди, дробильні та збагачувальні фабрики, хвостосховища та допоміжні споруди. На фоні спільних рис у структурі, кожен комбінат має певні особливості.
3. До основних техногенних водних об'єктів ГЗК відносяться хвостосховища, які експлуатуються тривалий час (з 1961 р. – ЦГЗК). Максимальний сумарний об'єм мають хвостосховища ПівдГЗК.
4. Хімічний склад води у водоймах хвостосховищ повністю залежить від вод, що у них скидаються. Мінералізація води у водоймах хвостосховищ становить $4,3 - 13,3 \text{ г/дм}^3$.
5. На території досліджень знаходиться ставок-накопичувач шахтних вод у балці Свистуново з мінералізацією води 36 г/дм^3 . Головне завдання, яке він вирішує – накопичення високомінералізованих шахтних вод з подальшим скидом їх у р. Інгулець.
6. Мінералізація води інших штучних водойм (ставків) на території Кривбасу коливається у значних межах: від $0,7 \text{ г/дм}^3$ до $39,8 \text{ г/дм}^3$.
7. Мінералізація річкових вод даного регіону (річки Інгулець і Саксагань) перевищує норматив прісних вод. Так, середня мінералізація р. Саксагань змінюється в межах $2,7 - 3,0 \text{ г/дм}^3$ з переважаючими сульфатним аніоном і катіоном натрію. Мінералізація води р. Інгулець змінюється в межах $1,2 - 1,3 \text{ г/дм}^3$ в районі ЦГЗК з переважаючими аніоном сульфату та катіоном магнію. В районі ПівдГЗК та ІнГЗК мінералізація води в р. Інгулець підвищується і досягає $2,3 - 3,0 \text{ г/дм}^3$ з переважанням хлоридного аніону і катіону натрію.
8. Представлені гідрохімічні спостереження по техногенних, штучних та природних водних об'єктах на території Кривбасу є достатніми для проведення подальшого аналізу.

РОЗДІЛ 4

ГІДРОХІМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДНИХ ОБ'ЄКТІВ КРИВБАСУ

При гідрохімічних дослідженнях компоненти, що містяться в природних водах, прийнято поділяти на основні групи [27, 74]:

1. Головні іони (сольові компоненти) – катіони Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ та аніони CO_3^{2-} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} . У поверхневих водах їхній вміст не перевищує десятки або сотні мг/дм^3 . Сума цих компонентів називається мінералізацією води.

2. Органічні речовини, вміст яких іноді характеризують загальним вмістом зв'язаного органічного вуглецю. Органічні речовини, що утримуються у природних водах, поділяються на дві групи. До першої відносяться органічні сполуки природного походження, в основному гумінові й фульвокислоти, карбонові та амінокислоти, карбонільні сполуки, складні ефіри (зв'язаний у них вуглець становить $1,5 - 30 \text{ мг/дм}^3$) і деякі інші сполуки з вмістом зв'язаного вуглецю $0,2 - 12 \text{ мг/дм}^3$. До другої групи органічних компонентів природних вод належать численні сполуки антропогенного походження, вміст яких залежить від інтенсивності забруднення води й змінюється у дуже широких межах, аж до декількох мг/дм^3 . Це ароматичні вуглеводні (бензол, толуол, феноли, нафталін), галогенутримуючі сполуки (хлороформ, діхлоретан, дихлофос), азотутримуючі сполуки (аміни, піридин, поліакриламід), метанол, бензоловий спирт, масла, нафтопродукти, барвники, синтетичні поверхнево-активні речовини (СПАР).

3. Біогенні речовини – речовини, які найбільш активно беруть участь у життєдіяльності водних організмів. До них відносяться мінеральні сполуки азоту (NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^-), фосфору (H_2PO_4^- , HP_4^{2-} , PO_4^{3-}), кремнію (HSiO_3^- , SiO_3^{2-}), заліза (Fe^{2+} , Fe^{3+}) і сполуки деяких мікроелементів.

4. Мікроелементи – це метали і деякі неметали (бром, йод, бор), вміст яких у водах знаходиться в межах декількох десятків і менше мг/дм³. Частина металів – марганець, цинк, молібден і кобальт відносяться до так званих біометалів, які беруть участь у біохімічних процесах живих організмів і без яких живі істоти не можуть розвиватися. Інші мікроелементи, такі як кадмій, свинець, ртуть, хром можуть бути забруднюючими компонентами антропогенного походження й проявляти сильну токсичність, яка залежить від того, у яких хімічних формах вони перебувають. Найбільшу токсичність мають металоорганічні сполуки.

5. Радіоактивні елементи, які здатні самочинно розпадатися. Можуть бути природного та штучного походження. Містяться у воді в мікроконцентраціях. Особливу небезпеку для життя являють мікроконцентрації радіонуклідів стронцію, цезію, плутонію.

6. Розчинені гази – кисень, азот, вуглекислий газ, сірководень, метан та ін.

4.1. Головні іони та мінералізація

Величина мінералізації є дуже важливою характеристикою для оцінки якості питної води, води, що використовується для зрошення, для технічних цілей та ін. Тому, на даний час, існує декілька класифікацій природних вод за мінералізацією. Досить вдалою можна вважати класифікацію В.К.Хільчевського [102]: дуже прісні – менше 0,1 г/дм³; помірно прісні 0,1 – 0,6 г/дм³; прісні з підвищеною мінералізацією 0,6 – 1,0 г/дм³; слабосолоні – 1 – 3 г/дм³; середньосолоні 3,0 – 15,0 г/дм³; солоні 15 – 35 г/дм³; сильно солоні 35 – 50 г/дм³, розсоли – понад 50 г/дм³.

Крім практичного значення, величина мінералізації та вміст головних іонів впливають на фізико-хімічні процеси, що відбуваються у природних водах. Так, активність іонів, або коефіцієнт активності іонів у водах змінюються в залежності від сольового фону розчину, тому для її розрахунку

необхідно знати іонну силу розчину, оскільки вона враховує більш високу електростатичну ефективність багатовалентних іонів.

Іонна сила розчину характеризує інтенсивність загального силового поля у розчині і визначається як напівсума добутків молярних концентрацій всіх іонів у розчині помножена на квадрат їхнього заряду [35]:

$$\mu = 0,5 \sum (C_i \cdot z_i^2), \quad (4.1)$$

де C_i - молярна концентрація іона, ммоль/дм³;

z_i - заряд іона (валентність).

Для дуже розведених розчинів справедливим є правило іонної сили: коефіцієнт активності окремих іонів залежить тільки від іонної сили розчину, зберігаючи постійне значення при даному μ , незалежно від виду інших іонів, які присутні у розчині. Правило діє при $\mu < 0,02$ ммоль/дм³. Якщо ж μ перевищує 0,02 ммоль/дм³, то, зрозуміло, інші іони впливають на активність даного іона.

На території, що вивчається, іонна сила вод техногенних та природних водних об'єктів змінюється у досить великих межах – від 0,05 ммоль/дм³ (верхів'я р. Інгулець, ЦГЗК, пункт спостереження 1 (див. рис.3.6), 1993 р., мінералізація – 905 мг/дм³) до 1,71 ммоль/дм³ (ставок с. Дем'янівка, ІнГЗК, пункт спостереження 9 (див. рис.3.8), 2007 р., мінералізація – 39796 мг/дм³). Тому, в подальшому вивченні фізико-хімічних процесів, що формують хімічний склад водних об'єктів необхідно враховувати іону силу розчину.

Оскільки у поверхневих водах відбуваються не тільки фізико-хімічні процеси, а й біологічні необхідно розглянути можливий вплив мінералізації на їх перебіг.

Відповідно до «закону толерантності» В.Шефолда нестача або надлишок якоїсь речовини може призвести до загибелі організмів. Важливим фактором, що лімітує існування водних екосистем, є солоність води або мінералізація. При солоності води 3 ‰ (3 г/дм³) розвиток водних організ-

мів починає пригнічуватися [32, 89]. Критичною вважається солоність 5‰, що пов'язано з осморегулюючою системою водних організмів. За мінералізації менше 5‰ існують прісноводні організми, понад 8 ‰ – морські [101, 112]. Крім того, у розсолах легко виникають безкисневі умови, оскільки розчинність кисню у воді знижується із збільшенням її солоності [35].

Відповідно до наведеного вище поділу водних об'єктів у даному дослідженні (розділ 3) доцільно окремо вивчати хімічний склад води техногенних водних об'єктів (водойм хвостосховищ, дренажних каналів, спеціальних гідротехнічних ємностей), ставків та річок.

4.1.1. Техногенні водні об'єкти

На території ПівнГЗК вивчалася мінералізація та хімічний склад водойми хвостосховища, аварійної ємності 1 та 2, дрен 1 та 2, правобережного та лівобережного каналів (див. табл. 3.4, рис. 3.2). Станом на 1982 р. мінералізація води у водоймі хвостосховища складала 2,0 г/дм³ та була найменшою серед інших хвостосховищ Кривбасу (див. табл. 3.3). З 1983 р. у хвостосховище почали скидати високмінералізовані шахтні води, почала збільшуватися мінералізація води без суттєвої зміни в пропорції вмісту головних іонів, але змінився тип води з II на IIIа (за класифікацією О.О. Алекіна). Максимального значення мінералізація досягає 1990 р. і складає 17,0 г/дм³. На даний час мінералізація у середньому становить 13,3 г/дм³.

При перевищенні надлишку зворотних вод хвостосховища, вони скидаються у річку Саксагань. Максимальний дозований щорічний скид становить 18,4 млн.м³.

Вода кожної з гідротехнічних та допоміжних споруд хвостосховища (див. табл. 3.4) має певні особливості хімічного складу та мінералізації, але усі ці води через насосні станції скидаються у хвостосховище. У такому разі, води з гідротехнічних та допоміжних споруд не мають прямого

впливу та зв'язку з іншими природними водами даної території.

Вода у хвостосховищі ЦГЗК має значно меншу мінералізацію, ніж у водоймі ПівнГЗК та змінюється у невеликих межах за увесь час спостережень: від 3,6 до 10,9 г/дм³ (див. табл. 3.3), у середньому – 5,1 г/дм³. Тип води за час спостережень не змінювався – S_{II}^{Na} .

На території ПівдГЗК розташовано підприємства ВАТ «Південний гірничо-збагачувальний комбінат» та ВАТ «АрселорМіттал Кривий Ріг», які експлуатують хвостосховища «Миролобівське», «Об'єднане» та «Войкове» (див. рис. 3.3 та табл. 3.4). У хвостосховища для поповнення води, що витрачається на фільтрацію та випаровування скидалися високомінералізовані шахтні води. З 2003 р. скиди шахтних вод суттєво зменшили, що призвело до зниження мінералізації в оборотній воді хвостосховища з 24,2 г/дм³ (1986 р.) до 9,7 г/дм³ (2010 р.).

З табл. 3.3, у якій детально наведено хімічний склад води в усіх хвостосховищах, видно, що він суттєво не відрізняється, тип води теж не змінюється за увесь час спостережень – Cl_{IIIa}^{Na} .

Значно більшу мінералізацію, до 17,3 г/дм³, має вода у ставку оборотного водопостачання балки Грушевата, тип Cl_{IIIa}^{Na} , жорсткість – 77 ммоль/дм³. Такий підвищений вміст солей, у порівнянні з іншими технічними водними об'єктами пояснюється тим, що для забезпечення постійного об'єму води у даній водоймі до неї подаються кар'єрні та шахтні води.

На даній території діє специфічний водний об'єкт – ставок-накопичувач шахтних вод у балці Свистуново. Станом на 2010 р. мінералізація води у ставку досягала 37,0 г/дм³, жорсткість – 75 ммоль/дм³, тип – Cl_{IIIb}^{Na} . Хімічний склад води у ставку повністю залежить від скидів у нього високомінералізованих шахтних вод.

Вода у водоймі хвостосховища ІНГЗК має характерні відмінності у порівнянні з іншими хвостосховищами. До 2001 р. значення мінералізації води у водоймі хвостосховища поступово знижувалося, що показано на рис. 4.1 лінією тренду 1.

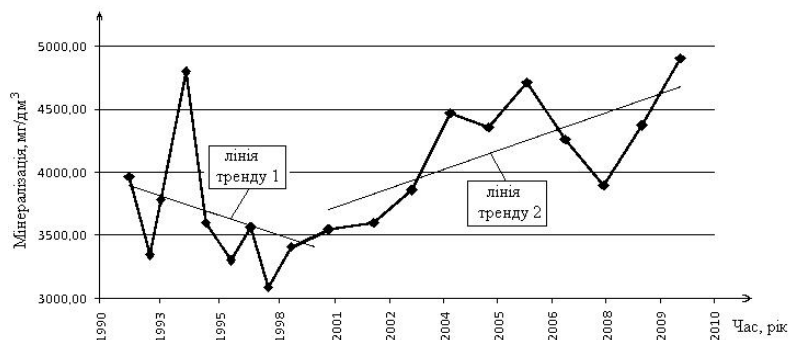


Рис. 4.1. Зміни мінералізації води водойми хвостосховища Інгuleцького ГЗК протягом 1991 – 2010 р.р., мг/дм³

З 2002 р. починається поступове збільшення величини мінералізації води у водоймі хвостосховища (лінія тренду 2). Станом на 2010 р. мінералізація становить 4,9 г/дм³, що є найбільшим значенням за час спостережень.

Вміст головних іонів (рис. 4.2) також змінюється: станом на 1991 р. серед аніонів переважав іон хлору, з 2002 р. переважаючим стає сульфат-іон, таким і залишається на даний час; серед катіонів переважаючим увесь час є іон натрію, але його вміст зменшується, а вміст іону магнію збільшується. У результаті – тип води змінюється з Cl_{II}^{Na} на S_{II}^{Na} , при збільшенні загальної жорсткості з 23 до 34 ммоль/дм³.

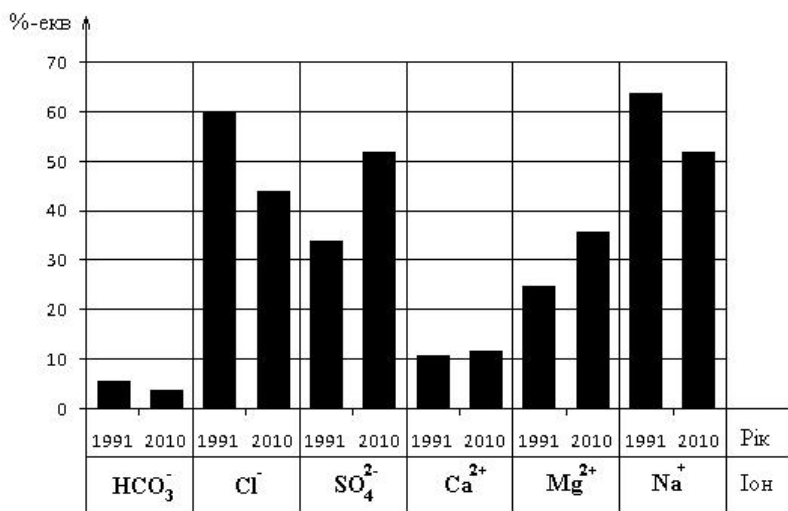


Рис. 4.2. Графік вмісту головних іонів у воді водойми хвостосховища Інгулецького ГЗК станом на 1991 р. та 2010 р., %-екв

Такі зміни мінералізації та вмісту головних іонів у воді хвостосховища обумовлені змінами у технології збагачення (з 2003 р. діє комплекс магніто-флотаційної доводки залізорудного концентрату). Скиди у хвостосховище нових відходів збагачення залізних руд у даному випадку порушили гідрохімічні рівноваги, що сформувалися на той час між старими хвостами збагачення та водою у хвостосховищі і призвели до активізації певних фізико-хімічних процесів, що й зумовило зміну класу вод у водоймі хвостосховища та збільшення мінералізації. Необхідно відзначити, що на даний час не спостерігається стабілізації у зміні мінералізації, що може призвести до подальшого її збільшення.

За для оцінки однотипності гідрохімічних процесів, що відбуваються у водоймищах хвостосховищ Кривбасу було виконано перевірку однорідності вибірок за мінералізацією та головними іонами.

Перевірка гіпотез про однорідність гідрохімічних об'єктів полягає в порівнянні законів розподілу гідрохімічних

ознак, якими характеризуються ділянки досліджуваної території або одиниці класифікації. Якщо закони розподілу гідрохімічних ознак неоднакові, то вважається, що й гідрохімічні об'єкти різні [29, 80].

У даних гідрохімічних дослідженнях для перевірки гіпотез про однорідність було використано найбільш відомі й часто вживані критерії: критерій збігу середніх і дисперсій, Вілкоксона й Ван-Дер-Вардена [29].

Результати перевірки однорідності вибірок хімічного складу води у водоймищах хвостосховищ наведено у табл. 4.1.

Таблиця 4.1. Оцінка однорідності вибірок хімічного складу води водоймищ хвостосховищ Кривбасу (2000 - 2010 р.р.)

	Півн-ГЗК			ЦГЗК			«Войкове»			«Об'єднане»			«Миролубівське»			ІнГЗК		
Півн-ГЗК				+	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	+
				+	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+
ЦГЗК							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
							—	+	+	—	+	+	—	+	+	—	—	+
«Войкове»										+	+	+	+	+	+	+	—	+
										+	+	+	+	+	+	—	—	—
«Об'єднане»													+	+	+	+	—	+
													+	+	+	—	—	—
«Миролубівське»																+	—	—
																—	—	+
ІнГЗК																		

Примітка. * У відповідних клітинках позначено однорідність («+») або неоднорідність («—») вибірок за головними іонами (Cl – хлор-іон; SO_4^{2-} – сульфат-іон; Ca^{2+} – іон кальцію; Mg^{2+} – іон магнію; Na^+ – іон натрію) та мінералізацією (М) у такій послідовності:

Cl	SO_4^{2-}	М
Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+

Перевірка на однорідність гідрохімічних об'єктів показала, що у подальших дослідженнях можуть бути об'єднані вибірки хімічного складу води з водоймищ хвос-

тосховищ «Войкове», «Об'єднане» та «Миролюбівське», які відносяться до ВАТ «ПівдГЗК» та ВАТ «АрселорМіттал Кривий Ріг». Усі інші водоймища однорідні за деякими іонами або мінералізацією, тому не відносяться до однієї генеральної сукупності і в подальшому повинні досліджуватися окремо.

4.1.2. Ставки

Значний техногенний вплив на території, що вивчається, призводить до змін хімічного складу води водних об'єктів. Формування хімічного складу води у річках та ставках визначається співвідношенням техногенних та природних факторів. Природні фактори формування хімічного складу води у ставках розглянуті у вище (див. розд. 3.3).

Оскільки природні фактори на території Кривбасу досить подібні і мало змінюються по всій території, то вирішальними для класифікації за хімічним складом води у ставках стають техногенні фактори, їх вплив та співвідношення.

До техногенних факторів формування хімічного складу води у ставках та річках можна віднести:

1) фактори надходження повітряних та водних мігрантів: пиління сухих пляжів хвостосховищ, випаровування з водної поверхні водойм хвостосховищ та ставка-накопичувача у балці Свистуново, скиди високомінералізованих шатних вод у річки Саксагань та Інгулець, висока інфільтрація промислових стічних вод на майданчиках збагачувальних фабрик та з водойм хвостосховищ у ґрунтові води з подальшим надходженням їх у ставки та річки, подача води у ставки з певних джерел та інші;

2) фактори зміни гідрологічних умов: у результатів шахтного водовідливу на значних територіях прилеглих до шахт та кар'єрів спостерігається зниження рівня ґрунтових вод, що призводить до розриву гідравлічного зв'язку між поверхневими та ґрунтовими водами. У ставках зміни вод-

ного балансу призводять та зниження рівня води, а у річках – до зменшення підземного живлення.

Крім того необхідно розрізняти два самостійні явища, які виникають під дією факторів першого типу – зміни хімічного складу води у ставках (ставки з природно-техногенним хімічним складом води) і формування хімічного складу води у ставках при визначальному впливі техногенних факторів (ставки з техногенним хімічним складом води). У першому випадку природні та техногенні фактори діють у майже рівних співвідношеннях без переваження техногенного фактору. У другому випадку техногенні фактори превалюють і є визначальними у формування хімічного складу води у ставках. Наприклад, ставки у балці Приворотна, Північний ГЗК (див. рис. 3.5) використовують як ємності у які навесні подається вода з р. Саксагань, а протягом року при потребі вода відкачується і використовується на збагачувальних фабриках.

Таким чином, для аналізу мінералізації, вмісту головних іонів та інших компонентів хімічного складу води ставки на території Кривбасу було згруповано так:

А₁ – природно-техногенні ставки, в яких, поряд з природними, відчутно вплив техногенних факторів на формування хімічного складу води – 8 ставків;

А₂ – техногенні ставки, в яких хімічний склад води є, в основному, наслідком техногенного впливу – 19 ставків;

Б – ставки, в яких зміни хімічного складу води відбуваються внаслідок суттєвих змін гідрологічного режиму (зменшення рівня води у ставках) – 14 ставків.

Таблиця 4.2. Групування ставків на території гірничо-збагачувальних комбінатів (ГЗК) Кривбасу за змінами вмісту головних іонів та мінералізацією води

№ на рис. 3.5	Пункт реєстрації	Група	№ на рис. 3.6	Пункт реєстрації	Група	№ на рис. 3.7	Пункт реєстрації	Група	№ на рис. 3.8	Пункт реєстрації	Група	№ на рис. 3.8	Пункт реєстрації	Група
Північний														
7	Ставок 1, балка Могіла	A ₁	6	Ставок, с. Аватард	A ₂	5	Ставок, біля АЗС	A ₂	9	Ставок, с. Дем'янка	Б	20	Ставок 5, с. Тихий Став	A ₁
8	Ставок 2, балка Могіла	A ₁	7	Ставок, с. Радогодне	A ₂	6	Ставок, балка Городовата	A ₂	10	Ставок 1, балка Березнегувата	Б	21	Ставок 1, с. Зелений Гай	Б
9	Ставок, с. Кашинно	A ₂	8	Ставок, с. Гісно-вакка	A ₂	7	Ставок, балка Грушевата	A ₂	11	Ставок 2, балка Березнегувата	Б	22	Ставок 2, с. Зелений Гай	Б
10	Ставок 1, балка Приворотна	A ₂	9	Ставок, Балка Грекова	A ₂	8	Ставок, мик с. Новотетрічка та Новомиколаївка	A ₂	12	Ставок 3, балка Березнегувата	Б	23	Ставок 1, с. Веселий Став	Б
11	Ставок 2, балка Приворотна	A ₂	10	Ставок, с. Дубки	A ₂	9	Ставок 1, с. ім. Ілліча	A ₂	13	Ставок 4, балка Березнегувата	Б	24	Ставок 2, с. Веселий Став	Б
12	Ставок, балка Недаївда	A ₂	11	Ставок, с. Зелений Яр	A ₂	10	Ставок 2, с. ім. Ілліча	A ₂	14	Ставок, балка Скелювата	A ₁	25	Ставок 3, с. Веселий Став	Б
						12	Ставок, балка Свинуюново	A ₁	15	Ставок, Південний	A ₁	26	Ставок, с. Красновка	Б
									16	Ставок 1, с. Тихий Став	Б	27	Ставок 1, с. Свободне	A ₂
									17	Ставок 2, с. Тихий Став	Б	28	Ставок 2, с. Свободне	Б
									18	Ставок 3, с. Тихий Став	A ₁	29	Ставок, с. Городоватка	A ₂
									19	Ставок 4, с. Тихий Став	A ₁	30	Ставок, с. Заберезка	A ₂

Примітка до табл. 4.2. A_1 – природно-техногенні ставки, в яких, поряд з природними, відчутно вплив техногенних факторів на формування хімічного складу води; A_2 – техногенні ставки, в яких хімічний склад води є, в основному, наслідком техногенного впливу; Б – ставки, в яких зміни хімічного складу води відбуваються внаслідок суттєвих змін гідрологічного режиму (зменшення рівня води у ставках).

Закономірності зміни мінералізації води у часі вивчені на прикладі типових та добре забезпечених гідрохімічною інформацією ставків у кожній з виділених груп.

3 групи A_1 обрано ставок 2 у балці Мотіна (ПівнГЗК) (див. рис. 3.5). Ставок розташований на відстані 270 м від хвостосховища та віддалений від населених пунктів. Техногенне навантаження на нього значно менше, ніж на інші ставки цієї території.

Гідрохімічні спостереження тут проводилися досить тривалий час: з 1978 р. по 2010 р., що дає можливість оцінити зміни величини мінералізації води у ставку найбільш повно. Початкова мінералізація на 1978 р. складала $1,1 \text{ г/дм}^3$, надалі спостерігається її збільшення до $1,7 \text{ г/дм}^3$ (у 1986 р.), а потім суттєве зменшення до $1,1 - 1,2 \text{ г/дм}^3$ (у 1987 – 1988 р.р.). Постійні коливання величини мінералізації продовжуються протягом всього часу спостережень, але амплітуда коливань з часом зменшується при постійному зростанні абсолютних величин мінералізації (рис.4.3).

Головна тенденція зміни мінералізації показана на рис. 4.3 лінією тренду, що є повністю обґрунтованим для аналізу часових рядів [24]. Станом на 2010 р. мінералізація води у ставку досягає $2,2 \text{ г/дм}^3$. Звертає на себе увагу те, що амплітуда коливань мінералізації з часом зменшується, що свідчить про те, що водний об'єкт намагається досягти рівноважного стану. Коливання величини мінералізації, як узагальнюючої характеристики, підтверджує, що хімічний склад води у ставку формується під впливом декількох факторів, і гідрохімічні процеси, що відбуваються у воді ставка з часом наближаються до стаціонарного стану.

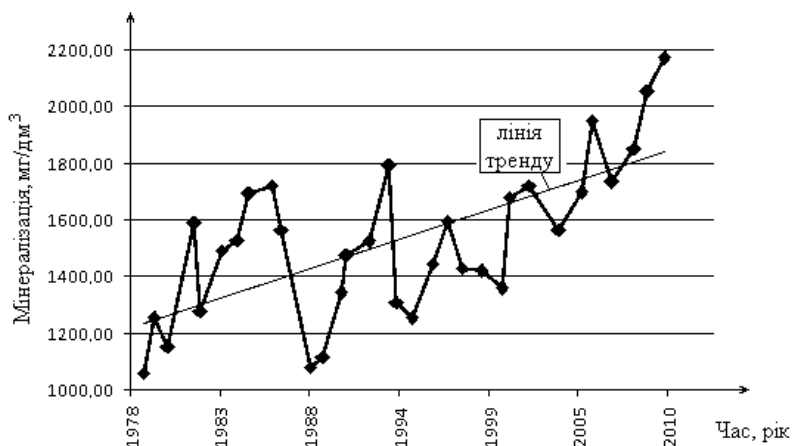


Рис. 4.3. Зміна мінералізації води у ставку 2, балка Мотіна (№8 на рис. 3.5), Північний ГЗК, протягом 1978 – 2010 р.р., мг/дм³

За вмістом головних іонів відмічається за аніонами постійно сульфатний клас, за катіонами переважними за час спостережень є усі групи, але у більшості натрієва та магнієва.

До групи А₂ належать ставки, у яких на час спостережень вже відбулися значні, не природні зміни у хімічному складі та підвищилася мінералізація води.

Для прикладу розглянемо хімічний склад та мінералізацію води у ставку, біля АЗС, на території ПівдГЗК (рис. 4.4).

Ставок розташований у північній частині ділянки, у житловому мікрорайоні Кривого Рогу – Південний ГЗК, на захід від промислових об’єктів гірничо-збагачувального комбінату Криворізький металургійний комбінат ВАТ “Арселор Міттал Стіл Кривий Ріг” (КМК), тобто усі елементи ландшафту, а саме, поверхневі води цієї ділянки відчувають підвищене техногенне навантаження. На початок спостережень (1986 р.) мінералізація води у ставку складала 8,4 г/дм³, за класифікацією О.О.Алекіна – Cl_{III6}^{Na}, що дає

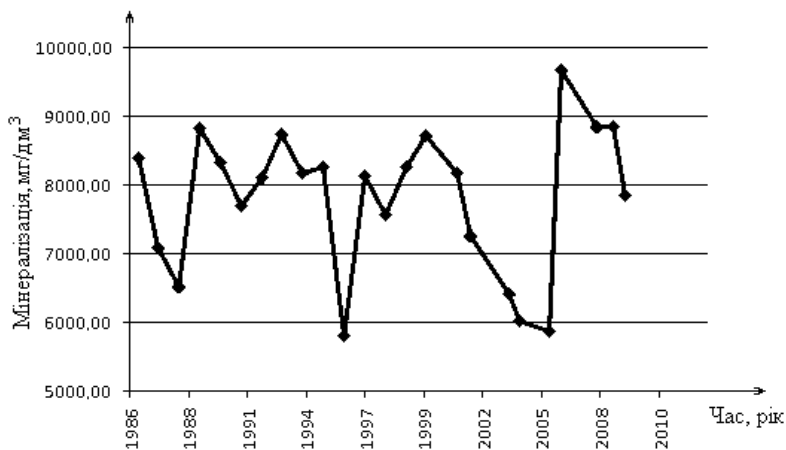


Рис. 4.4. Зміна мінералізації води у ставку біля АЗС (№ 5 на рис. 3.7), Південний ГЗК, протягом 1986 – 2010 р.р., мг/дм³

змогу вважати хімічний склад води цього ставка техногенно зміненим. За час спостережень мінералізація води у ставку та вміст головних іонів змінюється не значно: від 5,8 г/дм³ до 9,7 г/дм³, тип – не змінюється.

Формування хімічного складу води у ставках групи А₂ в основному залежить від техногенних чинників, природні складові не відіграють вирішального значення.

До групи Б віднесені ставки, у яких спостерігається значна та миттєва зміна (збільшення) мінералізації (рис. 4.5).

Ставок у с. Дем'янівка розташований у північній частині території Інгулецького гірничо-збагачувального комбінату на відстані ~1 км від промислових об'єктів. За час спостережень мінералізація води у ставку значно змінилася: до 2006 р. у середньому складала 7,5 г/дм³, у 2007 р. досягла 39,8 г/дм³; змінився й тип води: з хлоридно-сульфатного кальцієво-магнієво-натрієвого до сульфатно-хлоридного

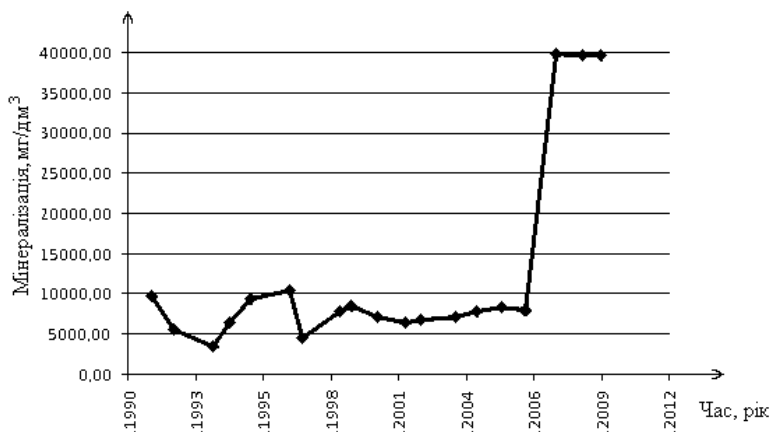


Рис. 4.5. Зміна мінералізації води у ставку с. Дем'янівка (№9 на рис. 3.8), Інгулецький ГЗК, протягом 1991 – 2010 р.р., мг/дм³

натрієво-магнієвого. Такі суттєві зміни відбулися внаслідок впливу як природних так і техногенних процесів. Як показано у табл. 4.2. до групи Б у більшості віднесені ставки, що розташовані на території Інгулецького ГЗК.

У підсумку аналізу гідрохімічного режиму ставків на території Кривбасу можна сказати, що не залежно від того, до якої групи відноситься ставок, з часом відбувається підвищення мінералізації води у ньому та збільшується вміст основних технофільних елементів (хлору, сірки, натрію та магнію). Явища зменшення мінералізації, або ж її стабілізації у воді ставків на території, що вивчається, не спостерігаються.

4.1.3. Річки

Річка Саксагань. Хімічний склад води р. Саксагань вивчено за даними з пунктів спостережень на території ПівнГЗК (див. рис. 3.5), результати спостережень зведено у табл. 3.7.

На р. Саксагань проводяться гідрохімічні спостереження за 6 пунктами. У вигляді часового ряду, представлено спостереження, які проводилися з 1988 р. по 2010 р. по водопосту 1 (ВП-1), пункту 3 (рис. 4.6) та міст у с. Веселі Терни, пункт 6 (рис. 4.7).

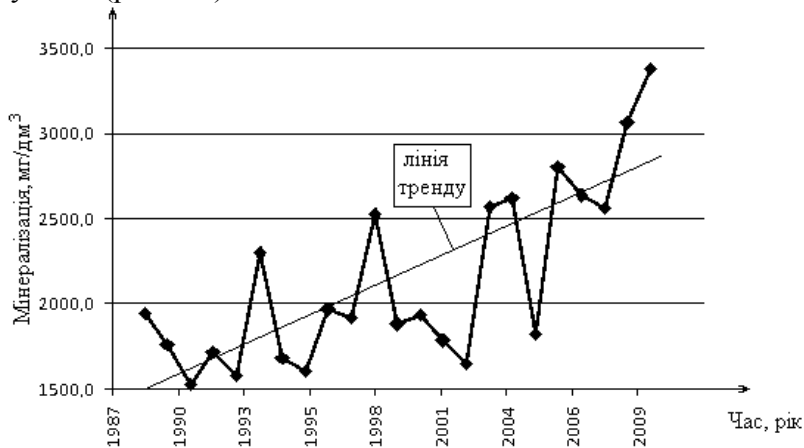


Рис. 4.6. Зміна мінералізації води р. Саксагань, ВП-1 (№3 на рис. 3.5), Північний ГЗК, протягом 1988 – 2010 р.р., мг/дм³

До 2006 р. тип води у даному пункті спостереження був гідрокарбонатно-хлоридно-сульфатний кальцієво-магнієво-натрієвий. До цього часу вміст гідрокарбонатного іону постійно знижується і у 2007 р. тип води стає хлоридно-сульфатний при тому ж катіонному складі. Найменше значення мінералізації спостерігалось у 1990 р. – 1,6 г/дм³, найбільше – 2010 р. – 3,4 г/дм³. Така ж тенденція спостерігається у зміні жорсткості. На рис. 4.6 показано лінію тренду, що підкреслює головну тенденцію у збільшенні величини мінералізації у часі. При цьому не можна сказати, що спостерігається стабілізація гідрохімічних процесів, у результаті яких відбувається формування хімічного складу води у даному пункті спостережень.

На графіку зміни величини мінералізації води у р. Саксагань – міст у с. Веселі Терни, пункт 6, (рис. 4.7) за-

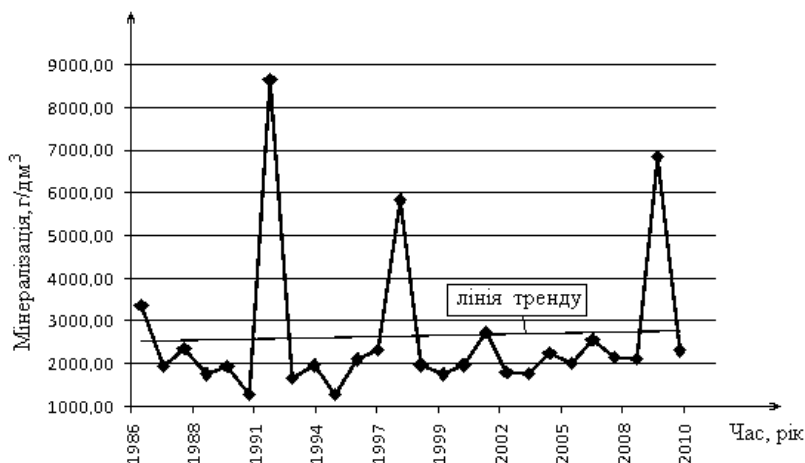


Рис. 4.7. Зміна мінералізації води р.Саксагань, міст у с. Веселі Терни (№6 на рис. 3.5), Північний ГЗК, протягом 1986 – 2010 р.р., мг/дм³

фіксовано максимальні значення, які пов'язані зі скидами мінералізованих вод з хвостосховища ПівнГЗК (8,7 г/дм³ – 1992 р.; 5,8 г/дм³ – 1998 р.; 6,9 г/дм³ – 2008 р.). Скиди здійснюються відповідно до розпорядження № 1346-р від 8.12.99 р. Кабінету міністрів України, у якому дозволено скид зворотних, високомінералізованих шахтних вод у річки Інгулець і Саксагань за регламентом, розробленим, Інститутом гідробіології НАН України. Максимально дозволений щорічний скид надлишку зворотних вод у р. Саксагань в обсязі 18,4 млн.м³ обумовлено необхідністю попередження виникнення аварійних ситуацій на хвостосховищі ВАТ «ПівнГЗК», недопущення затоплення діючих шахт і відпрацьованого простору, а також виникнення техногенних катастроф та забезпечення необхідних вільних ємностей для подальшої акумуляції надлишку води. Відповідно до розробленого регламенту, скиди здійснюються у міжвегетаційний період (листопад – лютий). Відмова від скиду надлишку води призведе до зупинки гірничорудного комбінату.

На період скидів мінералізованих вод з хвостосховища у р. Саксагань для розведення забруднюючих речовин до встановлених норм якості річкової води здійснюються попуски води з Макортівського водосховища до р. Саксагань. Попуски здійснюються цілодобово і починаються за дві доби до початку скиду води з хвостосховища.

З графіку (див. рис.4.7) видно, що обсяг води, який у вигляді попусків надходить з Макортівського водосховища, дозволяє хімічному складу води р. Саксагань повертатися в стан близький до початкового. Але необхідно враховувати, що даний початковий стан води не є гідрохімічним фоном, оскільки мінералізація у 1986 р. була $3,3 \text{ г/дм}^3$, тип – $\text{Cl}_{\text{IIIa}}^{\text{Na}}$, що вже свідчить про порушення гідрохімічного режиму річки. Крім того, лінія тренду, яка показує основні тенденції у розвитку гідрохімічної системи, має невелике позитивне зростання.

Гідрохімічна ситуація в р. Саксагань станом на 1978 р. відображена у вигляді гідрохімічного профілю на рис. 4.8, а станом на 2010 р. – на рис. 4.9.

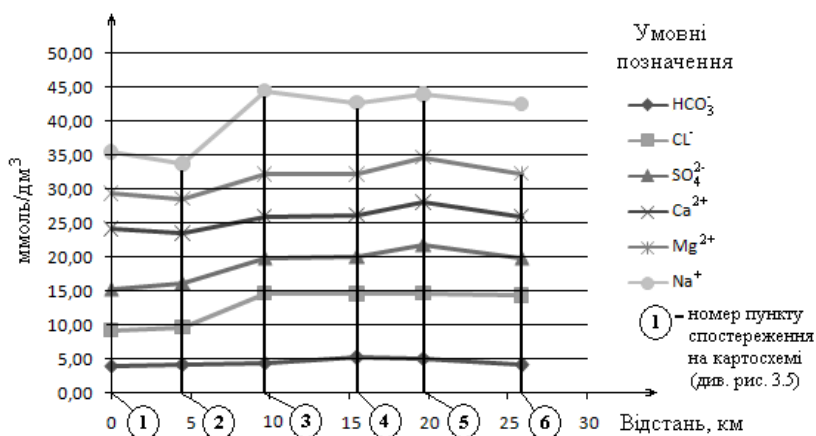


Рис. 4.8. Гідрохімічний профіль по довжині р. Саксагань в районі Північного ГЗК на 1978 р. за 6-ма пунктами спостережень (№ пункту див. на рис. 3.5), ммоль/дм³

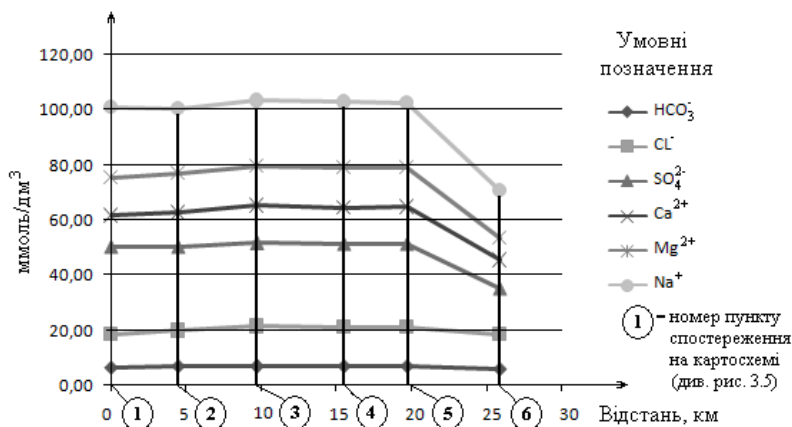


Рис. 4.9. Гідрохімічний профіль по довжині р. Саксагань в районі Північного ГЗК на 2010 р. за 6-ма пунктами спостережень (№ пункту див. на рис. 3.5), ммоль/дм³

Порівняльний аналіз гідрохімічних профілів дозволяє виявити вплив гірничо-збагачувального комбінату (ПівнГЗК) на формування вмісту головних іонів та мінералізації у р. Саксагань.

Станом на 1978 р. (див. рис. 4.8) загальний вміст солей у воді р. Саксагань змінюється від 33,7 ммоль/дм³ у пункті 2 (мінералізація – 1,1 г/дм³) до 44,4 ммоль/дм³ у пункті 3 (мінералізація – 1,6 г/дм³). На цей час гідрохімічний профіль чітко поділяється на дві частини: у пунктах 1 та 2 – приблизно однаковий вміст іонів хлору та сульфатів, по катіонах – кальцію; в пунктах 3 – 6 – значно збільшується вміст іонів хлору та натрію. Вміст гідрокарбонатного іону по всьому профілю залишається постійно низьким. Така ситуація є наслідком впливу скидів високомінералізованих вод з хвостосховища Північного гірничо-збагачувального комбінату.

Гідрохімічна ситуація станом на 2010 р. досліджена за рис. 4.9. Загальний вміст солей у воді р. Саксагань змінюється від 70,6 ммоль/дм³ у пункті 6 (мінералізація 2,3 г/дм³) до 103,3 ммоль/дм³ у пункті 3 (мінералізація 3,4 г/дм³).

По всьому профілю переважають іони сульфату та натрію, відповідно 30 та 24 ммоль/дм³.

За час спостережень загальний вміст солей у воді р. Саксагань збільшився у 2,5 – 3 рази, що є безумовним наслідком впливу гірничо-збагачувального комбінату, оскільки у районі мосту у с. Веселі Терни (пункт 6), на деякій відстані від комплексу збагачення та видобутку, спостерігається зменшення загального вмісту солей у річковій воді.

Нажаль, відсутні систематичні спостереження за хімічним складом води нижче по р. Саксагань та вище за течією – у Макортівському водосховищі. Станом на 1978 р. мінералізація води у водосховищі становила 1,7 г/дм³, тип – $\text{Cl}_{\text{II}}^{\text{Na}}$. З 1990 р. тип води змінився на $\text{S}_{\text{II}}^{\text{Na}}$, а в 2010 р. мінералізація становила 2,4 г/дм³, тип води залишається таким же.

Такий аналіз дозволяє прийти до висновку, що зараз гідрохімічний режим р. Саксагань на ділянці, що вивчається, повністю залежить від регламенту скидів високомінералізованих вод, а саме, від режиму промивок води у р. Саксагань з Макортівського водосховища.

Річка Інгулець. Вміст головних іонів та мінералізація води р. Інгулець досліджувалися по 16 пунктах спостережень з 1980 р. по 2010 р. Умовно можна поділити цю ділянку р. Інгулець на дві частини: перша (верхня) – територія ЦГЗК, вище Карачунівського водосховища; друга (нижня) – територія ПівдГЗК та ІнГЗК. Такий поділ відповідає гідрохімічному типу води, а саме: у першій частині переважаючим є тип $\text{S}_{\text{II}}^{\text{Na}}$ або $\text{S}_{\text{II}}^{\text{Mg}}$, у другій – $\text{Cl}_{\text{II}}^{\text{Na}}$. Це може бути пов'язано з тим, що у Карачунівське водосховище надходить вода з р. Дніпро через Олександрійське та Іскрівське водосховища (по каналу Дніпро – Інгулець), у другу – вода з р. Саксагань, Кресівського водосховища та каналу Дніпро – Кривий Ріг. Крім цього, на другій ділянці ріки Інгулець відбуваються скиди високомінералізованих вод зі ставка-накопичувача у балці Свистуново.

На першій (верхній) частині досліджуваної ділянки р. Інгулець (зона впливу ЦГЗК) розглянуто зміни величини мінералізації та вмісту головних іонів за пунктами спостережень 1 та 5 (див. рис. 3.6), ЦГЗК, що дозволяє вивчити вплив саме цього гірничо-збагачувального комбінату на названі показники. Зміни у часі мінералізації інгулецької води наведено на рис. 4.10. За час спостережень мінералізація води у річці в пункті 1 змінюється незначно – від $0,9 \text{ г/дм}^3$ (1992 р.) до $1,4 \text{ г/дм}^3$ (2008 р.), але лінія тренду вказує на позитивне зростання мінералізації.

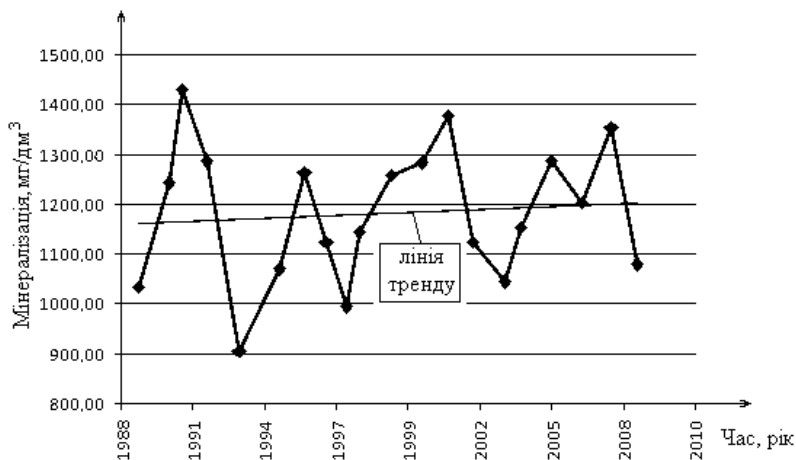


Рис. 4.10. Зміна мінералізації води р. Інгулець у верхній частині, (пункт №1 на рис. 3.6), Центральний ГЗК, протягом 1989 – 2010 р.р., мг/дм³

За час з 1989 р. по 2010 р. змінився вміст головних іонів. Серед аніонів переважає сульфат-іон, його відсотковий вміст зростає, але незначно – на 3 %-екв. Катіонний склад змінюється більш суттєво: у 1989 р. переважаючим є іон кальцію, пізніше (з 1995 р.) переважаючим стає іон магнію. При цьому, відсотковий вміст іону натрію теж зростає, відповідно, збільшується загальна жорсткість води з 4 ммоль/дм^3 до 11 ммоль/дм^3 . Поряд зі зміною катіонного

складу змінюється індекс вод з S_{II}^{Ca} (1989 р.) на S_{II}^{Mg} та S_{II}^{Na} (2009, 2010 р.р.).

Пункт спостереження 5, ЦГЗК розташований у верхів'ї Карачунівського водосховища, спорудженого на р. Інгулець. Зміну мінералізації води у цьому пункті показано на рис. 4.11.

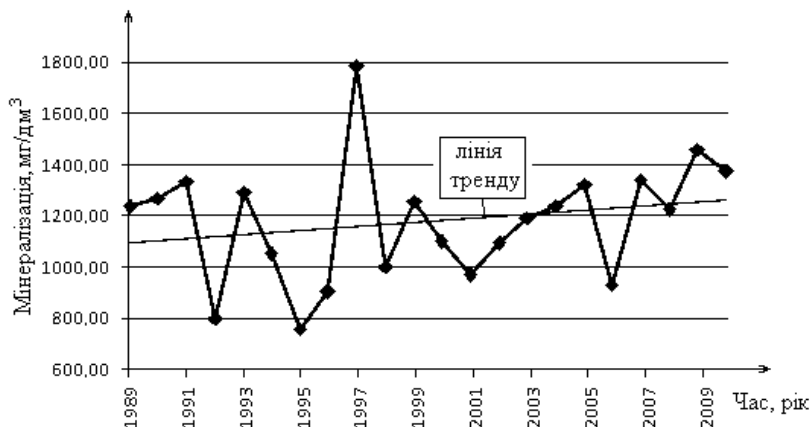


Рис. 4.11. Зміна мінералізації води р. Інгулець у верхній частині, (пункт №5 на рис. 3.6), Центральний ГЗК, протягом 1989 – 2010 р.р., мг/дм³

Мінералізація води у р. Інгулець в пункті спостереження 5 має тенденцію до збільшення, але абсолютна її величина у порівнянні з пунктом 1, розташованим у верхній частині р. Інгулець, змінюється незначно (на 0,1 г/дм³).

Більш суттєві зміни спостерігаються за вмістом головних іонів. За час з 1989 р. по 2010 р. значно збільшився відсотковий вміст сульфат-іону (на 10 відсотків), відповідно при зменшенні вмісту гідрокарбонатного та хлор-іонів. У катіонному складі теж відбуваються зміни: замість переважаючого іону натрію у 1989 р., починає переважати іон магнію у 2010 р. Відповідно, зменшується відсотковий вміст іонів кальцію і натрію та збільшується загальна жорсткість з 7 ммоль/дм³ до 13 ммоль/дм³.

У підсумку треба зазначити, що величина мінералізації води у р. Інгулець у північній частині території, що вивчається, має тенденцію до збільшення за течією та у часі. Вміст головних іонів змінюється за катіонами, в більшості пунктів спостережень переважаючим стає іон магнію, відповідно, збільшується загальна жорсткість. За аніонним складом спостерігається стабільність: вода хлоридно-гідрокарбонатно-сульфатна.

Порівняння вмісту головних іонів у воді водойми хвостосховища ЦГЗК (див. табл. 3.3) та у р. Інгулець дозволяє оцінити вплив гірничо-збагачувального комбінату на хімічний склад води у річці як незначний: спостерігається співпадання типу води у водоймі хвостосховища та у річці – S_{II}^{Na} .

Друга частина (нижня) досліджуваної ділянки р. Інгулець (зона впливу ПівдГЗК та ІнГЗК) розташована у південній частині території досліджень. Розглядаються мінералізація та вміст головних іонів за 11 пунктами спостережень (див. рис. 3.7, 3.8, табл. 3.7).

На відрізку ПівдГЗК за зміною вмісту головних іонів у часі спостерігається характерне поширення техногенного впливу у часі. Так, станом на 1990 р. тип води у р. Інгулець у пункті 4 – с. Новоселівка (див. рис.3.7) є S_{II}^{Na} з мінералізацією 2,1 г/дм³, а вже у 2001 р. тип води у цьому пункті спостережень остаточно переходить до Cl_{IIIa}^{Na} з мінералізацією 2,3 г/дм³. У той же час у пункті 1, який розташовано вище за течією, середнє значення мінералізації складає 2,4 г/дм³, тип – Cl_{II}^{Na} (1990 р.) та Cl_{IIIa}^{Na} (2002 р.).

За час спостережень вміст головних іонів майже не змінюється, на 2 – 3 % збільшується вміст сульфатного іону при такому ж зменшенні вмісту хлор-іону. За катіонним складом переважаючим є іон натрію, але спостерігається його невелике зниження при збільшенні вмісту іону магнію.

При цьому, відповідно, збільшується загальна жорсткість з 17 до 19 ммоль/дм³.

Узагальнюючи гідрохімічну інформацію на цій території, приходимо до висновку, що режим мінералізації та головних іонів у річковій воді набуває характерних рис усталеності та свідчить про значні відміни у хімічному складі води у верхній частині р. Інгулець, що розглянуті вище, з даним відрізком річки.

Нижче за течією, на території ІНГЗК (див. рис. 3.8), також спостерігаються характерні зміни мінералізації та головних іонів у воді р. Інгулець у часі. Станом на 1990 р. у пункті 1, ІНГЗК (біля моста), що безпосередньо примикає до відрізка розглянутого вище, відзначено тип води Cl_{IIIa}^{Na} з мінералізацією 2,3 г/дм³, що є наслідком скидів високомінералізованих вод із ставка-накопичувача у балці Свистуново. У цей же час нижче за течією в пунктах 4 та 5, тип води змінюється на Cl_{II}^{Na} майже при такій же мінералізації, а у пункті 7 – тип води стає S_{II}^{Na} при мінералізації 1,4 г/дм³, жорсткість униз за течією зменшується з 16 до 12 ммоль/дм³. Станом на 2010 р. тип води по всьому відрізку стає Cl_{IIIa}^{Na} при майже однаковій мінералізації, яка збільшується до 3,1 – 3,4 г/дм³.

Характерним є графік та гістограма (рис. 4.12, 4.13), на яких показано зміни мінералізації води та вмісту головних іонів у пункті 7 – р. Інгулець (с. Забережжя).

На рис. 4.12. лінія тренду вказує на тенденцію до збільшення мінералізації води Інгульця у часі. З часом зменшується амплітуда коливань мінералізації води, що вказує на стабілізацію гідрохімічного режиму р. Інгулець.

По гістограмі на рис. 4.13 помітні зміни у складі головних іонів, а саме, аніонів. Якщо вміст гідрокарбонатного іону практично не змінюється з 1991 р. по 2009 р., то вміст хлор-іону збільшується настільки, що він стає провідним.

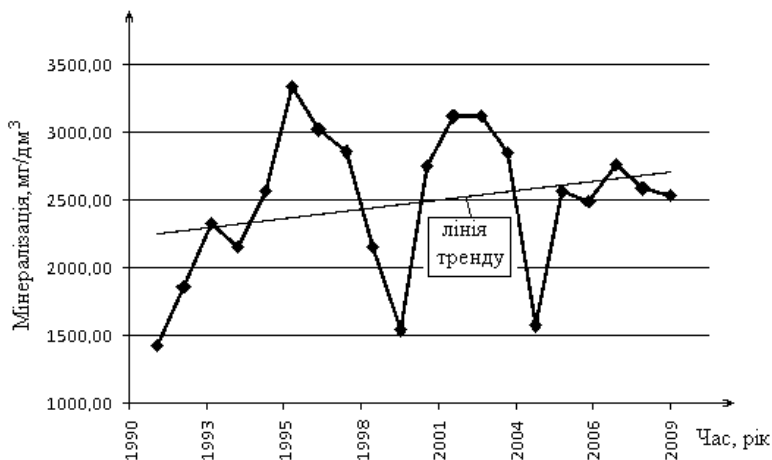


Рис. 4.12. Зміна мінералізації води р. Інгулець у нижній частині (пункт №7 на рис. 3.8), Інгулецький ГЗК, протягом 1991 – 2009 р.р., мг/дм³

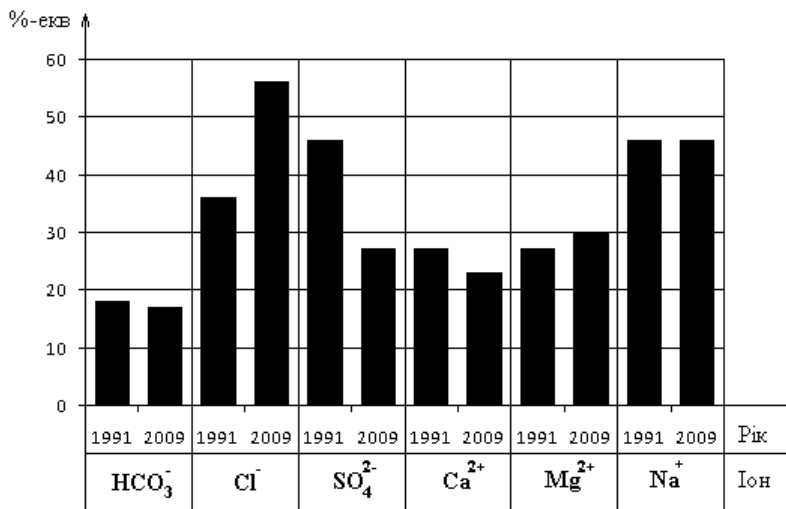


Рис. 4.13. Зміна вмісту головних іонів у воді р. Інгулець у нижній частині (пункт №7 на рис. 3.8), Інгулецький ГЗК, станом на 1991 р. та 2009 р., %-екв

При цьому, вміст сульфат-іону зменшується і він стає другорядним. Такі зміни вказують на поширення гідрохімічної аномалії за течією, що утворилася внаслідок скидів високо-мінералізованих вод зі ставка-накопичувача балки Свитуново. Відсотковий вміст катіонів практично не змінюється, провідним за час спостережень залишається іон натрію.

За постійного збільшення мінералізації, збільшується і загальна жорсткість від 12 ммоль/дм³ до 21 ммоль/дм³.

За для узагальнення зміни мінералізації води р. Інгулець у часі побудовано гідрохімічні профілі станом на 1990 р. та 2010р. (рис. 4.14. та 4.15.).

Порівняльний аналіз гідрохімічних профілів дозволяє помітити зростання загального вмісту солей у річковій воді. Якщо на 1990 р. він не перевищував 80 ммоль/дм³ (мінералізація 2,4 г/дм³), то у 2010 р. вміст солей збільшується до 109 ммоль/дм³ (мінералізація 3,4 г/дм³). Переважаючими, практично, за весь час (окрім пункту 8, рис. 4.14) у воді р. Інгулець є хлор-іон та іон натрію, але у 2010 р. збільшується вміст іону магнію.

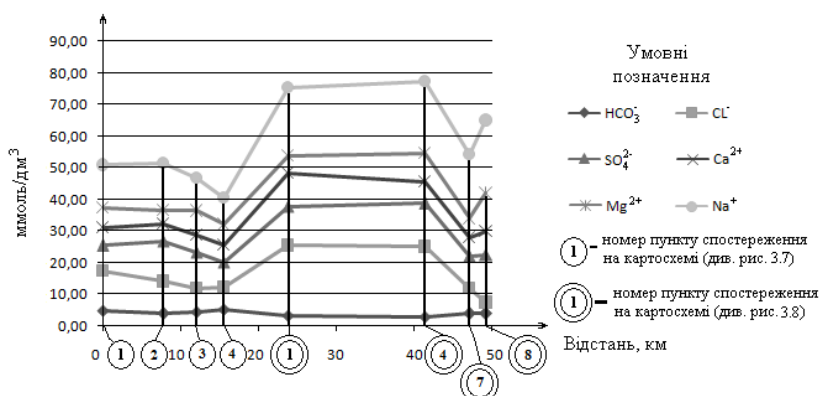


Рис. 4.14. Гідрохімічний профіль по довжині р. Інгулець в районі Південного та Інгулецького ГЗК на 1990 р. (№ пункту див. на рис. 3.7 і 3.8), ммоль/дм³

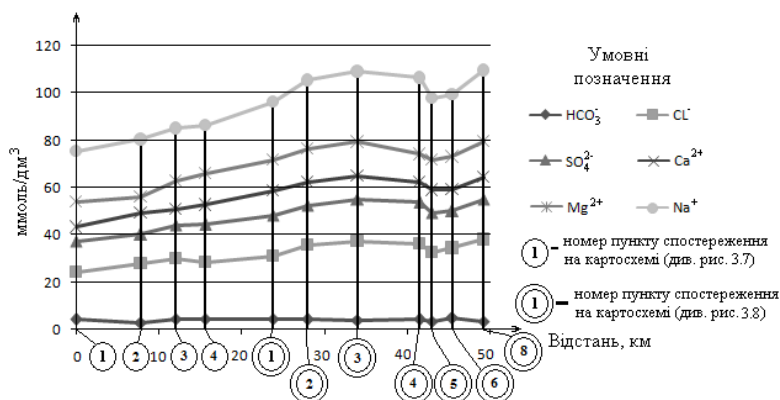


Рис. 4.15. Гідрохімічний профіль по довжині р. Інгулець в районі Південного та Інгулецького ГЗК на 2010 р. (№ пункту див. на рис. 3.7 і 3.8), ммоль/дм³

Гідрохімічний профіль на 2010 р. має більш згладжену форму, що свідчить про постійний посилений вплив техногенного чинника на формування хімічного складу води у р. Інгулець на нижній ділянці.

У підсумку треба зазначити, що за час спостережень з 1990 по 2010 р.р. мінералізація води у р. Інгулець на нижній ділянці збільшилася у середньому на 1 г/дм³, жорсткість – на 10 ммоль/дм³, тип води повністю змінився до Cl^{Na}_{IIIa}.

4.2. Водневий показник

Водневий показник (рН) є одним з визначальних факторів, що характеризують біологічні й хімічні процеси, які відбуваються в природних водах. Від величини рН залежить розвиток і життєдіяльність водяних рослин, стійкість різних форм міграції елементів, агресивна дія води на метали й бетон. рН води також впливає на процеси перетворення різних форм біогенних елементів, змінює токсичність забруднюючих речовин.

Кислотність водного середовища має особливе значення для біохімічних реакцій, що протікають у живих системах. Концентрація в розчині іонів водню часто впливає на фізико-хімічні властивості й біологічну активність білків і нуклеїнових кислот, тому для нормального функціонування організму підтримка кислотно-лужного гомеостазу є завданням виняткової важливості [101].

У природних водах зміни рН тісно пов'язані з процесами фотосинтезу (при споживанні CO_2 водяною рослинністю вивільняються іони OH^-). Джерелом іонів водню є також гумусові кислоти, що присутні у ґрунтах. Гідроліз солей, силікатів і алюмосилікатів впливає на величину рН у тих випадках, коли у воду надходять їхні значні кількості. Величина рН значної частини природних вод за малої мінералізації контролюється реакціями за участю карбонатної системи.

Значення рН у річкових водах звичайно варіює в межах 6,5 – 8,5.

Відповідно до вимог стосовно складу й властивостей води джерел питного водопостачання, води водних об'єктів у зонах рекреації, а також води водойм рибогосподарського призначення, величина рН не повинна виходити за межі інтервалу значень 6,5 - 8,5.

4.2.1. Техногенні водні об'єкти

У воді водойми хвостосховища ПівніГЗК вирізняються два періоди зміни рН: з 1982 по 1984 р.р. та з 1984 р. по даний час. У першому періоді значення рН були низькими: від 5,0 (1982 р.) до 7,0 (1983 р.). У другому періоді значення рН у воді водойми хвостосховища у переважній кількості вимірів перевищує 7,0 і у середньому складає 7,9.

У воді аварійної ємності 1 (див. рис. 3.2) з часом спостерігається зниження величини рН з 7,8 (1993 р.) до 6,2 (2010 р.). У воді аварійної ємності 2 також рН з часом зме-

ншується, але найнижчі значення (6,3) спостерігаються у 2005 р.

У воді дренажних споруд, навколо хвостосховища, зміни рН у часі не мають чітко виражених закономірностей. Найвище значення (9,8) спостерігалось у дренажній воді правого каналу у 1990 р., а найнижче (6,6 – у 2010 р.) – у воді дрени 1.

Екстремальні значення рН у воді водойми хвостосховища ЦГЗК наведені у табл. 3.3 і складають 6,7 (2006 р.) та 8,4 (1997 р.), середнє значення – 7,8. Виражених закономірностей зміни рН у часі не виявлено.

Як відзначалося вище, розділ 4.1.1, вода з водойм хвостосховищ, що розташовані на території Південного ГЗК («Об'єднане», «Миролюбівське», «Войкове») за вмістом головних іонів відносяться до однієї генеральної сукупності, тому і за показником рН ці водойми хвостосховищ також вивчаються разом. Мінімальне значення рН – 6,2 спостерігалось у воді хвостосховища «Миролюбівське» (2005 р.), максимальне – 8,4 – у воді хвостосховища «Об'єднане» у 1988 р. Хоча характерних закономірностей зміни рН у часі не простежується, однак, за останні роки (з 2005 – 2006 р.р. по теперішній час) відзначається деяка стабілізація водного показника у межах 7,3 – 7,8.

У водоймі хвостосховища ІнГЗК, на відміну від вивчених вище, спостерігаються характерні зміни показника рН у часі (рис. 4.16).

З початку спостережень (1991 р.) до 2001 р. середнє значення рН становить 8,2, а з 2001р. по 2010 р. – 7,3. На першому часовому відрізку спостерігається поступове зменшення величини рН, що відображає «лінія тренду 1», а на другому – поступове зростання рН при меншій середній величині («лінія тренду 2»). Також необхідно відзначити, що останнім часом (з 2005 р.) значення рН стабілізувалося і складає 7,4 – 7,5.

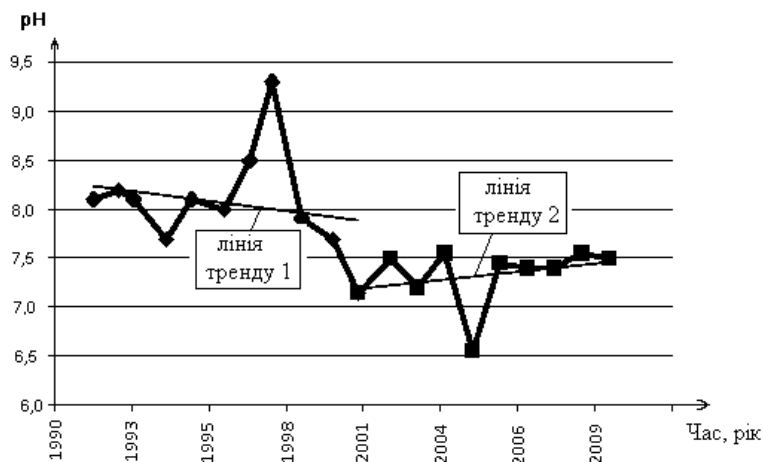


Рис. 4.16. Зміна величини водневого показника (рН) у воді водойми хвостосховища Інгuleцького ГЗК за 1991 – 2010 р.р. (розташування водойми див. на рис. 3.8)

До технічних водойм також належить ставок-накопичувач у балці Свистуново та ставок оборотного водопостачання у балці Грушевата. Оскільки головне призначення цих ставків – забезпечення стабільної роботи збагачувальних комбінатів, а водневий показник для цього не є суттєвим, то спостереження за ним проводилися не постійно.

За наявної інформації у воді ставка-накопичувача балки Свистуново показник рН змінюється від 7,1 (1990 р.) до 8,0 (1986 р.), при середньому значенні 7,5. У воді ставка оборотного водопостачання у балці Грушевата екстремальні значення рН такі: мінімальне – 6,7 (1987 р.), максимальне – 8,3 (1988 р.), середнє – 7,4.

Узагальнюючи характеристику зміни величини водневого показника у воді техногенних водойм Кривбасу необхідно відзначити, що у більшості з них не спостерігаються закономірні зменшення величини водневого показника, окрім водойми хвостосховища ІнгГЗК. Це, у першу чергу, пов'язано з цільовим призначенням цих водойм – накопи-

чення скидних вод, що використовується при збагаченні залізних руд, тобто повністю залежить від технології збагачення, що найбільш помітно у воді водойми хвостосховища ІнГЗК.

4.2.2. Ставки

Відповідно до наведеного поділу ставок (див. розділ 4.1.2) на три групи, вивчення зміни значення водневого показника також виконано для ставок: A_1 – природно-техногенні ставки, в яких, поряд з природними, відчутно вплив техногенних факторів на формування хімічного складу води; A_2 – техногенні ставки, в яких хімічний склад води є, в основному, наслідком техногенного впливу; Б – ставки, в яких зміни хімічного складу води відбуваються внаслідок суттєвих змін гідрологічного режиму (зменшення рівня води у ставках).

Зміни величини водневого показника у часі у воді ставка 2 балки Мотіна, ПівнГЗК (група ставок A_1), наведено на рис. 4.17.

Помітно, що з часом величина рН у воді ставка 2 у балці Мотіна зменшується від 9,0 (1989 р.) до 6,7 (2010 р.), середнє – 7,9. Амплітуда коливань водневого показника також з часом зменшується. Але означити гідрохімічний режим водневого показника для даного водного об'єкта як стабільний (стаціонарний) не правомірно. Внаслідок перебігу певних фізичних та хімічних процесів з урахуванням техногенних впливів гідрохімічний режим водневого показника у даній групі ставок можна характеризувати як такий, що наближається до стаціонарного.

Хімічний склад води ставок групи A_2 значно змінився внаслідок техногенного впливу і на початок спостережень вже відзначається підвищеною мінералізацією та вмістом головних іонів. Попередньо розглянуто з цієї групи ставок біля АЗС, ПівдГЗК (див. рис. 3.7). Водневий показник у

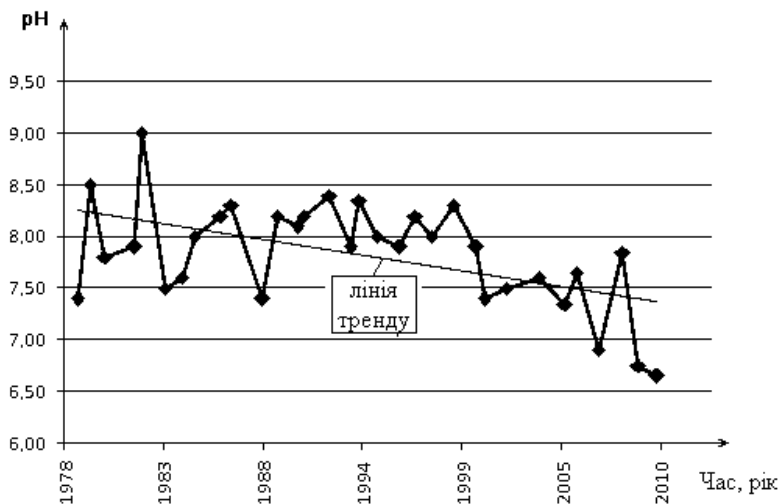


Рис. 4.17. Зміна водневого показника (рН) у воді ставка 2, балка Мотіна, Північний ГЗК за 1978 – 2010 р.р. (розташування ставка див. на рис. 3.5)

воді ставка біля АЗС за час спостережень змінюється у значних, у порівнянні з попередньою групою, межах: від 6,3 (1987 р.) до 8,1 (1988 р.), середнє значення – 7,3. Вода ставків цієї групи вирізняється тим, що у часі не спостерігаються закономірні зміни водневого показника, це пояснюється їх близькістю до техногенних об'єктів.

До групи Б віднесені ставки, у воді яких відбуваються гідрологічні процеси (зниження рівня води у ставках), що є вирішальним у змінах величини рН. Характерним представником даної групи є ставок поблизу с. Дем'янівка, ІнГЗК (див. рис. 3.8). Екстремальні значення водневого показника для води цього ставка такі: мінімальне – 7,1 (2006 р.), максимальне – 8,8 (1996 р.); середнє – 7,7. На відміну від групи ставків, що розглянуті вище, значення рН води у ставку с. Дем'янівка за час спостережень не зменшувалося нижче 7,1, тоді, як у групі А₁ з часом водневий показник стає меншим 7,0 і вода підкислюється. Це пояснюється високою мінералізацією вод у ставках групи Б, з високим вмістом іонів

магнію та натрію і може бути пов'язано з осадженням у карбонатній системі з утворенням CaCO_3 та $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Таке припущення підтверджується низьким відсотковим вмістом у воді іону кальцію (12 – 13%) та гідрокарбонатного іону (2 – 5 %).

Таким чином, вирізняються характерні залежності водневого показника за групами ставків: для води ставків з групи А₁ – зменшення рН у часі; для води ставків групи А₂ – незакономірні зміни рН у значних межах; для води ставків з групи Б – високі значення рН.

4.2.3. Річки

Річка Саксагань. Доцільно простежити зміни водневого показника у воді р. Саксагань від найвищого пункту спостережень за течією (Макортівське водосховище) до найнижчого пункту (міст у с. Веселі Терни). Спостереження за хімічним складом води у Макортівському водосховищі проводилися не регулярно, тому вони не увійшли для аналізу вмісту головних іонів (див. розділ 4.1.3).

Водневий показник у воді Макортівського водосховища не відчув помітних змін за час спостережень (рН=7,2 у 1978 р. та рН=7,16 у 2010 р.), але за цей час відзначаються поодинокі високі значення рН – до 8,7 (1993 р.) при найвищій величині мінералізації – 2,6 г/дм³. Необхідно відзначити, що величина водневого показника у воді Макортівського водосховища ніколи не знижувалася менше 7,16, але помітних закономірних змін у часі не спостерігається.

Нижче за течією знаходяться пункти спостережень, що показані на рис. 3.5 – шість пунктів.

Аналіз табл. 3.7 показує, що в усіх пунктах спостережень по р. Саксагань з часом спостерігається зменшення величини водневого показника, екстремальні значення відзначені у пункті ВП-2: найвище – 8,9 (1989 р.), а найнижче – 6,5 (2010 р.). Але є певні особливості у значеннях рН річкової води по пунктах спостережень.

У місці розташування ВП-1 (див. рис. 3.5, пункт 3.) зміна водневого показника у часі має більш-менш закономірне зниження з 1998 р., що показано на рис. 4.18.

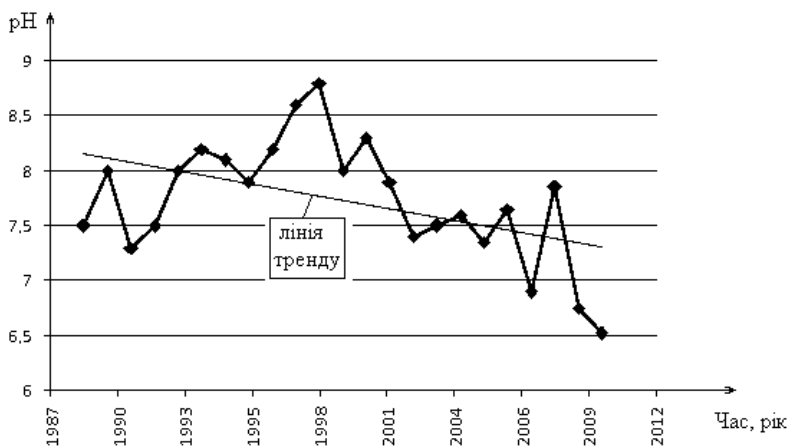


Рис. 4.18. Зміна водневого показника (pH) у воді р. Саксагань, ВП-1, Північний ГЗК за 1988 – 2009 р.р. (розташування див. на рис. 3.5)

Схожа закономірність спостерігається у пункті 6 (міст у с. Веселі Терни): після досягнення максимального значення 8,5 у 1991 р., величина pH річкової води знижується до 6,7 у 2010 р. Відповідно, ймовірним є припущення про однотипність певних гідрохімічних процесів, від яких залежить величина pH.

Безпосередньо у створі балки Петрикова (див. рис. 3.5, пункт 4) не спостерігаються чітко виражені закономірності у зміні величини pH річкової води. Максимальна величина 8,9 відзначена 1986 р. Через рік, у 1987 р., величина pH знижується і становить 6,5. Відсутність закономірностей у зміні pH води р. Саксагань у даному пункті свідчить про вирішальний вплив на його величину скидів вод із хвостосховища, бо при зниженні pH спостерігається підвищення мінералізації до 5,6 г/дм³.

Річка Інгулець. Річка Інгулець для зручності аналізу гідрохімічних умов і відповідно до гідрохімічних особливостей мінералізації та вмісту головних іонів поділена на ділянки: вище Карачунівського водосховища (територія ЦГЗК) та нижче (територія ПівдГЗК та ІнГЗК).

Середні значення водневого показника у воді р. Інгулець складають 7,7 – 7,8.

На першій ділянці у пункті 1, ЦГЗК (див. рис. 3.6) проявляються закономірні зміни водневого показника у часі такі ж, як і у пунктах 1 та 6 по р. Саксагань: після досягнення максимального значення 8,6 у 1993 р. величина рН знижується до 6,8 у 2010 р.

Нижче за течією, у пункті 4, у створі балки Велика Лозоватка, зміни величини рН подібні до таких у пункті 4 на р. Саксагань. Максимальне значення рН 9,0 спостерігається у 1984 р. Через рік, у 1985 р. – знижується до 7,3, а після ще двох подібних коливань досягає мінімального значення – 6,6 у 1987 р. Надалі режим коливань величини рН у річковій воді стає більш сталим і змінюється у невеликих межах – від 8,1 (1997 р.) до 6,85 (2007 р.).

У пункті 5 (див. рис. 3.6), який знаходиться безпосередньо на північній відмітці Карачунівського водосховища, коливання величини водневого показника невеликі: від 8,55 (2001 р.) до 7,1 (2003 р.). Але необхідно відзначити, що такі зміни за короткий час пов'язано швидше за все з техногенним впливом.

Середні значення водневого показника складають 8,0.

Хімічний склад води у р. Інгулець нижче Карачунівського водосховища на ділянці ПівдГЗК (див. рис. 3.7) зазнав значних змін внаслідок впливу як безпосередньо гірничозбагачувального комбінату, так і Криворізького металургійного комбінату ВАТ “Арселор Міттал Стіл Кривий Ріг” (КМК), скидів високомінералізованих вод з балки Свистуново. Закономірних змін у часі водневого показника на ділянці ПівдГЗК не спостерігається. Найбільша амплітуда у зміні водневого показника спостерігається у пункті 4

(с. Новоселівка): найнижче значення рН (6,5) відзначено у 1986 р., а найбільше – (8,9) у 1988 р. Звертає на себе увагу те, що одночасно змінюється величина мінералізації (з 2,2 г/дм³ до 8,3 г/дм³) та тип води з S_{IIIa}^{Mg} до Cl_{IIIa}^{Na} . Це свідчить про техногенний вплив на формування хімічного складу інгулецької води у даному пункті. Також необхідно відзначити, що з часом амплітуда коливання величини водневого показника зменшується і у 2010 р. складає 7,5 – 7,6.

Такі ж закономірності у змінах величини водневого показника відзначаються і в інших пунктах спостережень, але з меншою амплітудою коливання.

Зміни величини водневого показника інгулецької води на ділянці ІнГЗК простежені для 8-ми пунктів спостереження (див. рис. 3.8) у середньому за 20 років (1991 – 2010 р.р.). Найбільш повний ряд спостережень представлений для пункту 7 (с. Забережжя) на рис. 4.19. З рис. 4.19 видно, що високі значення рН (8,2) інгулецької води спостерігаються у 1991 р., 1995 р. та 1997 р. Мінімальне значення 7,3 відзначено у 2001 р. З цього часу коливання величини водневого показника залишаються у межах 7,7 – 7,4. Загальну

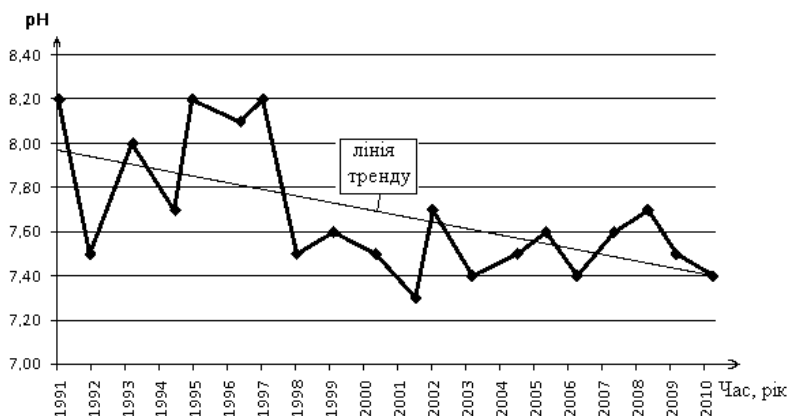


Рис. 4.19. Зміна водневого показника (рН) у воді р. Інгулець, с. Забережжя, Інгулецький ГЗК за 1991 – 2010 р.р. (розташування див. на рис. 3.8)

тенденцію зміни рН у воді р. Інгулець показано на рис. 4.19 лінією тренду, яка знижується.

На ділянці р. Інгулець, що вивчається, найбільше значення водневого показника 9,1 (1996 р.) спостерігалось у пункті 4 (див. рис. 3.8), що знаходиться безпосередньо біля хвостосховища, а найнижче значення – 6,2 (2005 р.) у пункті 2, який знаходиться поблизу с. Широка Дача.

Середні значення величини рН – 7,7 – 7,8.

Отже, зміни величини водневого показника у воді водних об'єктів Крибвасу підпорядковуються загальній закономірності: з часом величина рН знижується, амплітуда його коливання зменшується; це свідчить про наближення до стабілізації гідрохімічних процесів, що впливають на зміни величини рН.

4.3. Органічна речовина

У поверхневих водах містяться органічні речовини усіх груп (вуглеводні, білки, ліпіди) та класів (карбонові кислоти, вуглеводні, спирти, альдегіди, кетони, аміни, ефіри). Головною характеристикою розчиненої органічної речовини є величина її загальної кількості. Найбільш точною характеристикою загального вмісту органічної речовини є вміст органічного вуглецю (C_{org}). Крім того, кількісно визначають індивідуальні органічні речовини (кислоти – оцтова, мурашина, масляна; вуглеводні – бензол, толуол, етілбензол) та групи сполук (бітуми, смоли, гумусова речовина).

Велике значення має гумусова речовина тому, що до її складу входять карбоксильні групи ($-COOH$), гідроксильні (OH^-), метоксильні ($O-CH_3$) та карбонільні ($C=O$) групи.

Органічна речовина приймає участь у біо- та гідрохімічних процесах. Вона відіграє значну роль в утворенні органічних міграційних форм елементів. Багато хімічних елементів вступають у хімічну взаємодію з органічною речовиною, у більшості випадків з гумусовою речовиною, та

утворюють міцні комплекси, елементарні органічні сполуки [64].

Незабруднені природні води зазвичай містять мало органічних речовин. Наприклад, за Б. О. Скопинцевим [91], у воді океанів концентрація органічної речовини становить тільки 2,0 – 5,4 мг/дм³ (у середньому 3,0 мг/ дм³, а у воді річок у середньому 20 мг/дм³).

Величина, що характеризує вміст у воді органічних і мінеральних речовин, що окиснюються одним із сильних хімічних окиснювачів за певних умов, називається окиснюваністю. Існує кілька видів окиснюваності води: перманганатна, біхроматна, йодатна, церієва. Найбільш високий ступінь окиснювання досягається методами біхроматної і йодатної окиснюваності води.

Окиснюваність виражається в міліграмах кисню, який витрачається на окиснювання органічних речовин, що містяться в 1 дм³ води.

При хімічних аналізах проб води з водних об'єктів на території Кривбасу визначалася тільки перманганатна окиснюваність.

Перманганатна окиснюваність (ПО) вимірюється мгО/дм³, якщо враховується маса іону кисню в складі перманганату калію, який витрачається на окиснювання органічної речовини або $\text{мгKMnO}_4/\text{дм}^3$, якщо оцінюється кількість перманганату калію, який витрачається на окиснювання органічної речовини. Оцінку вод за перманганатною окиснюваністю можна здійснити за критеріями наведеними у табл. 4.3 [91].

ПО у водоймі хвостосховища ПівнГЗК за час спостережень змінюється у значних межах: від 1,6 мгО/дм³ (1995 р.) до 35,8 мгО/дм³ (1992 р.). Серед техногенних водойм ПівнГЗК найвище значення ПО відзначалося в аварійній ємності 1 – 60,2 мгО/дм³ у 2002 р. У більшості спостережень величина окиснюваності не перевищує 20 мгО/дм³ і в середньому складає 17,0 мгО/дм³, що дозволяє характеризу-

вати технічні води на території ПівнГЗК, як такі, що мають високу ПО.

Таблиця 4.3. Характеристика поверхневих вод за величиною перманганатної окиснюваності

Величина окиснюваності	Граничні значення ПО, мгО/дм ³
Дуже мала	менше 4
Мала	4 – 8
Середня	8 – 12
Висока	12 – 20
Дуже висока	понад 20

У воді водойми хвостосховища ЦГЗК середнє значення ПО складає 9,0 мгО/дм³, але відзначається поодинокі надвисоке значення – 48,2 мгО/дм³ (2006 р.) при найменшій величині водневого показника – 6,7. Таким чином, технічні води ЦГЗК мають середню ПО.

У воді водойм хвостосховищ Південного ГЗК («Войкове», «Миролюбівське», «Об'єднане») спостерігається закономірне збільшення ПО з часом. До 2007 р. величина ПО коливалася у межах 4,9 мгО/дм³ («Об'єднане», 2006 р.) – 7,2 мгО/дм³ («Об'єднане», 2003 р.). З 2007 р. величина ПО помітно збільшується і досягає 12,3 мгО/дм³ у 2008 р. («Миролюбівське»). Таким чином, за величиною окиснюваності води у водоймах хвостосховищ ПівнГЗК перейшли з часом з середніх до таких, що мають високу окиснюваність.

Середнє значення ПО у воді водойми хвостосховища ІнГЗК складає 6,6 мгО/дм³, при поодинокому значенні 16,0 мгО/дм³ у 2006 р. Помітних закономірних змін окиснюваності у часі не спостерігається, але високі значення ПО співпадають з низькими значення водневого показника.

Спостереження за величиною окиснюваності у воді ставка-накопичувача балки Свистунова проводилися вибірково, тому оцінити часові закономірності її зміни неможли-

во. Середнє значення ПО складає $24,5 \text{ мгО/дм}^3$, що характеризує води, як такі, що мають високу окиснюваність.

Ставки за своїми гідрохімічними характеристиками об'єднані у три групи (див. розділ 4.1.2).

До ставок групи A_1 віднесені такі, хімічний склад яких змінювався на час спостережень під впливом техногенних факторів. Середня окиснюваність води у даній групі ставок змінюється у межах $5,5 \text{ мгО/дм}^3$ (ставок 2, балки Мотіна, ПівнГЗК, див. рис. 3.5) до $12,8 \text{ мгО/дм}^3$ (ставок Південний, ІнГЗК, див. рис. 3.8). Однак, при цьому відзначаються поодинокі високі значення ПО до $45,6 \text{ мгО/дм}^3$ (1991 р., ставок 5 с. Тихий Став, ІнГЗК, див. рис. 3.8). За величиною окиснюваності вода у ставках цієї групи є середньою та високою.

Проявляється певна закономірність залежності окиснюваності від мінералізації: при більшому середньому значенні мінералізації води, більшим є і величина ПО.

У воді ставок групи A_2 , в яких хімічний склад води є, в основному, наслідком техногенного впливу, середні значення ПО змінюються у незначних межах: від $7,6 \text{ мгО/дм}^3$ (ставок біля АЗС, ПівдГЗК, див. рис. 3.7) до $9,2 \text{ мгО/дм}^3$ (ставок 1, балка Приворотна, ПівнГЗК, див. рис. 3.5). Максимальне значення відзначено у ставку 1 балки Приворотна – $52,8 \text{ мгО/дм}^3$ (1990 р.). При цьому, необхідно відзначити, що мінералізація води у ставку біля АЗС, ПівдГЗК, у середньому, за 2000 – 2010 р.р., складає $8,0 \text{ г/дм}^3$, а у ставку 1, балки Приворотна, ПівнГЗК – $1,8 \text{ г/дм}^3$.

У ставках групи Б за час спостережень відмічено значне зростання мінералізації внаслідок різкого зниження рівня води у них. Одночасно із значним збільшенням мінералізації води підвищується і окиснюваність, яка досягає в окремих випадках $141,0 \text{ мгО/дм}^3$ (с. Дем'янівка, ІнГЗК, 2007 р., див. рис. 3.8). Середнє значення ПО у воді ставок цієї групи помітно більше, ніж у ставках групи А і складає від $14,3 \text{ мгО/дм}^3$ (ставок 1, с. Ілліча, ПівдГЗК, див. рис. 3.7) до $31,6 \text{ мгО/дм}^3$ (с. Дем'янівка, ІнГЗК). За величиною окис-

нюваності вода у ставках групи Б відноситься до високої та дуже високої.

Таким чином, зміна, а саме збільшення, окиснюваності у воді ставків залежить від коливання мінералізації. Така залежність співпадає з закономірностями, що спостерігаються при швидкій зміні солоності води у лиманах [101]. Водним тваринам легше пристосуватися до будь-яких (але стабільних) умов, ніж до швидких їхніх змін. Осморегуляція у тварин продовжується у звичному ритмі, що призводить до їх загибелі; залишки тварин розкладаються до органічної речовини (білків, ліпідів, вуглеводів).

У воді р. Саксагань визначено закономірне збільшення середньорічного значення окиснюваності униз за течією: від 6,22 мгО/дм³ (у районі Макортівського водосховища) до 9,6 мгО/дм³ (міст у с. Веселі Терни, див. рис. 3.5). Максимальне значення ПО – 54,4 мгО/дм³ відзначено у створі балки Петрикова (ВП-1), 1981 р. Така закономірність є наслідком скидів високомінералізованих вод з хвостосховища у р. Саксагань. За середньорічними значеннями вода у р. Саксагань має малу та середню окиснюваність.

На північній ділянці р. Інгулець (територія ЦГЗК, див. рис. 3.6) середньорічні показники окиснюваності води змінюються від 5,02 мгО/дм³ (пункт 3) до 12,02 мгО/дм³ (пункт 1), що відповідає малій та середній окиснюваності. Максимальне значення ПО відзначено у пункті 5 (паром) – 56,8 мгО/дм³ (1991 р.). Безпосередньо на ділянці річки, яка примикає до хвостосховища (п.п. 2, 3 ,4), значення ПО найменші.

На південній частині р. Інгулець, нижче Карачунівського водосховища, середньорічна величина окиснюваності змінюється від 5,5 мгО/дм³ (пункт 2, ІнГЗК, див. рис. 3.8) до 17,5 мгО/дм³ (пункт 3, ІнГЗК). Максимальне значення ПО – 77,0 мгО/дм³ у 2007 р. відзначено у пункті 3, ІнГЗК. За величиною окиснюваності води р. Інгулець на південній ділянці можна віднести до таких, що мають середню та високу окиснюваність.

Ділянки р.р. Саксагань та Інгулець за величиною окиснюваності від меншої ПО до більшої розташовуються у такому порядку: верхня північна ділянка р. Інгулець (ЦГЗК), р. Саксагань, нижня – південна ділянка р. Інгулець.

Таким чином, техногенний вплив, а саме скиди високомінералізованих вод та поверхневий стік з відвалів вскришних порід мають вирішальне значення у формуванні окиснюваності води у річках.

Серед водних об'єктів Кривбасу найбільша окиснюваність відзначається у воді ставків в яких відбуваються значні зміни мінералізації, найменший показник окиснюваності – у воді р. Інгулець, північна ділянка.

4.4. Біогенні речовини

Біогенні речовини це – азот (у вигляді аміаку, амонію, нітриту, нітрату й азоту органічних сполук); фосфор (у вигляді фосфатів і органічних сполук), кремній (у вигляді ортосилікатів), залізо (II і III). Ці елементи необхідні для живлення й розвитку живих організмів. Однак, деякі зі сполук при високих концентраціях мають токсичну дію, наприклад, неорганічні сполуки азоту, особливо амонійний азот. Для вод рибогосподарського призначення гранично допустима концентрація (ГДК) аміаку дорівнює $0,08 \text{ мг/дм}^3$, іону амонію – 2 мг/дм^3 , нітриту – $0,08$, нітрат – 40 мг/дм^3 , залізо (II) – $0,1 \text{ мг/дм}^3$, залізо (III) нормується відповідно до видів риб, що розводяться у ставках від $0,5$ до $1,8 \text{ мг/дм}^3$.

Необхідно відзначити, що спостереження за вмістом біогенних речовин у водних об'єктах проводилися не за усіма речовинами (фосфор та кремній не визначалися), нерегулярно і не по усіх об'єктах. Найбільш контрольованими є мінеральні сполуки азоту.

Видобуток залізної руди з кар'єрів пов'язаний із застосуванням вибухових речовин. За підрахунках фахівців, за період з 1995 по 2005 р. у Кривбасі було застосовано близько 270 тис. т тротилу. За цей час в атмосферу викинуто

понад 85 млрд. дм^3 отруйних газів (1 кг тротилу виділяє близько 800 дм^3 газу, з яких більше 300 дм^3 – окисли азоту і СО). Тротил є продуктом впливу суміші азотної й сірчаної кислот на толуол.

У воді водойм хвостосховищ спостерігаються досить високі значення вмісту сполук азоту (див. табл. 3.3). Максимальний вміст нітрат-іону – 255 мг/дм^3 – виявлено у 1970 р. у воді з Аннівського кар'єру, ПівнГЗК, що підтверджує надходження сполук азоту внаслідок використання вибухових речовин у кар'єрах.

Вміст заліза (II) та заліза (III) у воді водойм хвостосховищ має максимальні значення: 0,1 мг/дм^3 (хвостосховище ІнГЗК, 2001 р.) та 0,5 мг/дм^3 (хвостосховище ЦГЗК, 2006 р.) відповідно.

У воду ставків сполуки азоту потрапляють як із повітря (повітряна міграція), так і в результаті розкладання органічної речовини мікроорганізмами, що є ознакою евтрофікації. Аналіз наявної гідрохімічної інформації (див. табл. 3.6) дозволяє виявити, що у воді усіх ставків спостерігається перевищення вмісту або усіх сполук азоту (ставок с. Калініно, ПівнГЗК), або деяких з них (ставок 2 с. ім. Ілліча, ПівдГЗК). У переважній більшості ставків у воді виявлено перевищення вмісту нітритного іону. Як відомо, нітрит-іон є результатом окиснення амонійного іону в процесі нітрифікації, кінцевим результатом якої є утворення нітратного іону.

У середньому вміст заліза (II) та заліза (III) у воді ставків змінюється від 0,07 до 0,1 мг/дм^3 та від 0,2 до 0,9 мг/дм^3 відповідно, тобто не перевищує рибогосподарські вимоги до якості вод.

У воді р. Саксагань вміст сполук азоту у більшості пунктів спостережень відповідає рибогосподарським вимогам (окрім вмісту нітрит-іону). У пункті 2 (ВП-1) (див. рис. 3.5) відзначається перевищення норм за усіма сполуками азоту. Це може бути обумовлене викидами господарсько-побутових

відходів у с. Сергіївка. Середній вміст заліза (II) та заліза (III) невеликий $0,05 \text{ мг/дм}^3$ та $0,9 \text{ мг/дм}^3$ відповідно.

На північній ділянці р. Інгулець, вище за течією від Карачунівського водосховища, за 2008 – 2009 р.р. відзначався підвищений вміст нітрат-іону – $71,2 \text{ мг/дм}^3$, 2008 р., р. Інгулець, пункт 5 (див. рис. 3.6). Вміст амонійного іону та нітрит-іону також найбільший у нижній частині цієї ділянки, що дозволяє визначити основною причиною такого збільшення – вплив гірничо-збагачувального комбінату. Вміст заліза (II) та заліза (III) невеликий: у середньому $0,04 \text{ мг/дм}^3$ та $0,4 \text{ мг/дм}^3$ відповідно.

На південній ділянці р. Інгулець спостерігається закономірне зменшення вмісту сполук азоту униз за течією: від $93,1 \text{ мг/дм}^3$, 2007 р. (пункт 1, див. рис. 3.7) до $27,1 \text{ мг/дм}^3$, 2001 р. (пункт 8, див. рис. 3.8). Зміни вмісту амонійного азоту та нітрит-іону не мають такої вираженої закономірності (див. табл. 3.8). Вміст заліза (II) та заліза (III) у середньому складає $0,04 \text{ мг/дм}^3$ та $0,9 \text{ мг/дм}^3$, відповідно.

Отже, вміст сполук азоту у воді водних об'єктів Кривбасу обумовлено надходженням їх у результаті застосування вибухових речовин при розробці родовищ залізних руд, в основному у техногенні водні об'єкти, та посиленням процесів нітрифікації у ставках та річках Саксагань та Інгулець.

Невеликі значення вмісту заліза (II) та заліза (III) обумовлені тим, що залізо знаходиться у зв'язаному стані, тобто входить у склад мінералів (магнетиту, гематиту, сидериту та ін.), сполук, що мають низькі значення добутоків розчинності.

4.5. Розчинені гази

Всі природні води являють собою газові розчини. Найбільш поширені в поверхневих водах кисень (O_2) і діоксид вуглецю (CO_2), а в підземних - сірководень (H_2S) і метан (CH_4). Іноді CO_2 у значних кількостях може насичувати

також води глибоких горизонтів. Крім того, у всіх природних водах постійно присутній азот (N_2).

Кисень (O_2) знаходиться у природній воді у вигляді розчинених молекул. Кисень є потужним окиснювачем, тому відіграє особливу роль у формуванні хімічного складу природних вод. Кисень надходить у воду в результаті процесів фотосинтезу та з атмосфери. Витрачається кисень на окиснювання органічних речовин, а також у процесі дихання організмів. Концентрація розчиненого кисню в природних водах коливається в межах від 0 до 14 мг/дм^3 , при інтенсивному фотосинтезі, вдень, можлива й більш висока його концентрація [71]. Внаслідок залежності концентрації кисню у поверхневих водах від цілої низки факторів його концентрація значно змінюється протягом доби, сезону й року. Кисень необхідний для існування більшості організмів, що населяють водойми. Як сильний окиснювач кисень відіграє важливу санітарно-гігієнічну роль, бо сприяє швидкій мінералізації органічних залишків. Для поверхневих вод нормальною вважається ступінь насичення не менш 75%.

Оскільки концентрація кисню визначає величину окиснювально-відновного потенціалу, тому значною мірою обумовлює напрямок і швидкість процесів хімічного й біохімічного окиснювання органічних і неорганічних сполук. Вміст кисню у поверхневих водах слугує непрямою характеристикою оцінки якості поверхневих вод. По цьому показнику поверхневі водні об'єкти можна поділити на класи (табл. 4.4).

Для розчиненого кисню Всесвітня організація здоров'я не пропонує певної величини за показниками його впливу на здоров'я людини. Однак різке зниження вмісту кисню у воді вказує на її хімічне або біологічне забруднення.

Діоксид вуглецю (CO_2) знаходиться у воді, головним чином, у вигляді розчинених молекул газу CO_2 . Однак час-

Таблиця 4.4. Оцінка забруднення води за вмістом розчиненого кисню

Рівень забруднення води, клас якості	Вміст розчиненого кисню		
	літо, мг/дм ³	зима, мг/дм ³	ступінь насичення, %
Дуже чисті, I клас	9	14 – 13	95
Чисті, II клас	8	12 – 11	80
Помірно забруднені, III клас	7 – 6	10 – 9	70
Забруднені, IV клас	5 – 4	5 – 4	60
Брудні, V клас	3 – 2	5 – 1	30
Дуже брудні, VI клас	0	0	0

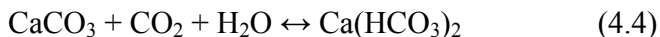
тина їх (близько 1 %) вступає у взаємодію з водою та утворює вугільну кислоту:



Звичайно ж не поділяють CO_2 і H_2CO_3 і під діоксидом вуглецю мають на увазі їхню суму ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{CO}_3$). У природних водах джерелом діоксиду вуглецю є насамперед процеси окиснювання органічних речовин, що відбуваються з виділенням CO_2 як безпосередньо у воді, так і у ґрунтах та мулах, з якими контактує вода. До них належать дихання водяних організмів і різні види біохімічного розпаду й окиснювання органічних залишків. У деяких підземних водах важливим джерелом діоксиду вуглецю є вулканічні гази, що виділяються із надр землі, походження яких пов'язане з дегазацією мантиї й зі складними процесами метаморфізації осадових порід, що протікають у глибинах під впливом високої температури. Зменшення вмісту діоксиду вуглецю насамперед відбувається при фотосинтезі. При дуже інтенсивному фотосинтезі, коли відзначається повне споживання газоподібного CO_2 , останній може бути виділений з іонів HCO_3^- :



Діоксид вуглецю витрачається також на розчинення карбонатів:



та на хімічне вивітрювання алюмосилікатів.

Зменшення вмісту CO_2 у воді, особливо в поверхневих водах суші, відбувається також при виділенні його в атмосферу. Між CO_2 атмосфери й CO_2 поверхневих вод існує безперервний обмін, спрямований на встановлення між ними рівноваги, відповідно до закону Генрі-Дальтона. Оскільки парціальний тиск діоксиду вуглецю в атмосфері дуже невеликий (33 Па), то, незважаючи на його значну розчинність (при тиску 1013 гПа й температурі 12°C до 2166 мг/дм³), рівновага між водою й атмосферою досягається при дуже малому вмісті CO_2 у воді. При парціальному тиску CO_2 в атмосфері 33 Па розчинність його у воді буде $2166 \cdot 0,00033 = 0,715$ г/дм³ (при 12°C). Звичайно ж поверхневі води суші, у яких протікають різні процеси розкладання органічної речовини і які пов'язані із ґрунтами, мають більший вміст CO_2 і тому виділяють його в атмосферу. Лише при дуже сильному фотосинтезі, коли CO_2 практично зникає, може відбуватися поглинання CO_2 з атмосфери. Вміст діоксиду вуглецю в природних водах надзвичайно різноманітний – від декількох десятих часток до 3000 – 4000 мг/дм³. Найменша концентрація CO_2 спостерігається у поверхневих водах, особливо мінералізованих (моря, солоні озера), найбільша – у підземних і забруднених стічних водах. У річках і озерах концентрація CO_2 зрідка перевищує 20 – 30 мг/дм³.

Розчинений молекулярний азот (N_2) – найбільш постійний газ у природних водах. Розчинений у поверхневих водах азот має переважно повітряне походження. Поряд з цим у природі значно поширений азот біогенного походження, що виникає в результаті денітрифікації.

Газ метан (CH_4) належить до числа найпоширеніших газів в підземних водах. У невеликій концентрації метан зустрічається в придонних шарах озер, де він виділяється з

мулу при розкладанні рослинних залишків, а також в океанічних донних відкладах у районах високої біологічної продуктивності.

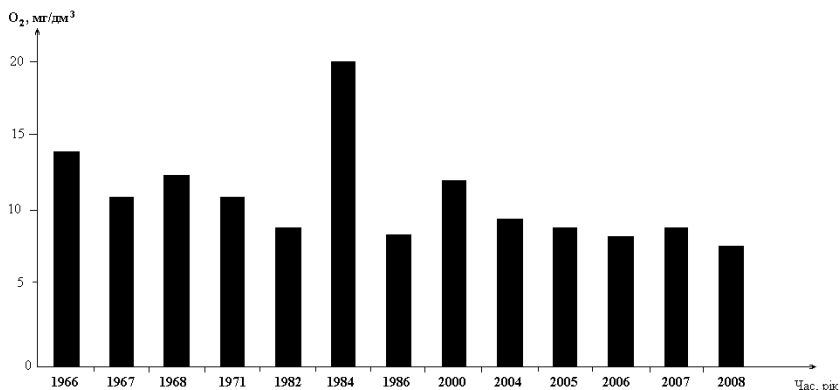
Газ сірководень (H_2S) є одним з продуктів розпаду білкової речовини, що містить у своєму складі сірку, і тому накопичення його часто спостерігається у придонних шарах водойм внаслідок гниття різних органічних залишків. У нижніх частинах глибоких озер і морів, де відсутній водообмін, часто утворюється сірководнева зона. При парціальному тиску сірководню в атмосфері, що дорівнює нулю, тривала присутність його в поверхневих водах неможлива. Крім того, він окиснюється киснем, розчиненим у воді. У річках сірководень спостерігається лише в придонних шарах, головним чином у зимовий період, коли утруднена аерація водної товщі. Присутність сірководню в природних незабруднених поверхневих водах – порівняно рідкісне явище. Набагато частіше сірководень присутній у підземних водах, ізольованих від поверхні й у сильно забруднених поверхневих водах, у яких він є показником забруднення й анаеробних умов.

На території досліджень (Кривбас), серед газів, що містяться у поверхневих водах, постійно визначався вміст діоксиду вуглецю, вміст інших газів не визначався.

Деякі узагальнення стосовно вмісту кисню у воді р. Інгулець можна зробити на підставі досліджень, наведених у роботі [58]. Зміни кисневого режиму у воді Карачунівського водосховища наведені на рис. 4.20.

З рисунку 4.20 видно, що починаючи з 2000 р. вміст розчиненого кисню у воді знижується і у середньому є меншим, ніж за період 1966 – 1982 р.р. Відповідно до табл. 4.4 води Карачунівського водосховища на р. Інгулець можуть бути віднесені до чистих (II клас) та помірно забруднених (III клас).

Середньобаторічні показники вмісту розчиненого кисню у воді р. Інгулець у пункті спостережень, який роз-



Примітка:

1966-2000 р.р. - дані НДІ біології Дніпропетровського національного університету [8];

2004-2007 р.р. - результати моніторингових досліджень ІГН НАН України.

Рис. 4.20. Багаторічна динаміка середньорічного вмісту розчиненого кисню у воді Карачунівського водосховища на р. Інгулець протягом 1966 – 2008 р.р., мг/дм³

ташований на 7 км нижче від м. Кривий Ріг становить 6,5 мг/дм³, що дозволяє оцінити води як помірно забруднені.

Значення вмісту розчиненого кисню у воді р. Саксагань коливаються в межах 10,2 – 7,7 мг/дм³. За весь період спостережень не було зафіксовано ні дефіциту кисню, ні переенасичення ним води р. Саксагань. За даними досліджень, у літній період вміст кисню у воді цієї річки коливається в межах від 14,7 мг/дм³ (Макортівське водосховище) до 9,0 мг/дм³ у районі с. Веселі Терни. Середньобагаторічні показники для води р. Саксагань: вміст кисню – 8,7 мг/дм³, ступінь насичення – 78,9 %. Такі високі значення дозволяють оцінити води р. Саксагань на цій ділянці як дуже чисті (І клас) та чисті (ІІ клас) за вмістом кисню.

Середньобагаторічні показники вмісту діоксиду вуглецю у воді водойм хвостосховищ Кривбасу коливаються у невеликих межах: від $12,77 \text{ мг/дм}^3$ у воді водойми хвостосховища ЦГЗК до $18,5 \text{ мг/дм}^3$ у воді водойми хвостосховища ІНГЗК. Максимальний вміст CO_2 у воді водойм хвостосховищ (див. табл. 3.3) становить $73,0 \text{ мг/дм}^3$, 2007 р. (ІНГЗК). За одиничними визначеннями вмісту CO_2 у воді ставка-накопичувача балки Свистуново – максимальне значення становить $12,54 \text{ мг/дм}^3$, 2002р.

У воді ставків, віднесених до групи А₁, середньобагаторічний вміст CO_2 змінюється від $15,0 \text{ мг/дм}^3$ (ставок 2, балка Мотіна, ПівнГЗК, див. рис. 3.5) до $21,4 \text{ мг/дм}^3$ (ставок 2, с. Тихий Став, ІНГЗК, див. рис. 3.8), максимальний – $52,8 \text{ мг/дм}^3$ (1992 р.), ставок 5, с. Тихий Став, ІНГЗК (див. рис. 3.8).

Вода у ставках групи А₂ має середні багаторічні значення вмісту діоксиду вуглецю від $23,6 \text{ мг/дм}^3$ (ставок с. Забережжя, ІНГЗК, див. рис. 3.8) до $32,7 \text{ мг/дм}^3$ (ставок 1, с. Свободне, ІНГЗК); максимальний вміст – $95,0 \text{ мг/дм}^3$ (2007 р.) відзначено у ставку балки Грековата, ЦГЗК (див. рис. 3.6). Значне збільшення вмісту CO_2 у даному ставку обумовлено коливанням мінералізації води ($1,4 \text{ г/дм}^3$ – у 2007 р., $3,5 \text{ г/дм}^3$ – у 2008 р.), що у свою чергу є рушійною силою у збільшенні вмісту органічної речовини (окиснюваність дорівнює $24,6 \text{ мгО/дм}^3$), іону амонію ($4,5 \text{ мг/дм}^3$) та діоксиду вуглецю.

Середньобагаторічний вміст діоксиду вуглецю у воді ставків групи Б змінюється від $15,0 \text{ мг/дм}^3$ (ставок 1, балка Березнегувата, ІНГЗК, див. рис. 3.8) до 38 мг/дм^3 (ставок, с. Дем'янівка, ІНГЗК); максимальний вміст – $95,4 \text{ мг/дм}^3$, 2008р. – спостерігається у ставку с. Дем'янівка, ІНГЗК. Проявляється певна закономірність: мінералізація води у ставку збільшилася з $9,3 \text{ г/дм}^3$ (2006 р.) до $39,8 \text{ г/дм}^3$ (2007 р.), одночасно збільшилася окиснюваність до $141,0 \text{ мгО/дм}^3$, а у 2008 р. відзначається суттєве збільшення вмісту CO_2 . Таким чином приходимо до висновку, що збільшення мінералізації

призвело до загибелі гідробіонтів та розкладання органічної речовини до простих сполук, що обумовило збільшення вмісту діоксиду вуглецю, яке зафіксовано через рік.

Отже, високий вміст CO_2 у воді ставків обумовлений розкладанням органічної речовини і свідчить про посилення процесу їхньої евтрофікації.

Процес мінералізації органічних залишків призводить не лише до збільшення вмісту діоксиду вуглецю. Відмічено поодинокий випадок підвищеного вмісту сірководню у воді ставка с. Калиніно, ПівнГЗК (див. рис.3.5) у 2009 р. Одночасно зафіксовано аномальні значення водневого показника (6,25), вмісту іону амонію ($10,2 \text{ мг/дм}^3$), нітрат-іону ($258,4 \text{ мг/дм}^3$) та діоксиду вуглецю ($145,2 \text{ мг/дм}^3$) (див. табл. 3.6).

У воді р. Саксагань середньобаторічний вміст CO_2 незначно збільшується вниз за течією: від $22,4 \text{ мг/дм}^3$ (пункт 1, міст у с. Сергіївка, див. рис.3.5) до $26,8 \text{ мг/дм}^3$ (пункт 6, міст у с. Веселі Терни). Максимальний вміст діоксиду вуглецю відзначено у створі балки Петрикова – $68,9 \text{ мг/дм}^3$ (1981 р.). У цей час спостерігається коливання мінералізації з $1,2 \text{ г/дм}^3$ (1980 р.) до $2,1 \text{ г/дм}^3$ (1981 р.), зменшення рН з 7,6 до 6,6, збільшення окиснюваності з $10,4 \text{ мгО/дм}^3$ до $54,4 \text{ мгО/дм}^3$.

На північній ділянці р. Інгулець середньобаторічний вміст CO_2 змінюється від $15,2 \text{ мг/дм}^3$ (пункт 3, створ балки Мала Лозоватка, див. рис. 3.6) до $22,6 \text{ мг/дм}^3$ (пункт 2, створ балки Завертана). Максимальний вміст діоксиду вуглецю – $72,2 \text{ мг/дм}^3$, 2008 р. – відзначено у пункті 2. Така закономірність обумовлена впливом витоків господарсько-побутових стічних вод з с. Лозоватка та с. Чкаловка.

На ділянці р. Інгулець, нижче Карачунівського водосховища, спостерігається закономірне збільшення середньобаторічного вмісту CO_2 у воді від $9,2 \text{ мг/дм}^3$ (пункт 1, ПівдГЗК, див. рис. 3.7) до $23,1 \text{ мг/дм}^3$ (пункт 2, ІнГЗК, див. рис. 3.8) і нижче за течією – зменшення до $16,2 \text{ мг/дм}^3$ (пункт 8, ІнГЗК). Максимальний вміст CO_2 – $55,4 \text{ мг/дм}^3$,

2007р. – відзначено у пункті 3, ІнГЗК. Таким чином, скиди високомінералізованих вод з ставка-накопичувача балки Свистуново обумовлюють збільшення мінералізації води у річці та впливають опосередковано на вміст діоксиду вуглецю.

Висновки.

1. Вміст головних іонів та величина мінералізації у воді водних об'єктів Кривбасу обумовлена скидами високомінералізованих шахтних вод (хвостосховища та річки), впливом техногенних об'єктів (ставки груп А₁ та А₂) та зниженням рівня води у ставках (ставки групи Б).
2. У переважній кількості водних об'єктів спостерігається збільшення мінералізації води з часом; переважними хімічними типами є: у північній частині досліджуваної території – S_{II}^{Na} , у південній частині досліджуваної території – Cl_{IIIa}^{Na} .
3. Величина рН у воді більшості водних об'єктів з часом знижується, амплітуда її коливання зменшується, що свідчить про наближення гідрохімічного режиму до стаціонарного.
4. Вміст органічної речовини у ставка та річках з часом збільшується.
5. Серед біогенних речовин, за наявної гідрохімічної інформації, виявлено, що накопичення сполук азоту у воді водних об'єктів (хвостосховищах) є результатом застосування вибухових речовин у кар'єрах та посилення процесів нітрифікації (у ставках та річках).
6. Збільшення вмісту газів у воді, а саме діоксиду вуглецю, свідчить про посилення процесу евтрофікації ставків, та опосередковано свідчить про негативний вплив на якість вод скидів високомінералізованих шахтних вод.

7. Простежується закономірність: коливання мінералізації води у ставках та річках обумовлює загибель водних тварин, що викликає збільшення вмісту органічної речовини, внаслідок цього посилюється процес мінералізації органічних залишків, що відбивається на зменшенні величини водневого показника, збільшенні вмісті сполук азоту та діоксиду вуглецю.

РОЗДІЛ 5

ГІДРОХІМІЧНІ ПРОЦЕСИ У ВОДНИХ ОБ'ЄКТАХ

Вода – це "кров ландшафту", вона знаходиться в складних оборотних взаємодіях з організмами, гірськими породами, атмосферою [75]. Майже усі на Землі води – біокосні тіла, тобто утримують живу речовину.

Виходячи з особливостей природних вод, доцільно вивчати дві групи процесів формування хімічного складу вод у ландшафті: фізико-хімічні й біогеохімічні. Для першої групи характерне змішування вод, розчинення чи осадження мінералів, гідроліз та інші реакції, у яких організми виступають лише як непрямий фактор, що впливає на розчинну здатність вод. У другій – хімічний елемент, перш ніж перейти в розчин, проходить через тіло організму. Обидві групи процесів поширені у всіх водних об'єктах, але в одних провідне значення мають перші процеси, в інших – другі.

Аналіз більшості гідрохімічних процесів, які досліджуються у водних об'єктах Кривбасу, базується на рівноважній термодинаміці, тобто на підставі розрахунків робиться припущення, якою буде дана система при досягненні повної хімічної рівноваги.

У природних системах така рівновага настає рідко, особливо за наявності біологічних процесів. Проте, підхід, за якого припускається настання рівноваги в системі, має ряд переваг. По-перше, нерідко досягається суттєве наближення до реального стану систем. По-друге, вказується на прямок, у якому можуть відбуватися зміни: якщо енергія ззовні не надходить, системи (у тому числі й біологічні) можуть змінюватися тільки в напрямку досягнення рівноваги. По-третє, за рівноважним станом можна оцінити швидкості природних процесів, оскільки, чим далі система від рівноважного стану, тим швидше вона намагається його до-

сягти; однак обчислити швидкості реакцій за термодинамічними даними можна лише зрідка.

Система в стані рівноваги має мінімальну енергію. Нерівноважна система може зміщуватися у бік рівноваги, вивільняючи енергію. Мірою енергії систем, що характеризуються постійними температурою T і тиском P , є вільна енергія Гіббса G , яка зв'язана з ентальпією (тепловмістом) H та ентропією (мірою неупорядкованості стану системи) S [35]. У термодинаміці через неможливість визначення абсолютних значень деяких величин потенціалів часто використовують не самі потенціали, а деякі їхні функції (наприклад, зміна чи збільшення потенціалу, що відбувається при утворенні сполуки з простих речовин). Ці зміни позначаються символом Δ . Якщо реакція протікає за постійних P і T , то зміна вільної енергії (ΔG) буде визначатися рівнянням:

$$\Delta G = \Delta H - T\Delta S, \quad (5.1)$$

де T – температура за шкалою Кельвіна.

Коли система намагається досягти рівноваги, то можливим є виділення тепла, збільшення ентропії або такі сполучення зміни тепла й ентропії, які призводять до зменшення величини ΔG . Таким чином, за мимовільних процесів ΔG є від'ємною величиною, а за рівноважних процесів $\Delta G = 0$.

На законах термодинаміки заснований принцип Ле-Шательє, який є основою для керування рівноважними хімічними процесами. Він формулюється так: *якщо на систему, що знаходиться в справжній рівновазі, здійснюють вплив ззовні шляхом зміни яких-небудь умов, що визначають положення рівноваги, то рівновага зміщується в напрямку того процесу, протікання якого послаблює ефект зробленого впливу*. У поняття умов у даному випадку входять температура, тиск і концентрації реагуючих речовин. Таким чином, якщо змінити концентрацію якого-небудь іона, що входить у математичний вираз закону діючих мас, то для збереження сталості константи рівноваги за наявності джерела речовини повинні змінитися концентрації інших іонів. Для гетерогенної системи «вода – порода» це означає, що

для повернення системи у початковий рівноважний стан необхідно перехід із твердої фази в розчин додаткових мас речовин, чи навпаки їхнє осадження з водної фази.

Найважливіший сенс принципу Ле-Шательє полягає в тому, що гідрохімічний процес можна направити в будь-яку сторону, змінивши певним чином концентрації речовин, що беруть участь у реакціях.

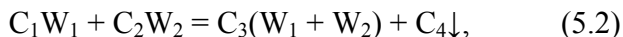
5.1. Змішування вод у хвостосховищах та річках

Змішування вод є найпоширенішим явищем у поверхневих водах. Усі водні об'єкти отримують живлення. Так, річки, озера, ставки живляться атмосферними опадами, поверхневими і підземними водами. У більшості випадків живлення річок та озер має змішаний характер; в одні періоди року переважає поверхневий стік, в інші періоди (взимку, у літні посухи) підземне живлення є основним.

Як показано у розділі 2, джерелом живлення р. Інгулець, в основному, є снігові (талі) і дощові води, частка яких досягає 77% річного стоку; величина підземного живлення складає 17%, а фільтрація з гідротехнічних споруд – 6%.

Змішування вод на території Кривбасу, спостерігається також у хвостосховищах, у них надходять води зі збагачувальних фабрик, господарсько-побутові стічні води, кар'єрні, поверхневі та інші води.

Вирізняють механічне змішування розчинів (розведення) і змішування хімічне [24]. У першому випадку змінюються лише концентрації компонентів розчину, що зішуються, кількість і природа їх залишаються постійними. В другому випадку іони, які знаходяться в розчинах, що змішуються, вступають між собою в хімічну взаємодію, створюючи між собою часто важкорозчинні солі, що випадають в осад. Хімічне змішування відбувається за схемою:



де C_1, C_2, C_3 , - відповідно концентрації компонентів, що реагують; W_1, W_2 – обсяги води, у яких вони присутні; C_4 - обсяг осаду, що випав.

Якщо змішування розчинів відбулося без утворення осаду, то концентрацію розчину після змішування можна розрахувати за формулою:

$$C_3 = \frac{C_1 W_1 + C_2 W_2}{W_1 + W_2}. \quad (5.3)$$

Рівняння (5.3) є основою гідрохімічного балансу, що широко вживається для прогнозування мінералізації та вмісту головних іонів у водоймах [4, 71].

5.1.1. Прогнозування мінералізації та вмісту головних іонів у воді водойми Північного ГЗК

Незважаючи на очевидну важливість кількісної оцінки процесів формування хімічного складу природно-техногенних та техногенних вод суші, на даний час ця проблема остаточно не вирішена. Особливості гідрохімічних процесів, що відбуваються у таких водоймах є очевидними [4, 86], але їх складно досліджувати внаслідок багатоконпонентності системи та різномайття процесів, які там відбуваються.

Найбільш наближена до вирішення подібних проблем робота [86], у якій викладено сучасне розуміння гідрохімічного балансу та вирішені задачі такого ж напрямку для водоймищ-охолоджувачів АЕС.

Постало завдання розробки гідрохімічного балансу водойми хвостосховища Північного гірничо-збагачувального комбінату (ПівнГЗК), на підставі якого надалі можна розрахувати прогнозну мінералізацію та вміст головних іонів у воді.

Основна гребля хвостосховища ПівнГЗК розташована на відстані 2,5 км від гирла балки Петрикова, що впадає в р. Саксагань (див. рис. 3.2). Також, в балці Петрикова за зовнішньому контурі правобережної огорожувальної дамби

хвостосховища було створено дві аварійні ємності: перша – в західній частині, друга – в північній частині хвостосховища.

Площа хвостосховища складає 1295 га (з них на саме хвостосховище – 980,0 га, а на водойму оборотної води – 315,0 га). Довжина хвостосховища 17,3 км (хвостосховище – 11,0 км, водойма – 6,3 км). Замикає контур хвостосховища розділова гребля довжиною 1,2 км, що відокремлює водойму зворотного водопостачання від самого хвостосховища.

Контроль за хімічним складом води у водоймах хвостосховищ, як потужних джерел забруднення довкілля, є пріоритетним завданням екологічних служб гірничо-збагачувальних комбінатів [43].

Прогнозування гідрохімічних умов таких об'єктів, як водойми хвостосховищ є складним завданням через багатомірність гідрохімічних процесів, які у них відбуваються та великою кількістю різноманітних компонентів та чинників.

Вміст хімічних речовин у воді водойми хвостосховища може бути прогнозований методом аналогії або розрахунковим методом [86]. Метод аналогії є досить наближеним, якісним або напівкількісним, тому й рідко використовується. Найбільш вживаним є розрахунковий метод, який оснований на кількісній оцінці елементів прибуткової та видаткової частин гідрохімічного балансу. Цей метод дає найбільш достовірні результати для відносно консервативних речовин, як головні іони та мінералізація.

На основі рівнянь водного і сольового балансу для прогнозу мінералізації та вмісту головних іонів у воді водоймищ-охолоджувачів АЕС прийнята розрахункова формула Бочкова-Попова [86]:

$$M_k = \frac{M_n W_n + M_{np} W_{np} - 0,5 M_n W_v}{W_n + W_{np} - W_{vип} - 0,5 W_v} \quad (5.4)$$

де M_k – середня для водосховища очікувана мінералізація води у кінці розрахункового періоду; M_n , M_{np} , M_v – середня для водосховища мінералізація води на початку розрахункового періоду, середньозважена за об'ємом мінералізація

всіх видів припливу та витоку із нього; $W_{\text{п}}$, $W_{\text{пр}}$, $W_{\text{в}}$ – об’єм води у водосховищі на початку розрахункового періоду, об’єм води припливу та витрати (крім випаровування); $W_{\text{вип}}$ – об’єм води на випаровування з поверхні водного джерела за розрахунковий період.

У формулі (5.4) прийнято умовне припущення, що води припливу повністю перемішуються.

Аналіз речовинно-енергетичних «входів» та «виходів» гідрохімічної системи здійснюється на підставі виявлених джерел надходження і виведення речовин та енергії до (з) водного об’єкту. Кількісні та якісні характеристики виявлених джерел є підставою для складання рівняння гідрохімічного балансу.

Система технологічного водопостачання комбінату являє собою замкнутий оборотний цикл, роботу якого забезпечують стаціонарна насосна станція, що подає користувачам освітлену воду (700 млн. $\text{м}^3/\text{рік}$), дві пульпонасосні станції, що відводять відходи збагачення у хвостосховище та система трубопроводів [43].

Для системи оборотного водопостачання комбінату вода відводиться з промислових стічних вод котелень – до 0,5 млн. $\text{м}^3/\text{рік}$; відкачується з Анівського та Першотравенського кар’єрів – 2,4 млн. $\text{м}^3/\text{рік}$ і 3,2 млн. $\text{м}^3/\text{рік}$ відповідно.

У силу неминучості втрат оборотної води у технологічному процесі на випаровування з водної поверхні хвостосховища і водойми, фільтрацію і т.і. виникає необхідність у підживленні систем водопостачання комбінату із зовнішнього джерела, яким є суміш шахтних вод Північної групи рудників Кривбасу, що відводяться в прийомні резервуари-відстійники насосною станцією №8 ПП “Кривбаспромводопостачання”. Крім цього, у водогосподарському балансі хвостосховища враховують середньорічний приплив атмосферних опадів і поверхневий стік, що складає за даними метеобюро м. Кривий Ріг до 7 млн. $\text{м}^3/\text{рік}$.

Руда, що видобувається у кар’єрах, подається на збагачувальні фабрики, де вона подрібнюється. Подрібнена руда

збагачується методом мокрої магнітної сепарації з вилученням концентрату. Відходи збагачення, що утворилися, у вигляді хвостової пульпи системою самопливних лотків, пульпонасосних станцій і напірних трубопроводів подаються в хвостосховище (рис.5.1).

Баланс води у хвостосховищі складається з прибуткової частини (пульпи від гідротранспорту хвостів, шахтних і кар'єрних вод, промислових стічних вод водоگрійної і парових котелень, господарсько-побутових стічних вод, атмосферних опадів, повернення фільтраційних вод), а також видаткової частини (втрат води з хвостосховища і подачі води до системи виробничого водопостачання комбінату і т.і.). Розрахункова формула для визначення концентрацій будь-якого елемента у воді водойми хвостосховища з урахуванням повного перемішування та формули (5.4) має вигляд:

$$C_{\text{хв}}^{i+1} = \frac{C_{\text{хв}}^i W_{\text{хв}}^i + C_T^i T^i + \sum C_{\text{пр.}}^i Q_{\text{пр.}}^i - 0,5(C_{\text{хв}}^i \sum Q_{\text{виг.}}^i)}{W_{\text{хв}}^{i+1} + \sum Q_{\text{пр.}}^i - V_{\text{вип}} - 0,5 \sum Q_{\text{виг.}}^i}, \quad (5.5)$$

де $C_{\text{хв}}^{i+1}$ – прогнозна концентрація вмісту будь-якого компонента у воді водойми хвостосховища на кінець розрахункового періоду, мг/дм³; $C_{\text{хв}}^i$ – концентрація вмісту будь-якого компонента у воді водойми хвостосховища на початок розрахункового періоду, мг/дм³; $W_{\text{хв}}^i$ – об'єм води у хвостосховищі (з урахуванням об'єму заповнення пор) на початок періоду, млн. м³; C_T^i – концентрація компонента, що вилуговується з руди в процесі збагачення, мг/т; T^i – продуктивність комбінату по сирій руді (48,8 т/рік); $\sum C_{\text{пр.}}^i Q_{\text{пр.}}^i$ – сума добутків об'ємів ($Q_{\text{пр.}}^i$) води, що надходить у хвостосховище (в млн. м³) на концентрацію компонента в цих водах ($C_{\text{пр.}}^i$ у мг/дм³) (таблиця 5.1); $W_{\text{вип}}$ – витрати на випаровування, (4,5 млн. м³); $\sum Q_{\text{виг.}}^i$ – загальна величина втрат, що складається з: загальної величини фільтраційних втрат –

9,83 млн. м³; об'єму, що втрачається на заповнення пор хвостів – 7,8 млн. м³; об'єму, що скидається із хвостосховища у поверхневі водотоки – 6,8 млн. м³ [43].

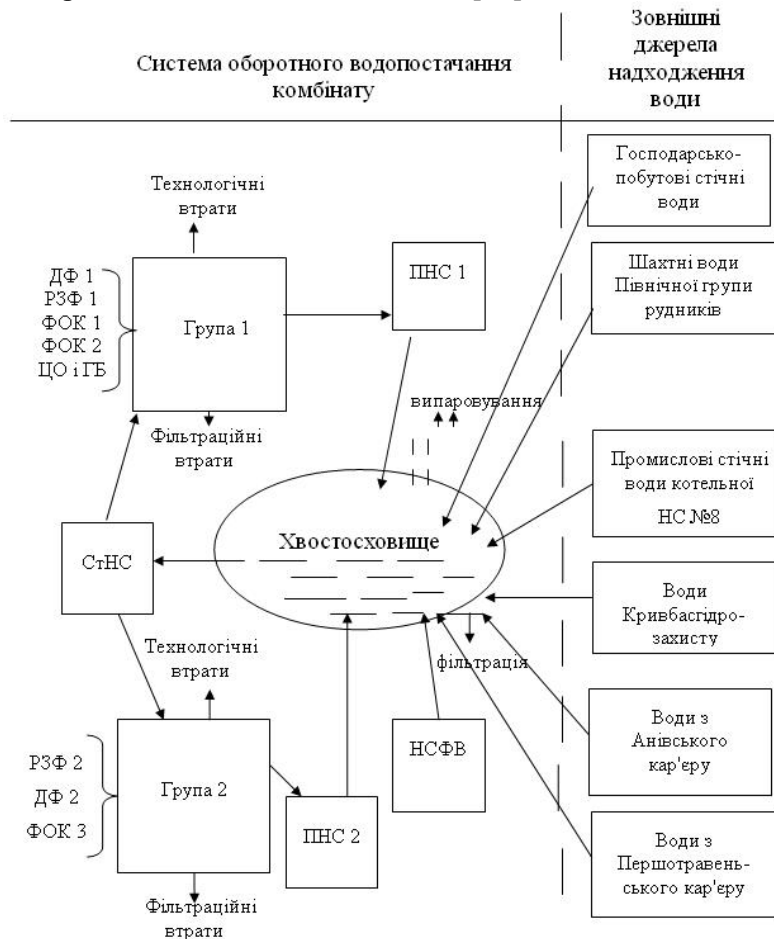


Рис. 5.1. Принципова схема водопостачання Північного ГЗК

Примітка. ДФ – дробильна фабрика; ФОК(1,2,3) – фабрика обпалення концентрату; РЗФ(1,2) – рудозбагачувальні фабрики; ЦО і ГБ – цех обпалювання і гарячого брикетування; ПНС(1,2) – пульпонасосні станції; НСФВ – насосна станція фільтраційних вод; СтНС – стаціонарна насосна станція.

Таблиця 5.1. Складові прибуткової частини гідрохімічного балансу водоїми хвостосховища Північного ГЗК, 2009 р.

Назва об'єкту	Об'єми, млн. м ³	Концентрація, мг/дм ³ (C ⁱ)						
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺ +Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Мінералізація
Хвостосховище (V ⁱ _{хв})	195,0	344,7	415,9	5329,9	5981,0	1063,0	177,0	13311
Води, що надходять у хвостосховище з різних джерел								
Шахта ім. Леніна	0,4	431,0	590,2	5490,0	9980,0	1232,5	189,2	17682,0
Шахта Центральна	0,55	635,2	752,3	9366,2	17170,2	1161,2	153,6	29125,6
Шахта Гвардійська	5,2	761,2	1192,5	13235,8	24111,0	15,4	122,5	40935,0
Промислові стічні води котельної	0,5	660,3	220,4	231,5	550,6	630,4	2210,7	4550,3
Кар'єр Першотравенський	2,4	170,2	126,3	861,1	913,5	1125,3	460,7	3655,1
Кар'єр Анівський	3,2	212,4	160,2	597,6	683,1	990,0	635,7	3277,4
Поверхневий стік	7,0	60,2	20,5	44,1	40,3	120,0	190,3	474,3
Господарсько-побутові стічні води	9,6	60,0	24,1	223,9	400,0	43,2	160,0	910,2

Концентрації компонентів, що вилуговуються з руди в процесі збагачення (C_T^i) становлять, мг/т : Ca^{2+} - 49,2; Mg^{2+} - 12,6; $K^+ + Na^+$ - 22,1; Cl^- - 23,5; SO_4^{2-} - 180,0; мінералізація – 287,4.

Прогноз хімічного складу води у водоймі хвостосховища на 2010 р. наведено у табл. 5.2.

Таблиця 5.2. Прогнозний хімічний склад води у водоймі хвостосховища Північного ГЗК на 2010 р., мг/дм³

Компоненти	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$K^+ + Na^+$	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Мінералізація
Вміст, мг/дм ³	349,0	433,1	5420,9	5996,0	1022,2	194,4	13415,7

Як видно з порівняння табл. 5.1 та 5.2, експлуатація хвостосховища у даному режимі призводить до збільшення вмісту усіх головних іонів та мінералізації води. Найбільший внесок здійснюють шахтні води.

Негативний вплив хвостосховища на поверхневі води безупинно зростає, але прямий скид вод із хвостосховища у р. Саксагань завдає найбільш відчутного екологічного збитку. Тому, екологічною службою ПівнГЗК було запропоновано і впроваджено виведення господарсько-побутових стічних вод із системи водопостачання хвостосховища з метою припинення або зменшення скиду води у річку. Господарсько-побутові стічні води є лише одним з джерел розбавлення високомінералізованих шахтних та технічних вод зі збагачувальних фабрик, які скидаються у хвостосховище. Виведення господарсько-побутових стічних вод із системи водопостачання призвело до значної зміни хімічного складу води у водоймі хвостосховища (табл. 5.3).

При впровадженні даного заходу збільшився вміст усіх головних іонів та мінералізація води водойми хвостосховища. Внаслідок цього гідрохімічні рівноваги у воді водойми хвостосховища ПівнГЗК порушилися і вона стала агресивною до матеріалів насосного устаткування та пульпопроводів.

Таблиця 5.3. Прогнозний хімічний склад води у водоймі хвостосховища Північного ГЗК при виведенні з водопостачання господарсько-побутових стічних вод, мг/дм³

Компоненти	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺ +Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Мінералізація
Вміст, мг/дм ³	358,9	440,3	5515,7	6200,5	1053,9	194,2	13763,6

Отже, складений гідрохімічний баланс для водойми хвостосховища ПівнГЗК, як певна модель, дає змогу обґрунтовано керувати вмістом головних іонів у воді та розробляти заходи щодо зменшення негативного впливу хвостосховища на усі елементи ландшафту.

5.1.2. Вплив скидів високомінералізованих вод з хвостосховища Північного ГЗК на хімічний склад води у р. Саксагань

У теперішній час вплив хвостосховища на якісний склад води у р. Саксагань пов'язаний винятково з періодичними аварійними проривами пульпопроводів, постійним просочуванням фільтраційних вод із хвостосховища ПівнГЗК і забруднених підземних вод у бортах балок Петрикова і Приворотна, з наступним надходженням їх по балках у р. Саксагань. Найбільший вплив на річкові води чинять скиди зворотних вод із хвостосховища.

Максимальний дозований щорічний скид надлишку зворотних вод в р. Саксагань в обсязі 18,4 млн.м³ обумовлено необхідністю попередження виникнення аварійних ситуацій на хвостосховищі ВАТ „ПівнГЗК”, недопущення затоплення діючих шахт і відпрацьованого простору, а також виникнення техногенних катастроф та забезпечення необхідних вільних ємностей для подальшої акумуляції надлишку води. Відповідно до розробленого регламенту скиди здійснюються у міжвегетаційний період (листопад – лю-

тий). Відмова від скиду надлишку води призведе до зупинки гірничо-збагачувального комбінату [40].

Регламент скиду розробляється виходячи з нанесення мінімального екологічного збитку р. Саксагань, якість води в контрольному створі відслідковується.

Підготовка вихідних даних для визначення розрахункових умов скиду зворотних вод здійснюється відповідно до фактичних характеристик випуску зворотних вод, якості води водного об'єкту та його показників. Встановлюються нормативи гранично допустимих скидів (ГДС).

Режим скиду встановлюється на підставі розрахунків максимально допустимої витрати зворотної води з урахуванням гідрохімічних і гідрологічних характеристик водного об'єкту, його асимілюючої спроможності та необхідного розведення забруднюючих речовин до встановлених норм якості в контрольному створі. Так, прийнятними вважається, що вміст хлор-іонів нижче зони змішування не повинен бути більшим, ніж $4,5 \text{ г/дм}^3$ при загальному рівні мінералізації води не більше $9,0 \text{ г/дм}^3$.

Початок скиду встановлюється з урахуванням завершення вегетаційного сезону, коли температура води в річці стає нижче $+10^\circ\text{C}$ (звичайно припадає на початок листопада). Завершення скиду враховує проходження нерестового періоду – не пізніше початку березня, з наступною промисловою річки прісною водою.

Розрахункова загальна тривалість скиду зворотних вод з хвостосховища ПівнГЗК складає 89 діб (з 2 по 90 добу), обсяг скиду $6,8 \text{ млн.м}^3$ на 2008 р.

Після завершення та перед початком скиду екологічною лабораторією ПівнГЗК виконуються хімічні аналізи води у створах річки, які розташовані у с. Сергіївка та на Кресівському водосховищі, що знаходяться значно вище та значно нижче місця випуску технічних вод. Ці значення вважаються фоновим (табл. 5.4).

Таблиця 5.4. Фонові концентрації речовин у воді р. Саксагань по створах с. Сергіївка та Кресівське водосховище (біля греблі), 2007 р.

Назва речовин	Один. виміру	Назва створу	
		с. Сергіївка	Кресівське водосховище (біля греблі)
Хлориди	г/дм ³	0,4	0,4
Сульфати	г/дм ³	1,1	0,95
Мінералізація	г/дм ³	2,5	2,1
Азот амонійний	мг/дм ³	2,0	0,7
БСК ₅	мгО ₂ /дм ³	4,5	6,0
Нітрати	мг/дм ³	10,0	6,0
Нітрити	мг/дм ³	0,25	0,2
Завислі речовини	мг/дм ³	12,5	14,0
Нафтопродукти	мг/дм ³	0,3	0,3
Залізо загальне	мг/дм ³	0,3	0,3
Феноли	мг/дм ³	0,002	0,003
Фосфати	мг/дм ³	3,5	3,5
Розчинний кисень	мг/дм ³	10,0	11,0
ХСК	мгО/дм ³	55,0	50,0
pH		8,5	8,7

Для контролю за впливом скидів зворотних вод з хвостосховища ПівнГЗК на хімічний склад води р. Саксагань розташовані контрольні створи, по яких проводиться відбір проб води (табл. 5.5).

Таблиця 5.5. Відстані між контрольними створами на ділянці р. Саксагань, призначеними для контролю впливу скидів з хвостосховища Північного ГЗК

Назва місця розташування контрольного створу	Відстані по річці Саксагань, км (швидкість – 0,17 км/год)
Гребля Макортівського водосховища	0.0
Міст, с. Сергіївка	17.0
Балка Петрикова (хвостосховище ВАТ «ПівнГЗК»)	28.0
Берегова насосна станція (БНС)	33.0
Міст, с. Веселі Терни	38.0

Також відбираються проби води із хвостосховища та фільтраційна вода у балці Петрикова (табл. 5.6).

**Таблиця 5.6 Хімічний склад води з водойми
хвостосховища Північного ГЗК та фільтраційних вод**

Назва речовин	Один. виміру	Назва джерела водовипуску	
		Вода у хвостосховищі	Фільтраційні води
Хлориди	г/дм ³	7,0	6,5
Сульфати	г/дм ³	1,4	1,4
Мінералізація	г/дм ³	14,0	12,6
Азот амонійний	мг/дм ³	1,5	0,5
БСК ₅	мгО ₂ /дм ³	4,5	4,0
Нітрати	мг/дм ³	85,0	15,0
Нітрити	мг/дм ³	3,0	1,0
Зависли речовини	мг/дм ³	14,5	12,0
Нафтопродукти	мг/дм ³	0,4	0,3
Залізо загальне	мг/дм ³	0,7	0,6
Феноли	мг/дм ³	0,003	0,003
Фосфати	мг/дм ³	0,4	0,25
Розчинний кисень	мг/дм ³	10,0	8,0
ХСК	мгО/дм ³	44,0	30,0
pH		8,2	8,3

Регламентом встановлені допустимі концентрації забруднюючих речовин у річковій воді по створах р. Саксагань (табл. 5.7). Концентрація забруднюючих речовин у водах що скидаються, не повинна перевищувати їх більш, ніж на 10%.

Після завершення скиду проводиться відбір проб річкової води на всіх створах по р. Саксагань. Відповідно по контрольних створах: вміст хлоридів складає – 3,9 г/дм³ (ГДС – 7,0), сульфатів – 1,3 г/дм³ (ГДС – 1,4), мінералізація – 8,0 г/дм³ (ГДС – 14,0), азоту амонійного – 1,2 мг/дм³ (ГДС – 1,5), БСК₅ – 5,6 мг/дм³ (ГДС – 4,5), нітратів – 37,0 мг/дм³ (ГДС – 85,0), нітритів – 1,3 мг/дм³ (ГДС – 3,0), завислих речовин – 13,4 мг/дм³ (ГДС – 14,5), нафтопродуктів – 0,33 мг/дм³ (ГДС – 0,4), заліза загального – 0,5 мг/дм³ (ГДС – 0,7), фенолів – 0,003 мг/дм³ (ГДС – 0,003), фосфатів – 2,5 мг/дм³ (ГДС – 3,0), розчинного кисню – 9,2 мг/дм³ (ГДС – 10,0), ХСК – 49,5 мгО/дм³ (ГДС – 50,2), pH – 8,5 (ГДС – 8,5). Тобто вміст забруднюючих речовин воді у р. Сакса-

гань, після завершення скиду технічних вод з хвостосховища, не перевищує встановлених допустимих концентрацій по речовинах, що контролюються.

Таблиця 5.7. Допустима концентрація забруднюючих речовин у річковій воді по створах на р. Саксагань

Назва речовин	Один. виміру	Балка Петрикова	500м нижче балки Петрикова	БНС*	500м нижче БНС	Міст, с. Веселі Терни
1	2	3	4	5	6	7
Хлориди	г/дм ³	6,5	2,5	7,0	4,0	3,8
Сульфати	г/дм ³	1,4	1,2	1,4	1,9	1,2
Мінералізація	г/дм ³	12,6	5,7	14,0	8,4	7,9
Азот амонійний	мг/дм ³	0,5	1,0	1,5	1,3	1,2
БСК ₅	мгО ₂ /дм ³	4,0	4,9	4,5	5,0	5,6
Нітрати	мг/дм ³	15,0	12,6	85,0	38,4	37,0
Нітрити	мг/дм ³	1,0	0,6	3,0	1,4	1,3
Завислі речовини	мг/дм ³	12,0	12,8	14,5	13,5	13,4
Нафтопродукти	мг/дм ³	0,3	0,3	0,4	0,35	0,33
Залізо загальне	мг/дм ³	0,6	0,4	0,7	0,6	0,5
Феноли	мг/дм ³	0,003	0,0025	0,003	0,003	0,003
Фосфати	мг/дм ³	0,25	3,0	0,4	2,3	2,5
Розчинний кисень	мг/дм ³	8,0	9,5	10,0	9,6	9,2
ХСК	мгО/дм ³	30,0	50,2	44,0	50,1	49,5
рН		8,3	8,5	8,2	8,4	8,5

Примітка. *БНС – берегова насосна станція.

При скиді вод з хвостосховища у р. Саксагань, для розведення забруднюючих речовин до встановлених норм якості у розрахункових (контрольних) створах, на період скиду встановлюють попуски води з Макортівського водосховища до р. Саксагань. Попуски здійснюються цілодобово і починаються за дві доби до початку скиду зворотних вод.

За розрахунками встановлений загальний обсяг води необхідний для розведення складає – 10108,8 тис.м³.

З огляду на використання р. Саксагань для потреб ПівнГЗК її гідрохімічний режим можна вважати повністю

зарегульованим та залежним від скиду зворотних вод та промивок із Макортівського водосховища. Оскільки гідрологічний режим річки повністю зарегульований водосховищами, то припинення скидів високомінералізованих вод не призведе до поліпшення якості води у річці та її відновлення. На даний час гідрохімічна система р. Саксагань набула характерні риси усталеності. Гідрохімічні показники не відповідають природним за гідрохімічною зональністю.

У р. Інгулець відповідно до розпорядження Кабінету міністрів України здійснюються скиди шахтних вод зі ставка-накопичувача балки Свистуново. Так, дозволено скиди високомінералізованих вод з 1 листопада 2009 р. по 1 березня 2010 р. У ставок-накопичувач балки Свистуново скидають шахтні води ВАТ “Криворізький залізорудний комбінат”, ВАТ “Суха Балка”, ВАТ “Арселор Міттал Стіл Кривий Ріг”, ВАТ “Центральний ГЗК”, ВАТ “Північний ГЗК”. Фактичний об’єм шахтних вод цих підприємств (за винятком ПівнГЗК) – 12,781 млн. м³.

З метою поліпшення ситуації Держводагенство України організує проведення промивання русла р. Інгулець за рахунок подачі води по каналу Дніпро – Інгулець (60 – 65 млн. м³). Це у деякій мірі поліпшує хімічний склад води у р. Інгулець, але повністю проблему не вирішує.

5.2. Випаровування та концентрування розчинених речовин у воді ставків

Випаровування є головним процесом гідрологічного циклу. З дощових вод, які випадають на континенти, більше половини повертається в атмосферу шляхом прямого випаровування або транспірації рослинами. Загальний ефект випаровування полягає у видаленні з розчину чистої H₂O, тому концентрації всіх розчинених компонентів зростають. Хоча випаровування відбувається у всіх кліматичних зонах, однак тільки у відносно аридних умовах концентрація роз-

чинених речовин стає головним фактором, що зумовлює склад води. Основні принципи еволюції розсолів, не зв'язаних генетично з морською водою, викладені Джонсом [118]. Ці принципи були розширено й переведено на кількісну основу Гаррелсом і Маккензі [119] та Харді й Егстером [117].

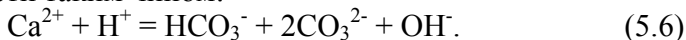
Щоб охопити ширший діапазон початкових складів вод, що піддаються випаровуванню, Харді й Егстер [117] узагальнили розрахункову процедуру Гаррелса й Маккензі. Найбільш важливою складовою частиною їхньої моделі є концепція хімічного поділу:

щораз, коли в процесі випаровування осаджується бінарна сіль і ефективно відношення двох іонів у солі відрізняється від відношення концентрацій цих іонів у розчині, подальше випаровування буде призводити до збільшення вмісту іона, що присутній у розчині в більш високій відносній концентрації, і до зниження вмісту іона, що присутній у більш низькій відносній концентрації.

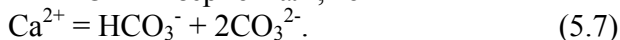
Основна ідея хімічного поділу полягає в тому, що із двох іонів, які входять до складу солі, що осаджується в процесі випаровування, один буде накопичуватися, а концентрація іншого стане дуже низькою.

Модель Харді – Егстера інтерпретує трансформацію хімічного складу природних вод, що піддаються випаровуванню, через послідовність хімічних поділів (рис. 5.2). Майже у всіх природних водах першим мінералом, що осаджується, а, отже і викликає перший хімічний поділ, є кальцит. Подальша поведінка розчину залежить від того, чи буде концентрація кальцію (в еквівалентах) більшою або меншою за карбонатну лужність (в еквівалентах), тобто чи буде $2[\text{Ca}^{2+}]$ більше або менше, ніж $[\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}]$. У воді, вміст розчинених речовин у якій обумовлено атмосферним

CO₂ і розчиненням кальциту, рівняння балансу зарядів можна навести таким чином:



Якщо величини H⁺ і OH⁻ мізерно малі, то



Випаровування такої води призведе до осадження CaCO₃, але накопичення Ca²⁺ щодо лужності (або навпаки) спостерігатися не буде (якщо рівновага з кальцитом і атмосферою буде підтримуватися, склад води в процесі випаровування не зміниться). Таким чином, рівняння (5.6) та (5.7) визначають "точку рівноваги" хімічного поділу. Якщо в якому-небудь розчині критерій, виражений рівняннями (5.6), (5.7), не витримується, то при випаровуванні буде зростати концентрація Ca²⁺ або лужність.

Якщо концентрація кальцію менша за лужність, то при випаровуванні майже весь кальцій буде вилучений з розчину й розчин бути мати тенденцію до переходу в лужний карбонатний розсіл (варіант I, рис. 5.2). І навпаки, коли концентрація кальцію більша за лужність, з розчину буде майже повністю вилучено карбонатні форми й розчин буде мати тенденцію до переходу в майже нейтральний сульфатний або хлоридний розсіл (варіант II, рис. 5.2). У випадку варіанту I черговий хімічний поділ буде обумовлено осадженням сепіоліту:



Осадження сепіоліту й відповідний хімічний поділ включають три форми, а саме Mg²⁺, HCO₃⁻ і H₄SiO₄. Важливим критерієм є, чи буде [Mg²⁺] більше або менше за карбонатну лужність, що залишається після осадження кальциту. Якщо концентрація магнію (в еквівалентах) менше за лужність, що залишається (варіант III), то вода стане карбонатним лужним розсолом. Варіант I і наступний за ним варіант III є наслідком припущень Гаррелса й Маккензі [119]. Якщо концентрація магнію більша за лужність, що залишається (варіант IV), то розчин зрештою стане сульфатним або хлоридним розсолом, що не містить карбонату.

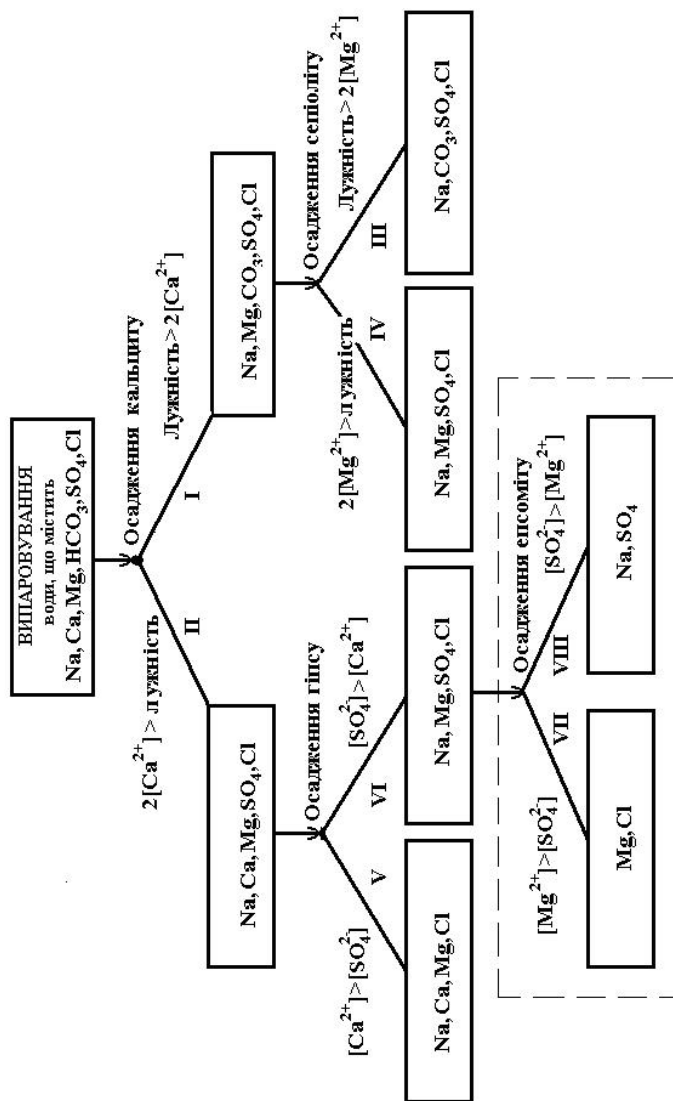


Рис. 5.2. Модель трансформації хімічного складу природних вод в результаті процесів випарювання за Харді – Егстером [117] з доповненнями (I – VIII – варіанти трансформації хімічного складу вод)

У варіанті II наступним, найімовірніше, буде осадження гіпсу, що викликає хімічний поділ. Якщо концентрація Ca^{2+} , що залишається після осадження кальциту, вища за концентрацію SO_4^{2-} (варіант V), то кінцевий розсіл буде містити в якості головних розчинених речовин хлориди Na, Ca й Mg. Якщо вищою є концентрація SO_4^{2-} (варіант VI), то кінцевий розсіл буде складатися з хлоридів і сульфатів, у яких головними катіонами будуть натрій і магній.

На території Кривбасу процеси концентрування розчинених речовин за рахунок випаровування спостерігаються у ставках групи Б. Внаслідок зниження рівня ґрунтових вод, замулення дна ставків та з інших причин спостерігається розрив гідравлічного зв'язку між ґрунтовими водами та поверхневою водою у водоймі (ставку). Утруднення або зникнення водообміну між ґрунтовими водами та поверхневою водою водойми призводить до зміни її водного балансу. За відношенням кількості опадів до випаровування, район Кривбасу характеризується недостатнім зволоженням (розділ 2), тобто зменшення або припинення підземного живлення призводить до зменшення води у ставку, внаслідок чого розпочинається процес концентрування розчинених речовин за рахунок випаровування. Звертає на себе увагу те, що ставки групи Б (16 ставків) переважно знаходяться на півдні території, що вивчається, а саме, на території Інгулецького ГЗК (див. табл. 4.2), де зростає різниця між прибутковою та витратною частинами водного балансу ставків.

За хімічним складом воду в усіх ставках можна поділити на три види: клас хлоридний, група магнію (2 ставки); клас сульфатний, група магнію (5 ставків); клас сульфатний, група натрію (9 ставків).

Для прикладу розглянемо формування хімічного складу у воді ставків кожного виду (табл. 5.8).

У воді ставка с. Дем'янівка (див. рис. 3.8) виконується співвідношення « $2[\text{Ca}^{2+}] > \text{лужність}$ » ($34,5 \times 2 > 14,8$), тому карбонатні форми вилучаються з розчину у вигляді карбонатів, а залишаються хлор- та сульфат іони (варіант II). Далі

відбувається осадження гіпсу за співвідношеннями концентрацій $[\text{Ca}^{2+}]$ та $[\text{SO}_4^{2-}]$. Вміст сульфат-іону значно перевищує вміст іону кальцію: $309,3 > 34,5$ і хімічний поділ йде по VI варіанту. Після осадження гіпсу з розчину вилучаються іон кальцію, його вміст є мізерним (5%), вміст сульфат-іону також зменшується і переважаючим стає хлор-іон. Наприкінці VI варіанту розчин утримує іони натрію, магнію, сульфат- та хлор-іони.

На підставі фактичних гідрохімічних даних по ставках Кривбасу нами запропоновано подальші варіанти концентрування розчинених речовин за рахунок випаровування (на рисунку 5.2 їх виділено пунктирною лінією).

Продовження концентрування розчинених речовин призводить до утворення епсоміту. (Епсоміт ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) – типовий мінерал евапоритів, що утворюється при концентруванні розсолів за рахунок випаровування вод солоних озер; випадає з розчину раніше сульфату натрію, оскільки при температурі понад 30°C його розчинність зменшується, відповідно $\text{MgSO}_4 - 397 \cdot 10^{-3} \text{ кг/кг H}_2\text{O}$, $\text{Na}_2\text{SO}_4 - 408 \cdot 10^{-3} \text{ кг/кг H}_2\text{O}$ [24]). Якщо $[\text{Mg}^{2+}]$ залишається більше, ніж $[\text{SO}_4^{2-}]$, то хімічний поділ йде за варіантом VII і розсіл стає хлоридний магнієвий. Якщо ж $[\text{Mg}^{2+}]$ залишається менше $[\text{SO}_4^{2-}]$, то концентрування розчинених речовин продовжується за варіантом VIII, вміст іону магнію зменшується, а провідним стає іон натрію. Вміст сульфат-іону залишається достатньо значним, і вода стає сульфатною. Саме такий розвиток процесу концентрування розчинених речовин за рахунок випаровування підтверджується концепцією хімічного поділу Харді – Егстера.

У воді ставку с. Дем'янівка концентрування розчинених речовин за рахунок випаровування відбувається за варіантом VII, тип води сульфатно-хлоридний натрієво-магнієвий.

Таблиця 5.8. Хімічний склад води ставків, у яких відбувається концентрування розчинених речовин за рахунок випаровування, 2010 р.

Водний об'єкт	Хімічний склад													Тип води (за фор- мулою Курлова)
	Мінераліза- ція, мг/дм³	Са²⁺		Mg²⁺		K⁺+Na⁺		Cl⁻		SO₄²⁻		HCO₃⁻		
		ммоль /дм³	%	ммоль/д м³	%	ммоль /дм³	%	ммоль/д м³	%	ммоль/д м³	%	ммоль/д м³	%	
Ставок, с. Дем'я- нівка	39739,6	34,5	5	541,1	53	283, 5	42	344,2	52	309,3	46	14,8	2	Сульфат- но-хло- ридний натрієво- магнієвий
Ставок 3, с. Весели й Став	13559,3	37,0	17	77,7	36	98,6	46	68,0	32	139,8	66	5,0	2	Хлорид- но-суль- фатний кальцієво- магнієво- натрієвий
Ставок 2, с. Тихий Став	5427,28	17,7	21	33,3	40	32,0	38	25,3	30	53,1	63	5,4	6	Хлорид- но-суль- фатний кальцієво- натрієво- магнієвий

У ставку 3 с. Веселий Став концентрування речовин відбувається за варіантом VIII, описаним вище. Кінцевим типом води стає хлоридно-сульфатний кальцієво-магнієво-натрієвий.

Процес концентрування розчинених речовин за рахунок випаровування у воді ставка 2, с. Тихий Став відбувається за варіантом VI, але тип води станом на 2009 р. є сульфатним магнієвим. Можна вважати, що такий тип води не є остаточним, а на даний час зафіксовано саме осадження епсоміту і при збільшенні мінералізації тип води стане сульфатним натрієвим. Таке припущення підтверджуються гідрохімічними спостереженнями у ставку 3, с. Веселий Став. За мінералізації води у ставку $3,5 \text{ г/дм}^3$ (1994 р.) тип води був сульфатний магнієвий, на даний час переважаючим є іон натрію.

Таким чином, можна стверджувати, що процес концентрування розчинених речовин за рахунок випаровування є провідним у формуванні хімічного складу води ставків групи Б (16 ставків), у яких спостерігаються значні зміни водного балансу водойми з переважанням витратної частини.

5.3. Конвекція і дифузія та їх вплив на хімічний склад води річок

Через те, що підземне живлення річок та ставків є важливою складовою їх водного та гідрохімічного балансу (займає друге місце після дощового), то доцільним є його вивчення з огляду на формування хімічного складу води названих водних об'єктів. На території Кривбасу за наявності великої кількості технологічних об'єктів, що мають фільтраційні втрати, природний хімічний склад ґрунтових вод зазначив змін, тому ці води значною мірою є забрудненими. Під «забрудненням» розуміємо будь-яку зміну якості підземних вод порівняно з природними умовами, прямо чи опосередковано пов'язану з діяльністю людини.

На скільки суттєвим є вплив забруднених ґрунтових вод на хімічний склад води річок та ставків – предмет даного вивчення.

Важливим є те, що не в усіх водних об'єктах (річках та ставках) є підземне живлення. Так, у ставках групи Б, де зміни хімічного складу відбуваються внаслідок випаровування (16 ставків, в основному на території ІнГЗК), спостерігається розрив гідралічного зв'язку між рівнем води у ставках та рівнем ґрунтових вод, ставки отримують лише живлення атмосферними водами (дощове та снігове).

Річка Інгулець має глибокий уріз річкової долини та дренує підземні води водоносного горизонту алювіальних та неогенових відкладів і кори звітрювання (додаток А). Річка Саксагань – неглибока і отримує підземне живлення лише з водоносного горизонту алювіальних та неогенових відкладів, які у долині річки утворюють єдиний водоносний горизонт (додаток Б). Тому доцільно вивчати саме для річок вплив фільтраційних втрат з гідротехнічних споруд гірничозбагачувальних комбінатів на хімічний склад річкових вод.

Уся сукупність геохімічних явищ, що відбуваються під час руху підземних вод, розглядається як масоперенос, який може бути вивчений на основі положень і методів фізико-хімічної гідродинаміки і кінетики, що описують взаємовпливи руху рідин і фізико-хімічних процесів, а також швидкість, механізм і час протікання цих процесів [37].

В гідрогеохімії вирізняють конвективний та конвективно-дифузійний масопереноси.

Дифузія – це самочинний і незворотний процес переносу речовини, що призводить до встановлення рівноважних концентрацій у результаті неупорядкованого руху атомів, іонів, молекул і колоїдних часточок. Процес призводить до зменшення розмаїтості, диференціації й не вимагає витрати енергії ззовні, ентропія системи збільшується. Але дифузія можлива і при дії зовнішніх факторів, що створюють градієнти температури, тиску, електричного потенціалу (термодифузія, бародифузія, електродифузія).

Конвекція – це міграція масових потоків газу або рідини. При цьому на відміну від дифузії мігрують не тільки розчинені часточки (атоми, іони, молекули й т.д.), але й сам розчинник. У пористому середовищі конвекція називається фільтрацією, яка протікає значно швидше, ніж дифузія; швидкість фільтрації залежить від багатьох факторів і значно змінюється. При фільтрації вода взаємодіє з ґрунтами й породами, у яких виникають явища вилуговування, сорбції, іонного обміну, осадження елементів на геохімічних бар'єрах.

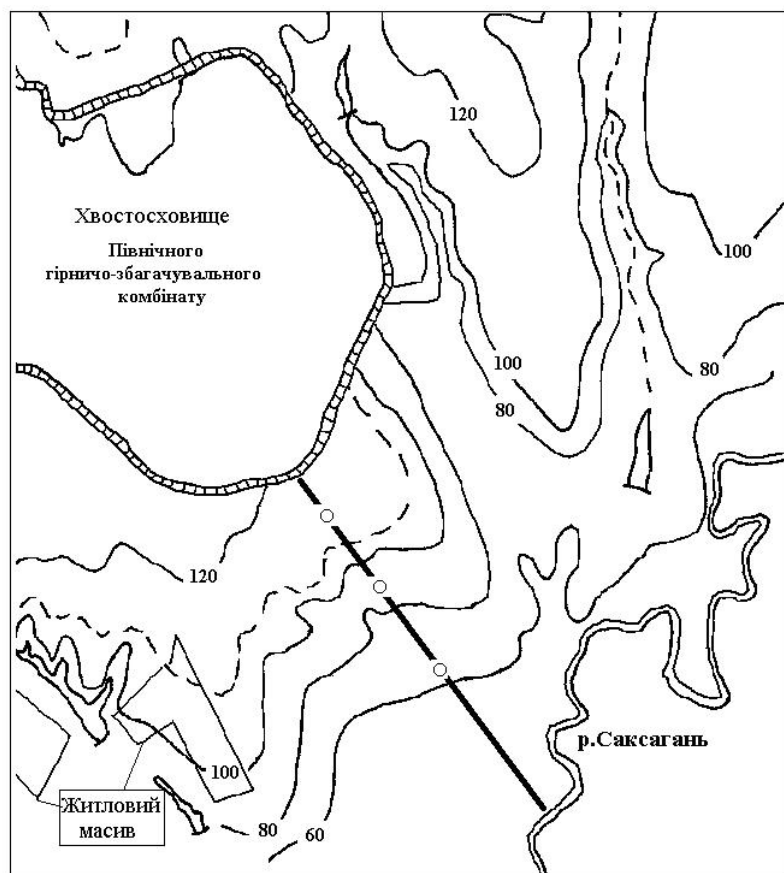
Стосовно предмету дослідження виникає завдання оцінки та прогнозу переміщення забруднених вод з хвостосховища Північного ГЗК до р. Саксагань (рис. 5.3). Конвективний масоперенос – це механічний (гідравлічний) перенос речовини фільтраційним потоком. При цьому вважається, що речовина переміщається з середньою дійсною швидкістю u , зв'язаною зі швидкістю фільтрації V співвідношенням $u = V/n_0$ (де n_0 — активна пористість), або як наслідок закону Дарсі:

$$u = \frac{v}{n_0} = \frac{kI}{n_0}, \quad (5.9)$$

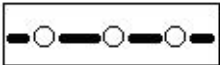
де k — коефіцієнт пропорційності або коефіцієнт фільтрації; I — градієнт фільтрації (градієнт напору).

Швидкості переміщення речовини фільтраційним потоком усереднюються і за таких умов конвективний перенос повинен характеризуватися різкою границею між рідиною, що витісняє і тією, що витісняється. Тобто перемішування рідин не відбувається і говорять про поршневе витиснення однієї рідини іншою.

Модель поршневого витиснення широко використовується в гідрогеодинаміці при вирішенні різних задач, пов'язаних зі зміною якості підземних вод під впливом надходження в них забруднюючих речовин, морських вод і т.д.



Умовні позначення:

 - розрахунковий профіль зі свердловинами

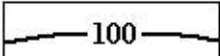
 - гідроізогіпси

Рис. 5.3. Картохема потоку підземних вод південної ділянки території Північного ГЗК

Для практичних розрахунків конвективного переносу забруднення в підземних водах використовують загальне рівняння швидкості міграції по шляху l :

$$\frac{dl}{dt} = \frac{k}{n_0} I, \quad (5.10)$$

де l і t - відповідно шлях і час міграції; інші позначення наведені вище.

Шлях міграції Δl з рівняння (5.10) за даний період часу Δt визначається як:

$$\Delta l = \frac{k}{n_0} I \Delta t = u \times \Delta t, \quad (5.11)$$

Відповідно до рівняння (5.11) розраховуємо відстань, на яку можуть переміститися забруднені води з хвостосховища за відсутності протифільтраційних заходів. Розрахунковий час приймемо з 1982 р., коли в хвостосховище почали скидати високомінералізовані шахтні води.

$$\Delta l = \frac{1,58 \times 10^{-2}}{0,22} 0,007 \times 29 \times 365 = 50 \text{ м},$$

де k - коефіцієнт фільтрації, прийнятий $1,58 \times 10^{-3}$ м/доб [37]; n_0 - активна пористість, прийнята 0,22 [37].

Відстань, на яку перемістилися забруднені високомінералізовані шахтні води з хвостосховища, є незначною, тому не можна говорити про прямий вплив фільтраційних втрат з хвостосховища на формування хімічного складу р. Саксагань та ставків.

За конвективного переносу кількість компонента, що транспортується, є пропорційною до його концентрації і швидкості руху середовища. Насправді, в реальних гідрогелогічних (гідрогеохімічних) умовах конвективний перенос супроводжується молекулярно-дифузійними процесами й у такому випадку сукупність обох видів переносу (молекулярно-дифузійного і конвективного) описується поняттям конвективної (чи фільтраційної) дифузії. Процес конвекти-

вної дифузії обумовлюється накладанням молекулярної дифузії на гідравлічне (конвективне) переміщення розчину.

При вивченні процесу конвективної дифузії в гідрогеохімії використовують коефіцієнт конвективної дифузії, (D_k), що враховує обидва можливі механізми розсіювання речовини (молекулярно-дифузійний і конвективний) і тому є залежним від коефіцієнта молекулярної дифузії D_M і швидкості фільтрації рідини. Дифузія хімічної речовини, яка присутня у розчині, що рухається, є процесом, що призводить до вирівнювання концентрацій. Тому за конвективно-дифузійного переносу речовини спостерігається «розмивання» границі між рідинами, що витісняється і тією що витісняє.

Коефіцієнт поздовжньої конвективної дифузії, що використовується у гідрогеохімії, у своїй сутності характеризує явище, що у гідрогеодинаміці називають гідродинамічною дисперсією. Механізм цього процесу пов'язаний з неоднорідним розподілом порових швидкостей при фільтрації рідин (поздовжня гідродисперсія), а також з випадковими переміщеннями часток рідини в напрямках, ортогональних вектору середньої швидкості фільтрації (поперечна гідродисперсія). У математичних моделях гідродисперсія описується подібно молекулярній дифузії на основі градієнтного закону Фіка. Аналогія в характері дії цих двох процесів дозволила об'єднати їх в узагальненому коефіцієнті гідродисперсії. У випадку одномірного фільтраційного потоку з поздовжньою гідродисперсією цей коефіцієнт пов'язаний з коефіцієнтом молекулярної дифузії залежністю [26]:

$$D_{\Gamma} = D_M + \eta V, \quad (5.12)$$

де D_{Γ} – коефіцієнт поздовжньої гідродисперсії; η — емпіричний коефіцієнт, що відбиває геометрію неупорядкованого порового чи тріщинного простору гірських порід; V — швидкість фільтрації. Чисельно $D_{\Gamma} = D_k$, власне кажучи це параметри-синоніми, що характеризують одне й те саме явище розсіювання речовини в потоці рідини, що рухається. Зовнішнім проявом дифузії є утворення поблизу фронту витис-

нення перехідної зони L , у межах якої концентрації речовини поступово змінюються від C_0 (початкової) до C (кінцевої).

Найбільш вивчено процеси гідрогеохімічної міграції однокомпонентного мігранта в гомогенному одномірному фільтраційному потоці, спрямованому за віссю X зі швидкістю V . Таку задачу називають фундаментальною і вирішують її для умов напівнескінченного міграційного потоку, у якому при $t=0$ $C_{x,0}=C_0$, на границях $x=0$ концентрація миттєво зростає до $C_{0,i}=C^0$, а на віддаленій границі $x=\infty$ $C_{\infty,i}=C_0$. У цьому випадку диференціальне рівняння гідродисперсії [107]

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - V \frac{\partial C}{\partial x} = n_0 \frac{\partial C}{\partial t}, \quad (5.13)$$

де D – коефіцієнт гідродисперсії, має вирішення:

$$\bar{C} = \frac{C - C_0}{C^0 - C_0} = 0,5(\operatorname{erfc}(\xi) + e^\eta \operatorname{erfc}(\xi')) \quad (5.14)$$

$$\text{при } \xi = \frac{n_0 x - Vt}{2\sqrt{n_0 Dt}}; \quad \xi' = \frac{n_0 x + Vt}{2\sqrt{n_0 Dt}}; \quad \eta = \frac{Vx}{D},$$

де C – розрахункова концентрація; C_0 – початкова концентрація; C^0 – концентрація забруднюючих речовин у воді в районі джерела забруднення; $\operatorname{erfc}(\xi)$ – табульована функція [107]; x – відстань, м; t – розрахунковий час, доба; інші позначення наведені вище.

При тривалому процесі міграції другий член у рівнянні (5.14) стає надзвичайно малим і рішення набуває вигляду

$$\bar{C} = 0,5\operatorname{erfc}(\xi). \quad (5.15)$$

Формула (5.15) може використовуватися як для горизонтального так і для вертикального руху рідини.

Процес переміщення забруднення у підземних водах на ділянці, що вивчається (від хвостосховища ПівніГЗК до р. Саксагань) може бути охарактеризовано міграційною схемою “неупорядкована макродисперсія”, яка рекомендована для аналогічних умов В.М. Шестаковим [107] з реалі-

зацією рішення по Лапласу-Карслоу [52] або Бреннеру [116] залежно від граничних умов. Для прогнозних розрахунків найбільшу складність становить визначення коефіцієнта гідродисперсії. Цей коефіцієнт розраховано за формулами С.Ф. Авер'янова, М.М. Веригіна [37] і за кінцево-різницевою нерівномірною схемою.

Аналітичне вирішення рівняння (5.13) щодо параметра D при відомих граничних умовах C_L , $x=L_x$ і C^0 , $x=0$ отримано С.Ф. Авер'яновим:

$$D = \frac{V \times L_x}{2 \ln \frac{C^0}{C_L}}, \quad (5.16)$$

де L_x – відстань від хвостосховища до р. Саксагань по струменевій лінії, 3875 м; C^0 – мінералізація води у хвостосховищі, 13,3 г/дм³; C_L – мінералізація води у р. Саксагань, 2,5 г/дм³; x – просторова координата, м.

Значення параметра $D=15,78$ м²/добу розраховано з урахуванням сталого режиму фільтрації підземних вод з мінералізацією 13,3 г/дм³. Однак, багаторічні гідрогеологічні спостереження за свердловинами режимної мережі на ділянці від хвостосховища до р. Саксагань не дозволяють однозначно вважати фільтрацію сталою. У цьому випадку С.Ф. Авер'янов пропонує розглядати фільтрацію як відрізово-сталу за невеликий проміжок часу. Для розрахунку коефіцієнта гідродисперсії за таких умов було обрано три свердловини за потоком підземних вод (рис. 5.3).

За даними на 2009 р. розраховано коефіцієнт гідродисперсії. Свердловини знаходяться на відстані 500 м, 875 м і 1375 м одна від одної, швидкість фільтрації на даній ділянці становить 0,003 м/добу. Коефіцієнт гідродисперсії змінюється від 3,1 м²/добу до 3,9 м²/добу.

За формулою Н.Н. Веригіна коефіцієнт гідродисперсії розраховується за трьома рівновіддаленими точками (свердловинами):

$$D = \frac{V\Delta x}{\ln(\bar{C} - 1)}; \quad \bar{C} = \frac{C_1 - C_3}{C_1 - C_2} \quad (5.17)$$

де D – коефіцієнт гідродисперсії, м²/добу; $\bar{C}$ – приведена мінералізація порового розчину; V – швидкість фільтрації, м/добу; C_1, C_2, C_3 – мінералізація порового розчину в трьох точках потоку, розташованих на відстані Δx одна від одної, г/дм³.

Коефіцієнт гідродисперсії склав 4,1 м²/добу, з урахуванням сталого режиму фільтрації підземних вод він дорівнює 5,7 м²/добу.

Для розрахунку параметра D рівняння (5.13) можна представити в кінцево-різницевій формі за нерівномірною схемою

$$D \left(\frac{C_1 - C_2}{\Delta x_1} - \frac{C_2 - C_3}{\Delta x_2} \right) \div \frac{\Delta x_1 + \Delta x_2}{2} - V \frac{C_1 - C_2}{\Delta x_1 + \Delta x_2} = 0 \quad (5.18)$$

і вирішувати відносно D

$$D = \frac{V(C_1 - C_3)}{2 \cdot \left(\frac{C_1 - C_2}{\Delta x_1} - \frac{C_2 - C_3}{\Delta x_2} \right)}. \quad (5.19)$$

У рівняннях (5.18) і (5.19) $\Delta x_1, \Delta x_2$ – відстань між свердловинами, м. Інші позначення наведено раніше.

Значення параметра D , розраховане за формулою (5.18) дорівнює 21,75 м²/добу. Воно є максимальним із всіх визначених, але характеризує з найбільшою вірогідністю тільки частину області фільтрації довжиною 1375 м між першою й третьою свердловинами.

Значення коефіцієнта гідродисперсії, які розраховано різними способами не є остаточними, тому що в їхніх розрахунках прийнято певні допущення. У прогнозних розрахунках нами використано коефіцієнт гідродисперсії, розра-

хований для сталого режиму фільтрації ($15,78 \text{ м}^2/\text{добу}$), що характеризує всю досліджувану область.

Міграційну схему “неупорядкована макродисперсія” досліджено для двох варіантів гідрогеологічних умов, які можуть виникнути в процесі експлуатації хвостосховища.

У першому варіанті враховується недосконалість контурної дрени й міграцію забруднюючих речовин під її дном. Фільтраційний опір (викривлення на недосконалість дрени) розраховано за формулою [37]:

$$L_{\text{н.д.}} = 2,93 \lg \frac{2h}{\pi d}, \quad (5.20)$$

де h – відстань від центра дрени до водотривкого шару, м;
 d – діаметр дрени, м.

Розрахункова довжина зони деформації міграційного потоку біля недосконалої дрени склала 3,3 м. На цій відстані від центра дрени рух у напрямку до р. Саксагань стає ламінарним і розрахунковій міграційній схемі ідеально відповідає фундаментальне вирішення Лапласа-Карсона. Передній фронт забруднення, оконтурений ізолінією мінералізації підземних вод 3 г/дм^3 після 2040 р. підійде до р. Саксагань з наступним збільшенням мінералізації на $0,2 \text{ г/дм}^3$ за рік.

У другому варіанті розглядається переповнення дрени й втрати нею дренажних функцій. Хвостосховище приймається за границю III роду й на урізі води в ньому моделюється гранична умова III роду Данкверста-Бреннера.

Рішення має такий вигляд:

$$\bar{C} = \frac{C - C_{\phi}}{C_0 - C_{\phi}} = 0,5 \left[\operatorname{erfc} z_2 + e^{z_1^2 - z_2^2} (\operatorname{erfc} z_1 + 4 \cdot a \cdot \operatorname{ierfc} z_1) \right], \quad (5.21)$$

де $\bar{C}$ – приведена мінералізація порового розчину, безрозмірна величина; C – дійсна мінералізація порового розчину, г/дм^3 ; C_{ϕ} – фактична мінералізація води, яка надходить з хвостосховища, г/дм^3 ; C_0 – мінералізація підземних вод, г/дм^3 .

Відповідно, величини, що використовуються у формулі (5.21) розраховуються:

$$z_1 = a(1 + \bar{x}), \quad z_2 = a(1 - \bar{x}), \quad \bar{x} = \frac{x}{x_0},$$

$$x_0 = \frac{V \cdot t}{n}, \quad a = \frac{\frac{V}{n} \sqrt{t}}{2 \sqrt{\frac{D}{n}}},$$

де $\bar{x}$ - приведена координата, безрозмірна величина; інші позначення наведені вище.

Дійсна мінералізація розраховується за формулою:

$$C = \bar{C}(C_0 - C_\phi) + C_\phi, \quad (5.22)$$

У цих умовах після 2050 р. ізолінія мінералізації 3 г/дм³ підійде до р. Саксагань.

Існуюча недосконала контурна дрена за нормального її функціонування зменшує площу забруднення підземних вод на 60%. При збільшенні глибини закладення дрени позитивний природоохоронний ефект її зросте.

З гідрогеологічного розрізу (додаток Б) видно, що заплава р. Саксагань складена слабопроникними мулистими та суглинистими відкладами, що мають дуже низькі значення фільтраційних властивостей. Тому виконані розрахунки можна вважати «песимістичним» варіантом.

З гідрогеологічного розрізу території ПівдГЗК (додаток А) видно, що р. Інгулець живиться з водоносного горизонту алювіальних відкладів, який поширений у заплаві річки і не має гідравлічного зв'язку з водоносним горизонтом лесових відкладів на території розташування хвостосховищ «Войкове» та ін.

Отже, фільтраційні втрати з гідротехнічних споруд на території гірничо-збагачувальних комбінатів Південний та Північний не мають вирішального впливу на хімічний склад води у річок Інгулець та Саксагань, оскільки на даний час фронт забруднених вод не підійшов до них.

5.4. Окиснення сульфідних мінералів у хвостосховищах

Дослідження гідрохімічних процесів у хвостосховищах базуються на вивченні мінерального складу текучих і лежалих хвостів збагачення, які виконані В.Д. Євтеховим, І.О. Федоровою [39]

Заповнення хвостосховищ всіх гірничо-збагачувальних комбінатів Кривбасу відходами збагачення (так звані – «текучі хвости») виконується за допомогою пульпопроводів, по яких відходи збагачення транспортуються об'єднаним потоком із збагачувальної фабрики.

Дослідження мінерального складу текучих хвостів Північного гірничо-збагачувального комбінату було виконано за допомогою диференціального термічного й рентгено-структурного методів [99]. Результати досліджень наведено в табл. 5.9.

Аналіз результатів цих досліджень, (див. табл. 5.9) показав, що загальний вміст рудних мінералів (магнетит, гематит) у текучих хвостах досягає 12 об'ємн. %. Серед нерудних мінералів переважає кварц - 60 об'ємн. %. У достатній кількості присутні натрієві амфіболи (8,5 об'ємн. %), кумінгтоніт (7 об'ємн. %), егірин (3 об'ємн. %), біотит (1,5 об'ємн. %), карбонати (3 об'ємн. %), хлорит і гранат (0,3 об'ємн. %), пірит та піротин (0,26 об'ємн. %).

Текучі хвости мають вигляд суспензій моно-, бі- і полімінеральних часток у воді, вміст твердої фракції становить 4 – 6 мас. %. Розмір часток коливається від 0,001 до 3 – 5 мм. У цей час об'єм відходів збагачення бідних магнетитових руд (магнетитові кварцити) у хвостосховищі ПівнГЗК становить близько 500 млн.м³. Відходи збагачення надходять у хвостосховище у вигляді пульпи, що складається на 4 – 6 мас. % з мінеральної речовини й 94 – 96 % води.

Взаємодію між хвостами й природними водами можна розглядати як ряд окремих хімічних реакцій. Початковими продуктами цих реакцій є мінерали та початкові води, кін-

цевими – вторинні мінерали, а також іони й нейтральні молекули, які перейшли у рідку фазу.

Таблиця 5.9. Мінеральний склад продуктів збагачення Північного ГЗК

Мінерали		Хімічна формула	Вміст мінералів у відходах збагачення (текучі хвости), об'ємні %	
кварц		SiO ₂	62,29	
магнетит		Fe ₂ O ₃	5,60	
гематит	залізна слюдка	Fe ₂ O ₃	6,33	6,30
	мартит	Fe ₂ O ₃		0,03
кулінгтоніт		(Mg,Fe) ₇ [Si ₄ O ₁₁] ₂ (OH) ₂	6,85	
біотит		K(Mg, Fe) ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH, F) ₂	1,37	
хлорит		Mg ₅ Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈	0,20	
егірін		NaFeSi ₂ O ₆	3,22	
магнезіорібекіт		MgFe ₂ Si ₄ O ₁₂	4,42	8,45
рібекіт		Na ₂ Fe ₂ Si ₄ O ₁₂	4,03	
гранат		R ²⁺ ₃ R ³⁺ ₂ [SiO ₄] ₃ , де R ²⁺ – Mg, Fe, Mn, Ca; R ³⁺ – Al, Fe, Cr	0,37	
селадоніт		KMgFe ³⁺ [Si ₄ O ₁₀](OH) ₂	0,14	
стіпінномелан		(K, Ca, Na)(Fe, Mg, Al) ₈ (Si, Al) ₁₂ (O, OH) ₃₆ nH ₂ O	0,07	
кальцит		CaCO ₃	1,62	2,73
доломіт		CaMg (CO ₃) ₂	0,75	
сидерит		FeCO ₃	0,36	
пірит		FeS ₂	0,23	
піротин		FeS	0,03	
апатит		CaF ₂	0,1	
халцедон		SiO ₂	0,17	
опал		SiO ₂ ·nH ₂ O	0,08	
пашгорський		Mg ₅ [Si ₄ O ₁₀] ₂ (OH) ₂ (H ₂ O)4×4H ₂ O	0,1	
Fe-тапск		Fe ₃ [Si ₄ O ₁₀](OH) ₂	0,36	
альбіт		NaAlSi ₃ O ₈	0,21	
тетраферібіотит		Fe ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂	0,22	
гетит		FeOOH	0,19	
дисперсний гетит		FeOOH	0,07	
дисперсний гематит		Fe ₂ O ₃	0,11	
інші мінерали		-	0,51	
Усього			100,0	

Використовуючи основні поняття й закони термодинамічного аналізу (закон діючих мас, термодинамічні константи рівноваги) можна підійти до оцінки порівняльної агресивності природних вод стосовно будь-якого мінералу.

Така величина показує ступінь нерівноважності природних вод з мінеральною речовиною. Агресивність природних вод розраховується для конкретної системи, що містить хімічні елементи, які входять до складу даного мінералу в стандартних умовах (температура 25°C, тиск 10⁵ Па).

Встановлення ступеня агресивності природних вод стосовно мінералів дає можливість виявити найбільш імовірні мінеральні асоціації, стабільні в умовах даного гідрохімічного середовища.

Причина нерівноважності вод, на думку О.І. Перельмана, полягає в постійному надходженні енергії, носіями якої слугують геохімічні акумулятори – вільні кисень, вуглець і водень органічних речовин [75].

Складування текучих хвостів продовжується увесь час з початку розробки залізорудного родовища, тобто, для ПівнГЗК – з 1963 р. В окисних умовах, що існують на поверхні землі, у текучих хвостах відбуваються специфічні геохімічні процеси: окиснення сульфідних мінералів та гідроліз силікатів і алюмосилікатів, у результаті яких, з часом, відбуваються зміни мінерального складу і текучі хвости переходять до стадії лежалих хвостів.

Для визначення кількісних співвідношень мінералів у складі лежалих хвостів було проведено вивчення мінерального складу хвостів придамбової частини хвостосховища ПівнГЗК [99] (табл. 5.10).

Необхідно відзначити, що для кожного гірничо-збагачувального комбінату співвідношення рудної й нерудної складових у хвостах визначається мінеральним складом початкової руди й ефективністю роботи збагачувальної фабрики. Наприклад, мінеральний склад руд обумовлює підвищений вміст гематиту у хвостах Центрального ГЗК: руди Петровського родовища, які розробляються гірничо-збагачувальним комбінатом містять до 20 – 25 об'ємн.% залізної слюдки (морфологічний різновид гематиту) при загальному вмісті магнетиту й гематиту 30 – 40%. У рудах Північного й Інгuleцького ГЗК спостерігається під-

Таблиця 5.10. Результати термогравіметричних досліджень різного за крупністю матеріалу придамбової частини лежалих відходів збагачення зі хвостосховища Північного ГЗК

Гранулометричні фракції					Ідентифіковані мінерали
+0,500 мм	0,500 +0,160 мм	0,160 + 0,074 мм	0,074 - +0,050 мм	0,050 мм	
Втрата маси, %					
0,83	0,73	0,76	0,83	0,33	Опал, вермікуліт ⁺ , монтморилоніт ⁺ , гепіт
1,32	1,22	0,89	1,17	0,16	Пірит, гідро-сидероплезіт ⁺ , ярозіт ⁺ , сидеріт, сидероплезіт, пюрингіт ⁺ , рипідоліт ⁺
0,76	0,56	0,60	0,38	1,51	Залізна слюдка, мартит
0,33	0,93	0,23			Монтморилоніт ⁺
0,40		0,82	0,48		Кальцит, ярозіт
					Кальцит, монтморилоніт
					Актиноліт ⁺
	Рибекіт, тальк, мінесотаїт ⁺				
3,64	3,44	3,3	2,86	2,0	Кумінгтоніт, рибекіт, магнезiorибекіт, егерін, глаукофан ⁺
					Біотит, тетраферибіотит

Примітка. *Коротка характеристика мінералів:

Ярозіт ($\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$). Утворюється в зоні окиснювання рудних родовищ за рахунок сульфідів заліза (пірит, пірротин і ін.) головним чином в умовах сухого клімату; при значній вологості розкладається з утворенням гідроокислів заліза.

Тюрингіт – мінерал групи окиснених хлоритів (лептохлоритів) складної змінної сполуки з наближеною формулою $(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3 [\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2 (\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH})_6$.

Рипідоліт – прохлорит (репидолит) $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_6 [\text{Si}_{2,5}\text{Al}_{1,5}\text{O}_{10}](\text{OH})_8$.

Мінесотаїт $\text{Fe}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ – різновид тальку.

Актиноліт (променистий камінь) – мінерал із групи амфіболів. Хімічний склад $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$.

Глаукофан - породоутворюючий мінерал класу силікатів. Лужний амфібол ланцюжкової будови. Формула: $\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_3(\text{OH})_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}]$.

Сидероплезіт - мінерал складу $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{CO}_3$. Проміжний член ряду сидеріт—магnezит.

Вермікуліт - мінерал із групи гідрослюд, що мають шарувату структуру. Продукт вторинної зміни (гідролізу та наступного вивітрювання) темних слюд біотиту і флогопіту. Хімічний склад відповідає приблизній формулі $(\text{Mg}^{+2}, \text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3})_3 [(\text{AlSi})_4\text{O}_{10}] \cdot (\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

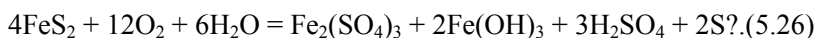
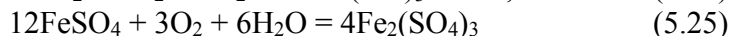
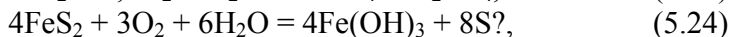
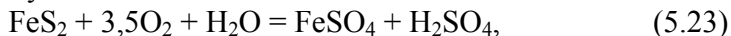
Монтморилоніт - глинистий мінерал з підкласу шаруватих силікатів зі змінним хімічним складом $(\text{Ca}, \text{Na}) (\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_2 [(\text{Si}, \text{Al})_4 \text{O}_{10}] (\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Монтморилоніт - типовий продукт вивітрювання алюмосилікатів в умовах лужного середовища.

вищений вміст силікатів [87]. Цим пояснюється той факт, що в текучих хвостах цих комбінатів вміст силікатів на 4 – 6 об'ємн.% вище, ніж у хвостах Південного й Центрального ГЗК. В останніх відзначається найбільш високий вміст залізовмісних карбонатів – наслідок низького ступеня метаморфізму залізистих кварцитів Скелеватського й Новокриворізького родовищ, що розробляються цим комбінатом.

З табл. 5.9 і 5.10 видно, що деякі мінерали хвостів збагачення у хвостосховищі перетворюються у вторинні мінерали: пірит та піротин – у ярозіт унаслідок окиснювання, хлорит та альбіт – у монтморилоніт унаслідок гідролізу.

У хвостах, як основний окиснювач виступає молекулярний кисень. Проникаючи в породу з атмосфери, він вступає у взаємодію й окиснює деякі мінерали, а саме пірит та піротин. Крім нього, окиснювачами виступають також Fe^{3+} і S^{6+} . Вони утворюють дві окиснювально-відновні системи: $\text{Fe}^{3+} - \text{Fe}^{2+}$ і $\text{SO}_4^{2-} - \text{H}_2\text{S}$ [61, 92].

Процес хімічного вивітрювання виглядає наступним чином. Після зволоження хвостів у початковий період формування порових розчинів відбувається хімічне окиснювання піриту за схемою:

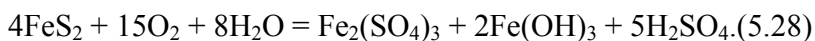
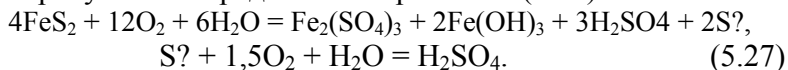


Сірчана кислота, що утворилася, витрачається на підкислення середовища, при якому відбувається розкладання

гідрокарбонат-іонів порових розчинів з виділенням CO₂. У цих умовах окиснювання Fe²⁺ практично повністю припиняється, а окиснювання піриту уповільнюється внаслідок екранування його поверхні новоутвореннями.

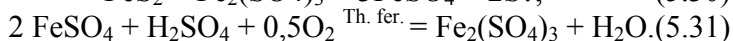
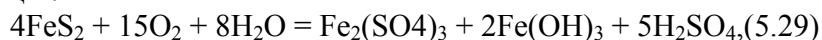
За наявності в порових розчинах бактерій *Th. ferrooxidans* процес окисного вилугування піриту має продовження. Підкислене середовище й елементарна сірка, що утворилася при хімічному окиснюванні піриту, створюють сприятливі умови для прояву активності мікроорганізмів.

Початок біохімічного процесу окисного вилугування піриту можна представити з рівняння (5.26) так:



Окиснювання бактеріями сірки, різке зниження рН середовища, утворення в порових розчинах міцел колоїдного розчину сірки, інтенсифікація обмінних процесів за участю твердої, рідкої, газоподібної й бактеріальної фаз виключає осадження на поверхні піриту речовин новоутворення.

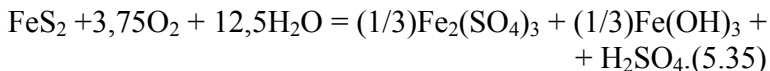
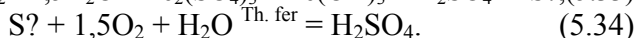
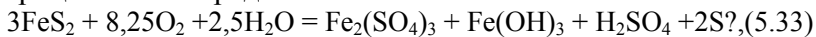
Стационарний біохімічний процес окисного вилугування піриту можна описати наступними рівняннями реакцій:



Процес окисного вилугування піриту набуває автокаталітичного характеру, що є характерною ознакою синергетичних хімічних систем [34].

Мікроорганізми регулюють кислотність середовища шляхом окиснення відповідної кількості елементної сірки.

Якщо рН становить 1,5 – 3, то стаціонарний біохімічний процес можна представити в такий спосіб:



На перших етапах заповнення хвостосховища ПівнГЗК спостерігаються низькі значення рН, найнижче значення зафіксовано у 1982 р. (рН=5), що забезпечувалося окиснюванням піриту та піротину. Після 1983 р. рН води у водоймі хвостосховища стає вище 7,0 і потім нижче цього значення не опускається. Загалом це пояснюється досить незначним вмістом піриту та піротину (0,23 об'ємн. %) у загальному об'ємі хвостів збагачення. Але реакції окиснювання є джерелом надходження у систему H^+ , що обумовлює розвиток у хвостах збагачення інших процесів.

5.5. Гідроліз силікатів та алюмосилікатів

Гідроліз поєднує процеси взаємодії водневих і гідроксильних іонів води з різними твердими фазами [103]. Зважаючи на мінеральний склад хвостів тут переважає гідроліз силікатів і алюмосилікатів. Основними джерелами іонів H^+ і OH^- є сама вода як розчинник, кислоти й основи, що надходять із забрудненими атмосферними опадами та стічними водами й окиснювання сульфідних мінералів.

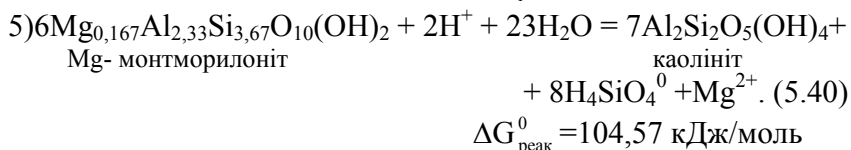
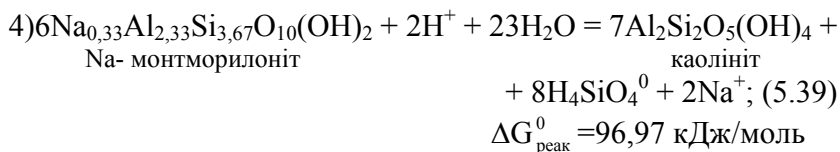
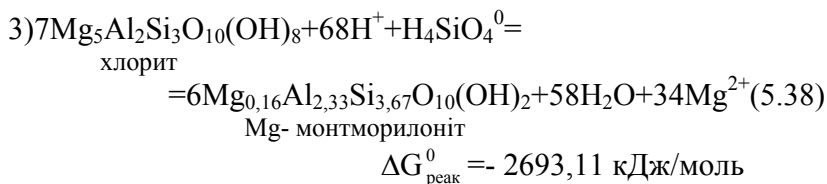
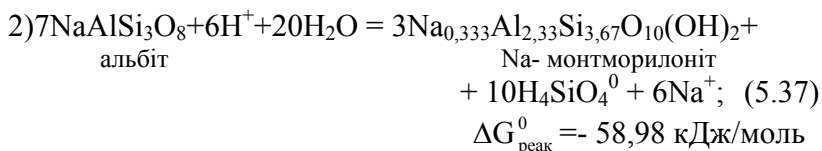
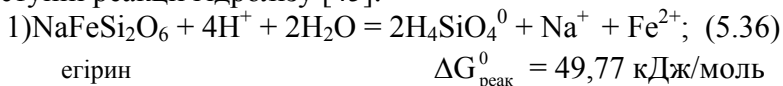
Залежно від того, який з іонів – H^+ або OH^- – беруть участь у розглянутому процесі, вирізняють кислий і лужний гідроліз мінералів [97].

Кислий гідроліз силікатів і алюмосилікатів зводиться до заміщення іонами водню макрокатіонів, алюмінію й кремнію кристалічної ґратки з наступним надходженням їх у рідку фазу й утворенням нових твердих сполук на границі поділу «вихідний мінерал – вода».

Гідроліз алюмосилікатів складається із взаємного хімічного розкладання твердої речовини й води. У переважній більшості випадків він протікає шляхом повного переведення в розчин хімічних елементів з наступним їхнім осадженням у вигляді нових вторинних мінеральних фаз [88].

Установлення ймовірних тенденцій перетворення мінеральної речовини в гідрогеохімічних середовищах можливо шляхом використання діаграм полів стійкості мінералів, побудованих у різних координатах, що характеризують ці середовища.

Відповідно до виявлених мінералів у текучих та лежалих хвостах збагачення залізних руд ПівніГЗК розглянуто наступні реакції гідролізу [45]:



Якщо реакція має негативне значення вільної енергії – вона може відбуватися самочинно, це реакції (5.37), (5.38).

Як показує аналіз рівнянь гідролізу силікатів та алюмосилікатів, аніони, що утримуються в природних водах не мають вирішального впливу на зміни усталеності мінералів. Вони лише опосередковано, у сумі з катіонами, визначають величину іонної сили розчину, від якої залежать коефіцієнти активності іонів, що беруть участь у реакціях.

Необхідно усе ж відзначити, що карбонатний і сульфатний іони контролюють геохімічний характер середовища, що має визначальний вплив на утримання елементів із перемінною валентністю, а також Ca^{2+} і Mg^{2+} .

Найбільший вплив на усталеність мінералів, що розглядаються, і на характер їхньої зміни мають водневі іони, що заміщують іони металів у кристалічній ґратці силікатів, а також сприяють вилученню оксидів алюмінію і кремнію. Значну роль відіграють, крім того, магній, калій, натрій, кальцій і залізо, що входять у кристалічну ґратку алюмосилікатів [62].

Було складено рівняння констант рівноваги розглянутих вище реакцій (5.36 – 5.40), оскільки продукти цих реакцій монтморилоніт та каолініт, є загальним ланцюгом перетворення хлориту та альбіту, що виявлено у хвостах збагачення та у лежалих хвостах. Продукт реакції (5.36) – аморфний кремнезем не виявляється при мінералогічних дослідженнях.

Враховано, що у рівновазі з кварцом знаходяться лише розчини, склад яких попадає на лінію кварцу ($\lg [\text{H}_4\text{SiO}_4] = -3,9$) [35]. Розчини з меншими значеннями $\lg [\text{H}_4\text{SiO}_4]$ перенасичені по відношенню до кварцу, а з меншими – ненасичені. Верхня межа активності H_4SiO_4 у природних водах обмежена розчинністю аморфного кремнезему ($\lg [\text{H}_4\text{SiO}_4] = -2,5$). Оскільки кварц присутній у достатній кількості у текучих хвостах (62,29%), то прийнято вважати, що розчини, які досліджуються, знаходяться у рівновазі з кварцом або близькі до неї.

Отримані рівняння прямих, що розмежовують поля стійкості альбіту, анортиту, монтморилоніту, каолініту в системі $\text{H}_2\text{O} - \text{HCl} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O}$ при 25°C і $\lg [\text{H}_4\text{SiO}_4] = -3,99$.

Поверхневі води (ставки та річки) у більшості є ненасичені по відношенню до кварцу [35], тому для розрахунків полів стійкості мінералів у системі $\text{H}_2\text{O} - \text{HCl} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O}$ при 25°C прийнято $\lg [\text{H}_4\text{SiO}_4] = -3,75$. Відповідні розрахунки наведено нижче, у дужках вказано значення для поверхневих вод.

$$\text{Для реакції (5.37): } \lg K_{\text{реак}}^0 = 3 \lg \frac{[\text{Na}^+]}{[\text{H}^+]} + 5 \lg [\text{H}_4\text{SiO}_4^0],$$

$$\text{для даного рівняння } \lg K_{\text{реак}}^0 = 5,51, \text{ тобто } \lg \frac{[\text{Na}^+]}{[\text{H}^+]} = 8,5 \text{ (8,1)}$$

Тут і далі $\lg K_{\text{реак}}^0$ (термодинамічна константа рівноваги реакції) взята з [45].

$$\text{Для реакції (5.38): } 470,5 = 34 \lg \frac{[\text{Mg}^{2+}]}{[\text{H}^+]^2} - \lg [\text{H}_4\text{SiO}_4^0]$$

$$\text{або } \lg \frac{[\text{Mg}^{2+}]}{[\text{H}^+]^2} = 13,7 \text{ (13,7)}.$$

$$\text{Для реакції (5.39): } -8,4 = \lg \frac{[\text{Na}^+]}{[\text{H}^+]} + 4 \lg [\text{H}_4\text{SiO}_4^0] \text{ або}$$

$$\lg \frac{[\text{Na}^+]}{[\text{H}^+]} = 7,6 \text{ (6,6)}.$$

$$\text{Для реакції (5.40): } -18,3 = \lg \frac{[\text{Mg}^{2+}]}{[\text{H}^+]^2} + 8 \lg [\text{H}_4\text{SiO}_4^0] \text{ або}$$

$$\lg \frac{[\text{Mg}^{2+}]}{[\text{H}^+]^2} = 12,9 \text{ (11,7)}.$$

Рівноважні діаграми для різних систем дозволяють виділити найбільш імовірні стабільні мінеральні асоціації у реальних гідрохімічних середовищах.

Найбільш вживаним є метод плоских діаграм у двовимірних системах вмісту макрокомпонентів.

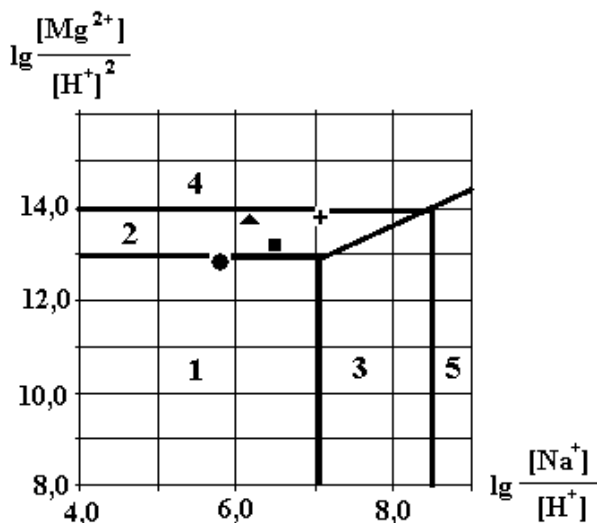
У розрахунках враховано, що у своїй більшості природні та природно-техногенні води мають значну мінералізацію, що впливає на оцінку концентрацій речовини у водній фазі. Для цього використовується відоме поняття активності та коефіцієнт активності [35]. При обчисленні рівноваги хімічних систем аналітичні концентрації корегуються коефіцієнтами активності, що розраховуються з достатньою точністю за формулою Дебая-Хюккеля.

Виконано розрахунки та оцінені рівноваги у системі $\text{HCl} - \text{H}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ при $t=25^\circ\text{C}$ і $\lg[\text{H}_4\text{SiO}_4]=-3,9$ для води у водоймах хвостосховищ та при $\lg[\text{H}_4\text{SiO}_4]=-3,75$ – для ставків та річок Кривбасу.

5.5.1. Гідроліз у воді водойм хвостосховищ

Попередніми дослідженнями встановлено (розділ 3), що кожне з хвостосховищ Кривбасу має свої унікальні риси: мінералогічний склад хвостів, технологію збагачення, води, що накопичуються у водоймах хвостосховищ та інші. Для кожної водойми хвостосховищ виконано розрахунки, що дозволили усереднити хімічний склад води у водоймах хвостосховищ за останні 10 років та оцінити за допомогою діаграм усталеності мінералів стабільність гідрохімічних систем (рис.5.4).

З рис. 5.4 видно, що рівновага у гідрогеохімічній системі водойм з Mg-монтморилонітом є характерною для ЦГЗК, ПівдГЗК та ПівнГЗК. Рівновагу із каолінітом встановлено для води з водойм ІнГЗК. Звертає увагу те, що до 2000 р. (до впровадження технології магніто-флотаційної доводки концентрату), у воді водойми хвостосховища ІнГЗК встановлювалась рівновага з хлоритом (поле 4). Тому можна передбачити, що визначена на даний час тенденція збільшення мінералізації (розділ 3) у воді водойми



Умовні позначення:

⊕ – ПівнГЗК; ● – ІнГЗК; ■ – ПівдГЗК; ▲ – ЦГЗК.

Номерами вказані поля усталеності мінералів: 1 – каолінит; 2 – Mg-монтморилоніт; 3 – Na-монтморилоніт; 4 – хлорит; 5 – альбіт.

Рис. 5.4. Система $\text{HCl-H}_2\text{O-Na}_2\text{O-MgO-SiO}_2$ при $t=25^\circ\text{C}$ та $\lg[\text{H}_4\text{SiO}_4]=-3,9$ з нанесеними даними по воді з водойм хвостосховищ (2000 – 2009 р.р.)

хвостосховища буде продовжуватися до встановлення рівноваги з Mg-монтморилонітом, як і у інших водоймах хвостосховищ.

В цілому, можна зробити висновок, що у воді водойм хвостосховищ Кривбасу найбільший вплив на перебіг процесу гідролізу мають концентрації H^+ : високі концентрації обумовлюють інтенсивний розвиток гідролітичної дисоціації силікатів, низькі – обмежують цей процес. У слаболужних умовах ($\text{pH} \sim 7,5$) рівноважним з водою є монтморилоніт. При більших значеннях pH в системі залишається хлорит, здатний до гідролізу. Наявність цього мінералу обумо-

влює стабілізацію рН умов та перехід гідрохімічної системи у зону, у якій гідрохімічні процеси регулюються високими значеннями рН.

5.5.2. Гідроліз у воді ставків

Відомо, що у природних ландшафтах геохімічним центром є вододільні ділянки («вододільні центри»), які визначають геохімічні особливості ландшафтів нижчих гіпсометричних рівнів [23]. Техногенні ландшафти часто поліцентричні: поряд з «вододільним центром», функції центру виконують джерела техногенного впливу.

Враховуючи, що хвостосховища мають найбільші абсолютні відмітки у порівнянні з прилеглими територіями, вони саме і визначають переважні напрямки міграції речовини.

На стан атмосферного повітря при швидкості вітру 4 м/с має суттєвий вплив має запилення підсихаючих пляжів хвостосховищ. Так, поверхня, яка пилить, на хвостосховищі ПівнГЗК складає 4000000 м². Запилення з поверхні хвостосховища становить 446,4 г/с, а річний викид складає 14077,67 т/рік [67]. Тобто, поблизу хвостосховища формується потужна атмогеохімічна аномалія. Частинки лежалих хвостів (мінералогічний склад наведено у табл. 5.10) розносяться вітром, поверхневим стоком і осідають у найближчих зниженнях рельєфу, у яких знаходяться ставки та річки. Процеси гідролізу, розпочаті у хвостосховищі, активно продовжуються у названих поверхневих водоймах та водотоках.

Розглянемо процес гідролізу алюмосилікатів у ставках Кривбасу за групами, що виділено раніше (розділ 4) за особливостями зміни мінералізації води та вмісту головних іонів.

До групи А₁ віднесено ставки, в яких, поряд з природними, відчутно вплив техногенних факторів на формування хімічного складу води.

Результати хімічних аналізів проб води зі ставка 2 балки Мотіна, ПівнГЗК (див. рис. 3.5) перераховано у відповідних координатах з урахуванням коефіцієнта активності іонів та винесені на діаграму усталеності мінералів (рис.5.5).

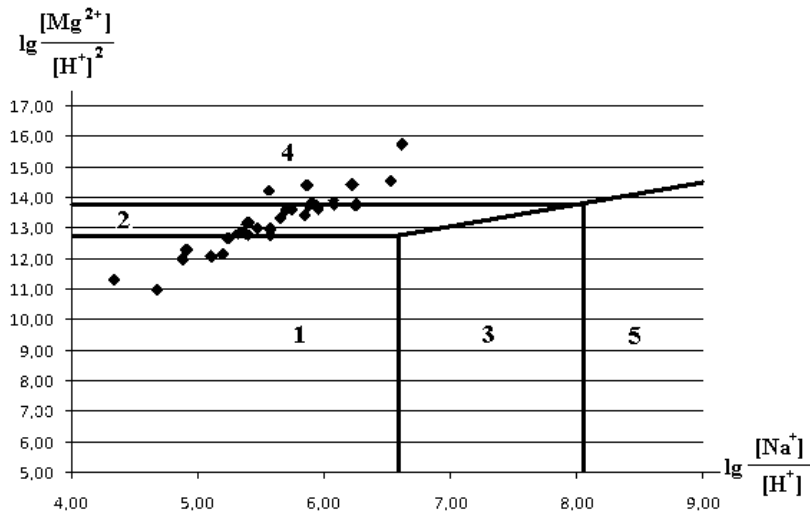


Рис. 5.5. Система $\text{HCl-H}_2\text{O-Na}_2\text{O-MgO-SiO}_2$ при $t=25^\circ\text{C}$ та $\lg[\text{H}_4\text{SiO}_4]=-3,9$ з нанесеними даними аналізів проб води із ставка 2 балки Мотіна (ПівнГЗК) за час спостережень, 1978 – 2010 р.р.

Примітка. Цифри на графіку 1,2,4 – поля усталеності мінералів названі на рис.5.4

З рис. 5.5 видно, що у більшості проб води спостерігаються рівноваги з Mg-монтморилонітом (поле 2) та каолінітом (поле 1). Крім того, у жодному з спостережень не встановлюється рівновага з натрієвими мінералами (альбітом та Na-монтморилонітом). З цього можна зробити висновок, що за час спостережень у системі $\text{HCl-H}_2\text{O-Na}_2\text{O-MgO-SiO}_2$ відбуваються процеси гідролізу за реакціями (5.39) та (5.41), які можна представити у вигляді часових рядів (рис. 5.6).

З рис. 5.6 видно, що гідрохімічні рівноваги з хлоритом (поле 4) спостерігалися лише у 8 випадках з 33, і останній

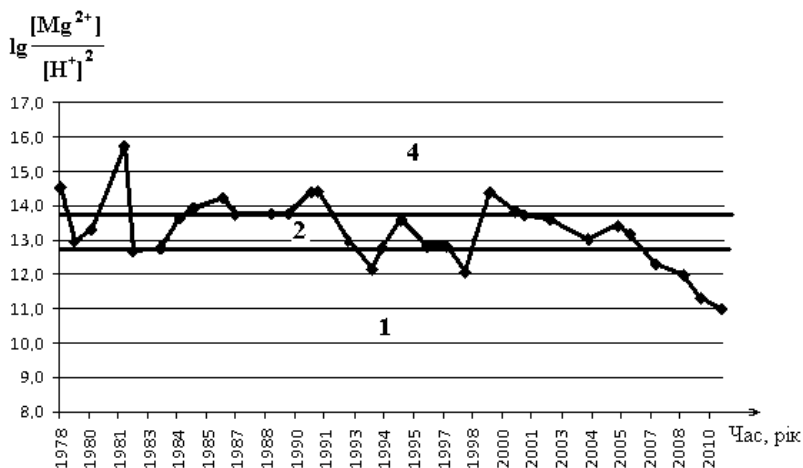
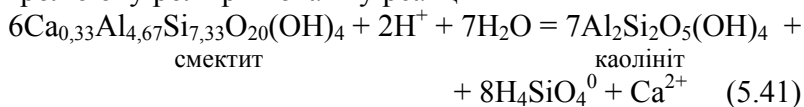


Рис. 5.6. Зміна у часі системи $\text{HCl-H}_2\text{O-MgO-SiO}_2$ при $t=25^\circ\text{C}$ та $\lg[\text{H}_4\text{SiO}_4]=-3,75$ з нанесеними даними аналізів проб води із ставка 2 балки Мотіна (ПівніГЗК) за час спостережень, 1978 – 2010 р.р.

Примітка. Цифри на графіку 1,2,4 – поля усталеності мінералів названі на рис.5.4

раз – у 2000 р. Після цього гідрохімічна система спрямовано переходить у поле (2) рівноваги з Mg-монтморилонітом і з 2005 р. досягає рівноваги з каолінітом. Тут необхідно відзначити, що негативне значення енергії Гіббса має реакція (5.39): гідроліз від хлориту до Mg-монтморилоніту, який відбувається самочинно. Реакція (5.41) – гідроліз Mg-монтморилоніту до каолініту не може йти самочинно, а потребує додаткових витрат енергії. Саме це приводить до висновку, що у воді водних об'єктів відбуваються деякі процеси з вивільненням хімічної енергії.

Крім того, Гаррелс та Макензі [119] численними розрахунками та спостереженнями перевірили гіпотезу про контролюючу роль рівноваги у реакції



та дійшли висновку, що границя «каолінит – смектит» є межею для хімічного складу значної частини природних вод. («смектитами» називають групи мінералів нонтроніту та монтморилоніту).

Гідроліз алюмосилікатів має характерні риси і у ставках груп А₂ та Б.

Серед ставків групи А₂, в яких хімічний склад води є, в основному, наслідком техногенного впливу, вивчений ставок біля АЗС, ПівдГЗК (див. рис. 3.7). Як і для попередньо розглянутих ставків, побудовано рівноважні діаграми усталеності мінералів та графіки зміни усталеності у часі (рис. 5.7).

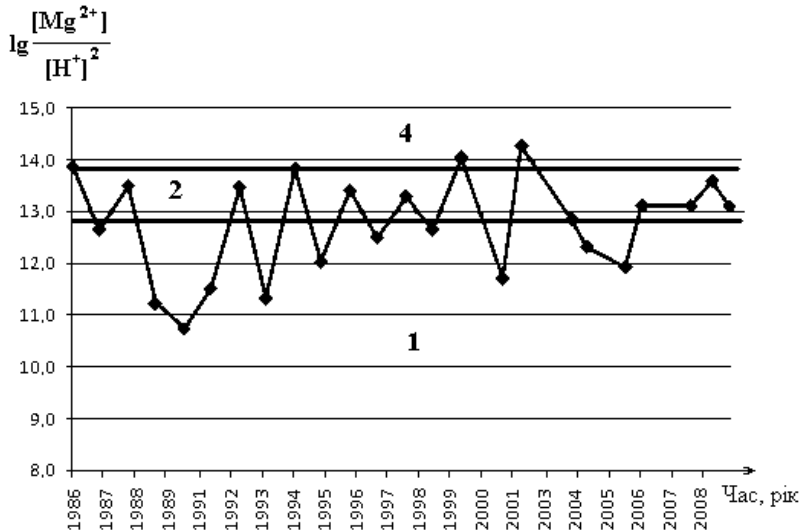


Рис. 5.7. Зміна у часі системи $HCl-H_2O-MgO-SiO_2$ при $t=25^0\text{ C}$ та $\lg[H_4SiO_4]=-3,75$ з нанесеними даними аналізів проб води із ставка біля АЗС (ПівдГЗК) за час спостережень, 1986 – 2010 р.р.

Примітка. Цифри на графіку 1,2,4 – поля усталеності мінералів названі на рис.5.4

За час спостережень (25 років) рівноваги з хлоритом (поле 4) відзначено лише 2 рази, з Mg-монтморилонітом – 11 і 12 – з каолінітом.

Хімічний склад води у ставках групи А₂ формується під впливом гідролізу Mg-монтморилоніту, але оскільки цей процес може проходити тільки за наявності додатковій енергії, саме її не вистачає для того, щоб остаточно встановилася рівновага з каолінітом.

У ставках групи Б відбуваються суттєві зміни гідрологічного режиму. Зниження рівня води у ставку та зменшення кількості води у ньому призводить до збільшення мінералізації та зміни типу води (розділ 4).

Так само, як і у ставку 2 балки Мотіна, результати аналізів проб води зі ставка с. Дем'янівка, ІнГЗК (див. рис. 3.8), обраховано та винесено на діаграми усталеності мінералів. Рівноваги встановлюються у полях (1, 2, 4), тобто з мінералами, що утримують магній.

Зміни усталеності рівноваг мінералів та води у часі показано на рис. 5.8.

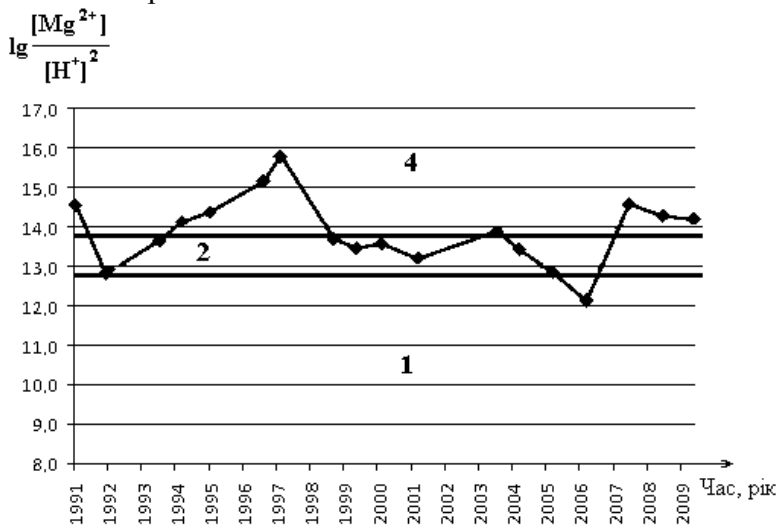


Рис. 5.8. Зміна у часі системи $HCl-H_2O-MgO-SiO_2$ при $t=25^0\text{ C}$ та $\lg[H_4SiO_4]=-3,75$ з нанесеними даними аналізів проб води із ставка с. Дем'янівка (ІнГЗК) за час спостережень, 1991 – 2010 р.р.

Примітка. Цифри на графіку 1,2,4 – поля усталеності мінералів названі на рис.5.4

У воді ставка с. Дем'янівка тільки в одній з 18 проб спостерігаються рівноваги з каолінітом, у 8 – з Mg-монтморилонітом, і у 9 – з хлоритом. При збільшенні мінералізації у 2007 р. саме настає рівновага з хлоритом і тип води стає магнеєвим.

Отже, встановлено, що в результаті механічної міграції та взаємозв'язку елементів ландшафтів (когерентності), гідроліз алюмосилікатів проходить у поверхневих водоймах – ставках. У ставках групи А₁ встановлюється рівновага з Mg-монтморилонітом, при надходженні додаткової хімічної енергії рівновага встановлюється з каолінітом. У ставках групи А₂ у залежності від надходження або не надходження хімічної енергії встановлюється рівновага з каолінітом, або Mg-монтморилонітом. У ставках групи Б внаслідок випаровувального концентрування встановлюється рівновага з хлоритом.

5.5.3. Гідроліз у воді річок

Важливою складовою, що формує хімічний склад води у річках, є «зіткнення води на водозбірній площі річок головним чином з добре перемитими породами» (розділ 3.4). Але в умовах інтенсивної розробки та збагачення залізних руд відбуваються процеси механічної міграції як самої руди, так і продуктів збагачення, тому у даному регіоні вода у річках вступає у фізико-хімічні взаємодії з первинним мінералами, що загалом не є характерним для річкових вод. Крім того, природний режим річок Саксагань та Інгулець порушено будівництвом водосховищ, каналів та інших гідротехнічних споруд. Це також порушує (частіше за все збільшує) час взаємодії води з мінералами та донними відкладами.

Вода у річках має значно менший час водообміну, ніж у ставках, тому можна розраховувати на специфічні особливості перебігу процесу гідролізу у річках.

Розглянемо графік зміни у часі встановлення рівноваги у системі $\text{HCl-H}_2\text{O-MgO-SiO}_2$ при $t=25^0 \text{ C}$ та $\lg[\text{H}_4\text{SiO}_4] = -3,75$ по р. Саксагань (див. рис. 3.5) у пунктах спостережень ВП-1 (рис.5.9) та міст у с. Веселі Терни (рис. 5.9).

За час спостережень за складом води р.Саксагань на ВП-1, (рис. 5.9) помітно змінюється напрямок встановлення рівноваги: з 1988 р. по 1998 р. система поступово переходить від рівноваги з Mg-монтморилонітом (поле 2) до рівноваги з хлоритом (поле 4), з 1998 р. система $\text{HCl-H}_2\text{O-MgO-SiO}_2$ від рівноваги з хлоритом поступово у 2008 р. досягає рівноваги з каолінітом. Досить схожий розвиток гідролізу спостеріга-

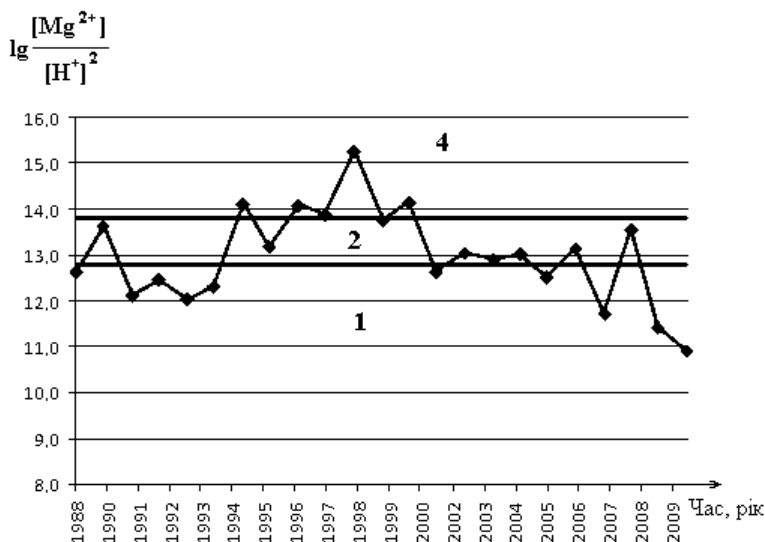


Рис. 5.9. Зміна у часі системи $\text{HCl-H}_2\text{O-MgO-SiO}_2$ при $t=25^0 \text{ C}$ та $\lg[\text{H}_4\text{SiO}_4] = -3,75$ з нанесеними даними аналізів проб води з р. Саксагань, ВП-1 (ПівніГЗК) за час спостережень, (1988 – 2010 р.р.

Примітка. Цифри на графіку 1,2,4 – поля усталеності мінералів, названі на рис.5.4

ється у воді ставка 2 балки Мотіна (див. рис. 5.5). Така схожість пов'язана з близьким розташуванням цих водних об'єктів між собою та приблизно однаковою відстанню від хвостосховища ПівнГЗК. Нижче за течією пункту ВП-1 по р. Саксагань знаходиться точка гідрохімічних спостережень – міст у с. Веселі Терни. Особливістю гідрохімічного режиму річки у цій точці є зафіксовані скиди високомінералізованих шахтних вод (див. рис. 4.7). Як позначилося це на встановленні рівноваг між хімічним складом води у річці та мінералами показано на рис. 5.10.

Як видно з рис. 5.10, скиди високомінералізованих вод призводять до встановлення рівноваг з хлоритом. У воді хвостосховища виявлено саме таку гідрохімічну рівновагу (рис. 5.2). В останні два роки (2009, 2010 р.р.)

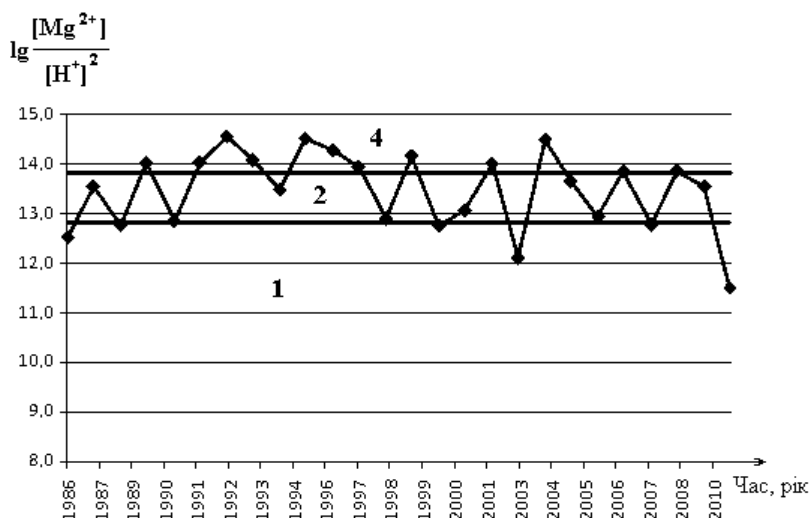


Рис. 5.10. Зміна у часі системи $HCl-H_2O-MgO-SiO_2$ при $t=25^0\text{ C}$ та $\lg[H_4SiO_4]=-3,75$ з нанесеними даними аналізів проб води з р. Саксагань, міст у с. Веселі Терни (Півн ГЗК) за час спостережень, 1986 – 2010 р.р.

Примітка. Цифри на графіку 1,2,4 – поля усталеності мінералів, названі на рис.5.4

ПівнГЗК припинив скиди води з хвостосховища у р. Саксгань і, як видно з рис. 5.10, у воді почали встановлюватися рівноваги з Mg-монтморилонітом і каолінітом. Попередніми дослідженнями (розділ 4) по річці Інгулець виділено дві характерні гідрохімічні ділянки: північна – вище за течією від Карачунівського водосховища та південна – нижче водосховища, на території ПівдГЗК та ІнГЗК.

Характерні зміни гідрохімічних рівноваг між водою у річці та мінералами на північній ділянці показано на рис. 5.11.

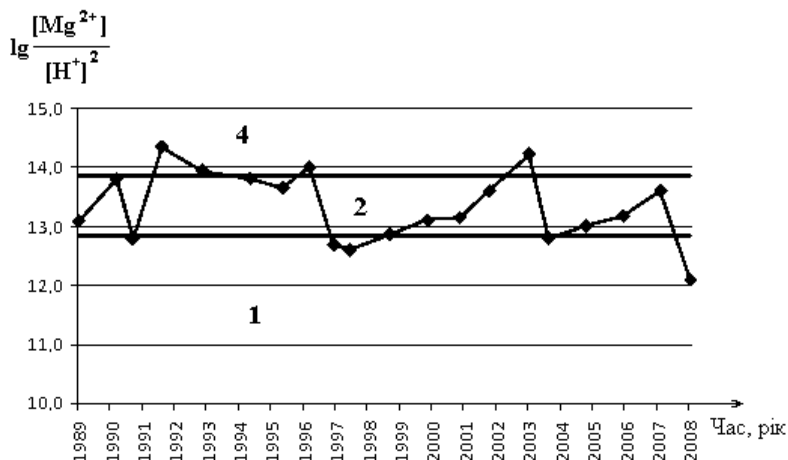


Рис. 5.11. Зміна у часі системи $\text{HCl-H}_2\text{O-MgO-SiO}_2$ при $t=25^\circ \text{C}$ та $\lg[\text{H}_4\text{SiO}_4]=-3,75$ з нанесеними даними аналізів проб води з р. Інгулець, пункт 1, ЦГЗК за час спостережень, 1989 – 2009 р.р.

Примітка. Цифри на графіку 1,2,4 – поля усталеності мінералів, названі на рис.5.4

У більшості проб води відмічаються рівноваги з Mg-монтморилонітом і лише одиничні рівноваги з каолінітом.

Це пов'язано з подачею води по каналу Дніпро – Інгулець: подача дніпровської води забезпечує встановлення природних рівноваг (до межі «Mg-монтморилоніт – каолініт»), зменшення подачі води з Дніпра або припинення її призводить до встановлення нехарактерних рівноваг з каолінітом. Проаналізовано встановлення рівноваг і в інших

пунктах гідрохімічних спостережень на р. Інгулець на північній ділянці у часі. За графіками системи $\text{HCl-H}_2\text{O-MgO-SiO}_2$ при $t=25^0\text{ C}$ та $\lg[\text{H}_4\text{SiO}_4]=-3,75$ проявляються такі ж закономірності, як у пункті 1. Суттєвого впливу гірничозбагачувального комбінату на перебіг процесу гідролізу на даній ділянці не виявлено, найбільше значення має подача дніпровської води каналом Дніпро – Інгулець.

Південна ділянка р. Інгулець, що досліджується має значну протяжність (див. рис.3.7 та 3.8): від с. ПівдГЗК до с. Городоватка (близько 50 км).

Досліджено встановлення імовірних рівноваг між водою та мінералами в пунктах гідрохімічних спостережень: пункт 1, біля св.420 (див. рис. 3.7); пункт 4, с. Новоселівка (див. рис. 3.7); пункт 1, міст (див. рис. 3.8); пункт 5, перекат (див. рис. 3.8); пункт 7, с. Забережжя (див. рис. 3.8).

Довгий ряд гідрохімічних спостережень на р. Інгулець в пункті 1, біля св.420, дозволяє більш повно охарактеризувати рівноваги, що вивчаються (рис. 5.12).

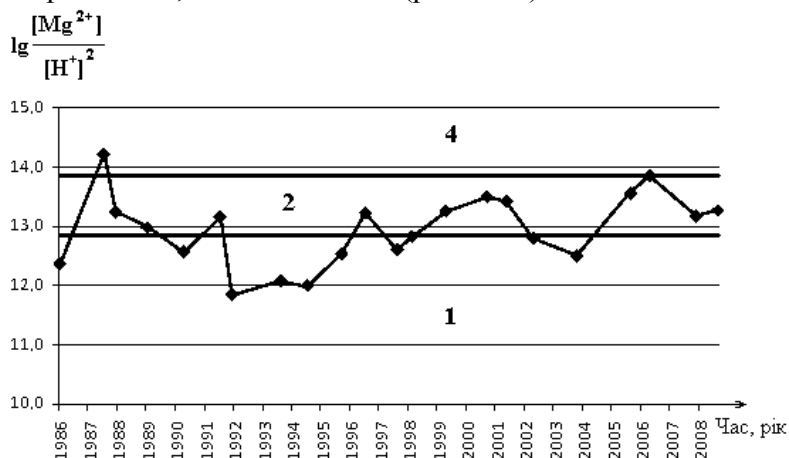


Рис. 5.12. Зміна у часі системи $\text{HCl-H}_2\text{O-MgO-SiO}_2$ при $t=25^0\text{ C}$ та $\lg[\text{H}_4\text{SiO}_4]=-3,75$ з нанесеними даними аналізів проб води з р. Інгулець, пункт 1, біля свердловини 420 за час спостережень, 1986 – 2009 р.р.

Примітка. Цифри на графіку 1,2,4 – поля усталеності мінералів, названі на рис.5.4

На графіку (рис. 5.12) помітно виділяється з 1996 р. встановлення рівноваг з Mg-монтморилонітом з незначними коливаннями до каолініту. Досягнення цієї рівноваги і утримання в цьому полі свідчить про стабілізацію процесу гідролізу.

В інших пунктах спостережень на р. Інгулець відзначаються такі ж тенденції, але рівноваги з Mg-монтморилонітом досягаються у різний час: с. Новоселівка (див. рис. 3.7) – 1996 р., міст (див. рис. 3.8) – 1997 р., с. Забережжя (див. рис. 3.8) – 1997 р.

Таким чином, на південній ділянці р. Інгулець на даний час встановилися рівноваги у системі «вода – мінерали», скиди високомінералізованих вод з ставка-накопичувача балки Свистуново не призводить до суттєвих порушень цих рівноваг.

Отже, процес гідролізу алюмосилікатів відбувається при взаємодії річкової води та первинних мінералів. В умовах припинення промивок р. Саксагань водами Макортівського водосховища починають встановлюватися рівноваги річкової води з каолінітом, що не є характерним для річкових вод. Для р. Інгулець також встановлено, що зменшення подачі дніпровської води на північній ділянці річки (вище Карачунівського водосховища), призводить до активізації гідролізу Mg-монтморилоніту до каолініту; на нижній ділянці річки встановилися типові рівноваги з Mg-монтморилонітом.

У підсумку необхідно відзначити, що у рівновазі з відповідною твердою фазою знаходиться тільки річкова вода, склад якої попадає на лінію цієї фази. Оскільки такі випадки дуже рідко зустрічаються (рис.5.3 – 5.11), то при дослідженні процесів гідролізу доцільно говорити про динамічні рівноваги та визначати основні напрямки встановлення відповідних рівноваг.

Важливим процесом, що супроводжує гідроліз є нейтралізація лужності, що утворилася при цьому. За наявніс-

тю у воді CO_2 частина лужності нейтралізується за реакцією:

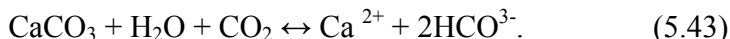


Внаслідок цього частина продуктів гідролізу бере участь у реакції нейтралізації, що у свою чергу впливає на рівноваги у карбонатній системі.

5.6. Осадження та розчинення у карбонатних системах водних об'єктів

У хвостах збагачення, що надходять у хвостосховище ПівніГЗК (текучі хвости) знаходяться карбонати (табл.5.9): кальцит – 1,62%, доломіт – 0,75%, сидерит – 0,36%. Кальцит також знаходиться і у лежалих хвостах (табл. 5.10). Як відзначено вище (розділ 5.3), мінералогічний склад хвостів визначається мінеральним складом початкової руди й ефективністю роботи збагачувальної фабрики, але у хвостах усіх ГЗК є карбонати, які беруть участь у процесах осадження та розчинення.

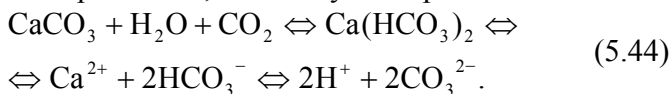
Процес розчинення карбонатів відбувається за схемою:



Гідрохімічні рівноваги у карбонатних системах досить повно вивчені у роботах [20, 103, 115]. У даному дослідженні використано метод рівноважних карбонатних діаграм, які враховують надходження у карбонатну систему H^+ [103, 120].

Складові карбонатно-кальцієвої системи (H^+ , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Ca^{2+} , $\text{CO}_2(\text{вільний})$, H_2CO_3) знаходяться між собою у визначених кількісних співвідношеннях, які залежать від температури, коефіцієнтів активності іонів і тиску. Умови водного середовища (температура, тиск) впливають на кількісне співвідношення між окремими елементами карбонатно-кальцієвої системи через її константи рівноваги ($K_{\text{H}_2\text{CO}_3}$, K_{HCO_3} , L_{CaCO_3}). Надалі Cl^- – символ іонів, $[\text{Cl}^-]$ – молярна концентрація іонів.

Якщо в природній воді знаходяться $\text{CO}_{2(\text{вільний})}$, іони Ca^{2+} і HCO_3^- , а у твердій фазі CaCO_3 , то між ними встановлюється рівновага, що описується рівнянням



Перевага прямої реакції (вправо) свідчить про розчинення карбонату кальцію під впливом CO_2 , оберненої (вліво) – про накопичення карбонату за рахунок розкладання бікарбонату кальцію. Розчинення твердої фази CaCO_3 у воді відбувається у межах добутку його розчинності:

$$[\text{Ca}^{2+}] [\text{CO}_3^{2-}] = L_{\text{CaCO}_3} = L. \quad (5.45)$$

За умови надлишку у воді CO_2 останній переводить слабкорозчинний карбонат кальцію у більш розчинний бікарбонат кальцію за рівнянням (5.44), поки не настане рівновага. На практиці залежність у рівновазі визначається розчинністю твердої фази CaCO_3 (5.45) та дисоціацією вугільної кислоти першого та другого ступеней:



звідси

$$K_2 = \frac{[\text{H}^+][\text{CO}_3^{2-}]}{[\text{HCO}_3^-]}, \quad (5.48)$$

де
$$[\text{CO}_3^{2-}] = \frac{L}{[\text{Ca}^{2+}]}.$$

Відповідно,

$$\begin{aligned} K_2 &= \frac{[\text{H}^+][L]}{[\text{HCO}_3^-][\text{Ca}^{2+}]} \text{ та} \\ \lg(K_2) &= \lg \frac{[\text{H}^+]}{[\text{HCO}_3^-]} + \lg(L) - \lg[\text{Ca}^{2+}], \quad (5.49) \\ \text{тоді } \lg(K_2) - \lg(L) &= \lg \frac{[\text{H}^+]}{[\text{HCO}_3^-]} - \lg[\text{Ca}^{2+}]. \end{aligned}$$

При відомих з [20] значеннях $\lg(K_2)$ та $\lg(L)$ відповідно при температурах 0°C та 25°C : $\lg(K_2)^0 = 10,62$, $\lg(L)^0 = 8,02$, $\lg(K_2)^{25} = 10,33$, $\lg(L)^{25} = 8,34$, отримано рівноважні діаграми кальциту.

5.6.1. Карбонатні системи у водоймах хвостосховищ

Карбонатно-кальцієва система у більшості водойм хвостосховищ схильна до відкладення CaCO_3 , що зумовлено високими значеннями рН внаслідок процесу гідролізу, але у водоймі ІнГЗК система наближається до стану рівноваги та навіть розчинення (рис.5.13).

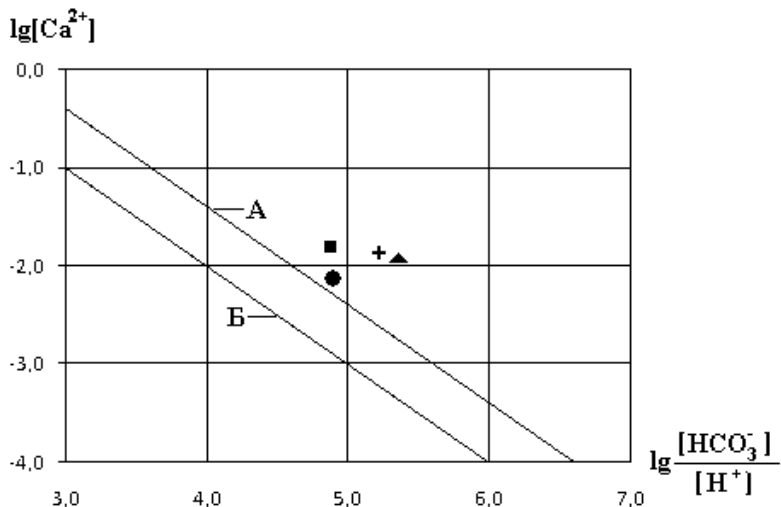


Рис. 5.13. Діаграма рівноваг у карбонатно-кальцієвій системі водойм хвостосховищ Кривбасу (2000 - 2009 р.р.) при температурі: А – 25°C та Б – 0°C

Умовні позначення:

□ – ПівнГЗК ; ● – ІнГЗК ; □ – ПівдГЗК ; ▲ – ЦГЗК

Гідрохімічна система водойми хвостосховища ІнГЗК піддалася значним змінам внаслідок нововведень у техноло-

гічному процесі збагачення залізних руд. Розроблено та впроваджено у виробництво технологію магніто-флотаційної доводки залізрудного концентрату (МФДЗК). Починаючи з квітня 2002 р. у воді водойми зменшується рН за постійного зростання мінералізації (з 3,1 г/дм³ у 1996 р. до 4,9 г/дм³ – у 2009 р.). Таким чином, застосування МФДЗК із скидом вод у водойму хвостосховища призвело до зміщення рівноваги у карбонатній системі.

Південний гірничо-збагачувальний комбінат також провів промислові випробування двох варіантів МФДЗК у 2005 – 2006 р.р. Скид промислових стічних вод у хвостосховище призвів до зниження рН (до 6,2 – 6,5) та зміщення рівноваги у карбонатній системі.

У воді водойм хвостосховищ ЦГЗК та ПівнГЗК з 2000 по 2009 р.р. карбантно-кальцієва система схильна до осадження.

5.6.2. Карбонатні системи у воді ставків

Для прісних природних вод карбонатно-кальцієва система є найбільш важливим чинником, що формує хімічний склад води. Основні особливості стану карбонатно-кальцієвої системи поверхневих вод степової зони України визначаються негативним балансом вологи, значними тепловими ресурсами, різноманітним, дуже розчленованим, рельєфом, чорноземними або каштановими ґрунтами, часто засоленими й осолоділими, глибоким заляганням рівня першого від поверхні постійного водоносного горизонту, слабкорозвиненою гідрографічною мережею, складними геолого-тектонічними, гідрогеологічними умовами [27]. У поверхневих водах рівноваги карбонатно-кальцієвої системи різко зрушені вліво. Основними причинами зсуву системи вліво у поверхневих водах є найбільше для території України утримання в них іонів кальцію, магнію, іонів CO_3^{2-} та інтенсивність процесів фотосинтезу, поряд з незначною кількістю органічних

речовин, схильних до легкого окиснювання. Все це призводить до того, що у поверхневих водах на більшій частині території середнє утримання вільного оксиду вуглецю (IV) складає 2 – 24 мг/дм³ при рівноважних 23,8 – 114 мг/дм³, причому цей дефіцит зростає в південному і південно-східному напрямках. Найбільший дефіцит CO₂, як і зсув рівноваги, відзначений у водах річок, що відчують на собі найбільший вплив техногенних чинників. Це, очевидно, пов'язано із значним надходженням іонів Ca²⁺ і Mg²⁺ із промисловими стічними водами, концентрація яких у воді регулюється карбонатно-кальцієвою рівновагою за рахунок нейтралізації їх вуглекислотою.

Досліджено рівноваги у карбонатно-кальцієвій системі води у ставках Кривбасу за групами.

За результатами хімічного аналізу води зі ставка 2 балки Мотіна (ПівнГЗК, див. рис. 3.5) розраховано відповідні співвідношення головних іонів з урахуванням коефіцієнтів їх активностей та винесено на діаграму (рис.5.14).

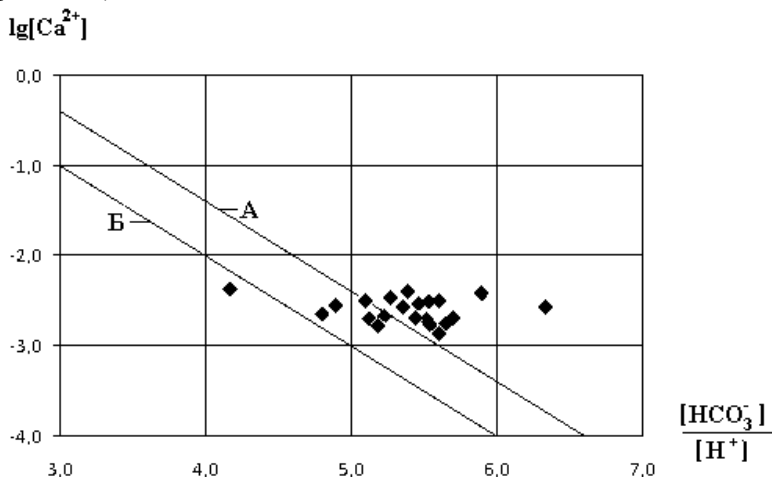


Рис. 5.14. Діаграма рівноваг у карбонатно-кальцієвій системі ставка 2 балки Мотіна (ПівнГЗК) за час спостережень (1978 – 2010 р.р.) при температурі: А – 25° С та Б – 0° С

Як видно з рис. 5.14, у переважній кількості спостережень карбонатно-кальцієва система схильна до осадження CaCO_3 (точки розташовані вище лінії А). Точки, що знаходяться між лініями А та Б характеризують такий стан системи, коли при коливанні температур від 0°C до 25°C , карбонат кальцію може розчинятися, і, нарешті, в одному випадку, зафіксовано стан системи, коли карбонатна система схильна до розчинення CaCO_3 . У часі закономірні зміни у станах карбонатно-кальцієвої системи не простежуються, але стан розчинення зафіксовано у 2010 р. При цьому гідроліз досягає стадії каолініту, мінералізація суттєво збільшується – до $2,2 \text{ г/дм}^3$, а величина рН зменшується до 6,65, при цьому переважаючим стає катіон кальцію ($8,5 \text{ ммоль/дм}^3$ у 2008 р. до $12,0 \text{ ммоль/дм}^3$ у 2010 р.).

З групи A_2 досліджено ставок біля АЗС (ПівдГЗК, див. рис. 3.7). Аналіз станів карбонатно-кальцієвої системи можна провести за діаграмою на рис. 5.15.

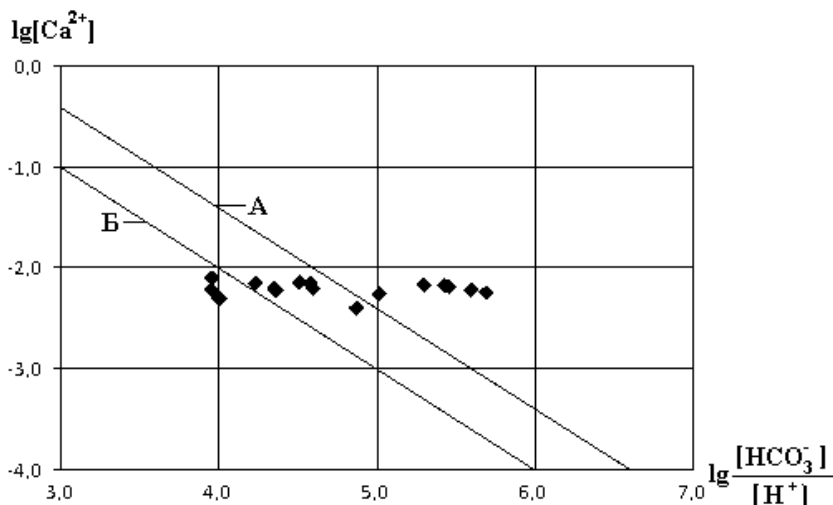


Рис. 5.15. Діаграма рівноваг у карбонатно-кальцієвій системі з нанесеними даними аналізів проб води із ставка біля АЗС (ПівдГЗК) за час спостережень (1986 – 2010 р.р.) при температурі: А – 25°C та Б – 0°C

У даній карбонатно-кальцієвій системі спостерігаються у приблизно рівній кількості стани осадження (вище лінії А) та близькі до рівноваги (між лініями А та Б), що виникає при зміні температури води. Але зафіксовано три проби, що вказують на схильність системи до розчинення CaCO_3 (1987, 1988, 1989 р.р.). Отже, стан карбонатно-кальцієвої системи у воді ставків групи А₂ можна охарактеризувати як такий, що наблизився до рівноваги.

З ставків групи Б аналіз гідрохімічних процесів виконано для води ставка с. Дем'янівка (ІнГЗК, див. рис. 3.8). Стани карбонатної системи оцінюються за діаграмою на рис. 5.16.

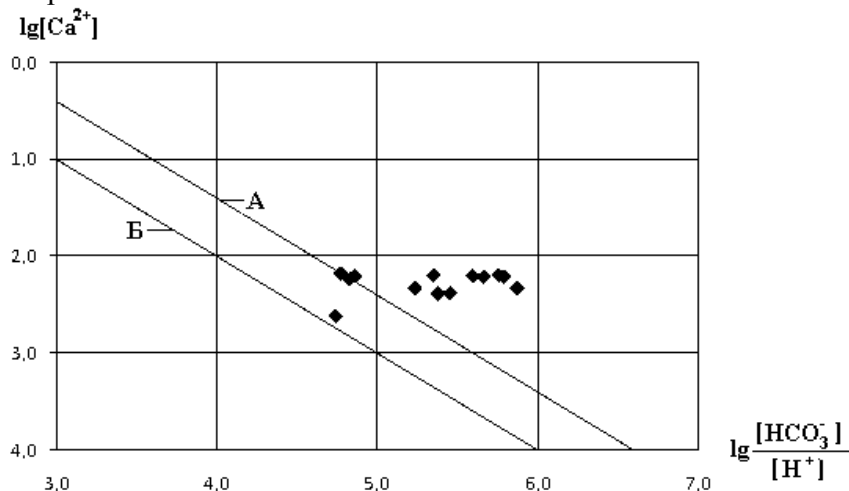


Рис. 5.16. Діаграма рівноваг у карбонатно-кальцієвій системі з нанесеними даними аналізів проб води із ставка с. Дем'янівка (ІнГЗК) за час спостережень (1991 – 2010 р.р.) при температурі: А – 25° С та Б – 0° С

За час спостережень переважна більшість проб води фіксує схильність карбонатно-кальцієвої системи до осадження (вище лінії А), три рівноважних стани або близькі до них (між лініями А та Б) і жодного разу не відзначено

розчинення. Найближчим до розчинення (при температурі води близькою до 0°C) є стан системи, який зафіксовано одією пробєю (1992 р.), що обумовлено дефіцитом іону кальцію (найменше значення за час спостережень – $160,3 \text{ мг/дм}^3$). Головною причиною схильності карбонатно-кальцієвої системи у воді ставків групи Б до осадження є концентрування розчинених у воді речовин при випаровуванні (розділ 5.3).

5.6.3. Рівноваги у карбонатно-кальцієвій системі річкових вод

Виключно важливу роль відіграє кальцій та відповідно рівноваги у карбонатно-кальцієвій системі річкових вод для розвитку гідробіонтів. Як відомо [3], у більшості річок вода відноситься до гідрокарбонатного класу, групи кальцію. На території Кривбасу гіdroхімічними спостереженнями встановлено, що у переважній більшості річкова вода відноситься до натрієвої групи або магнієвої. Відзначено одиничне опробування, коли у р. Саксагань, с. Сергіївка (1988 р.) (див. рис. 3.5), вода була сульфатного класу, групи кальцію (розділ 3, табл.3.7). Тобто, у воді річок Кривбасу за попереднім аналізом наявної гіdroхімічної інформації карбонатно-кальцієві рівноваги не відіграють вирішального значення у формуванні хімічного складу води.

Аналіз діаграми рівноваг у карбонатно-кальцієвій системі у пункті спостережень р. Саксагань, ВП-1 показав її достатньо повну подібність до діграми рівноваг у воді ставка 2 балки Мотіна (ПівнГЗК) (рис. 5.14).

За більшістю гіdroхімічних спостережень відзначається схильність системи до осадження CaCO_3 – у 20 випадках; рівноважний стан – у 7 випадках. Загалом у часі система наближається саме до рівноваги, і останні дані за 2010 р. вже вказують, що система знаходиться на межі із розчиненням CaCO_3 .

У пункті спостережень по р.Саксагань, міст у с.Веселі Терни відзначаються такі ж закономірності встановлення рівноваг у карбонатно-кальцієвій системі, що й попередньо описаному пункті ВП-1. Переважна більшість станів карбонатно-кальцієвої системи відображає її схильність до осадження CaCO_3 (18 спостережень). З часом (з 2003 р.) система переходить у рівноважний стан, і у 2009 р. – наближається до межі з розчиненням. Необхідно відзначити, що скиди високомінералізованих вод із хвостосховища ПівніГЗК суттєво не вплинули на рівноваги у карбонатно-кальцієвій системі, найбільше значення відіграють у цьому випадку високі значення рН (8,0 у 1989 р.; 7,8 у 1998 р.), що обумовлені процесом гідролізу.

Рівноваги у карбонатно-кальцієвій системі у пункті спостережень 1, ЦГЗК (див. рис.3.6) наведено на рис. 5.17.

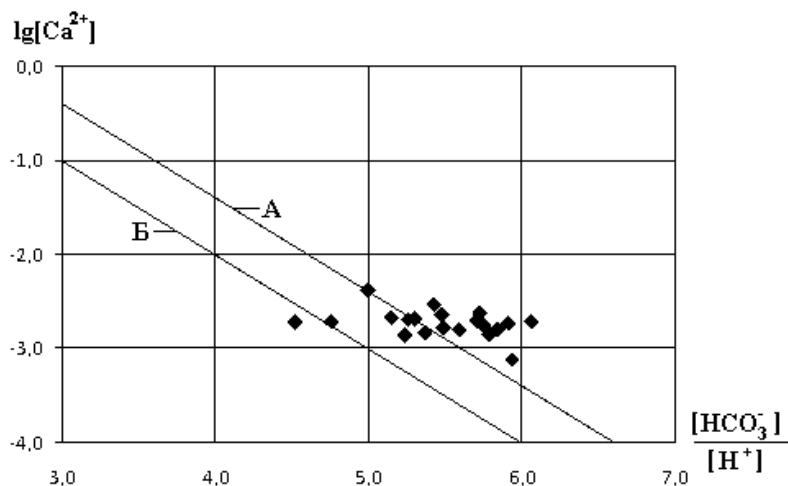


Рис. 5.17. Діаграма рівноваг у карбонатно-кальцієвій системі з нанесеними даними аналізів проб води з р. Інгулець, пункт 1, ЦГЗК за час спостережень (1989 – 2009 р.р.) при температурі: А – 25° С та Б – 0° С

Встановлення рівноваг у карбонатно-кальцієвій системі у цьому пункті спостережень підпорядковуються

такій же закономірності, що й по р. Саксагань, ВП-1 та міст у с. Веселі Терни. На фоні загальної схильності системи до осадження CaCO_3 , при зменшенні величини рН до 7,6 у 1994 р. та у 2003 р., система переходить у стан близький до рівноважного, а у 2009 р. відзначається поодиний стан розчинення CaCO_3 .

У пункті 5, паром (див. рис.3.6), що знаходиться на півдні цієї ділянки р. Інгулець та безпосередньо на півночі Карачунівського воєводища, переважна кількість спостережень відзначає схильність карбонатно-кальцієвої системи до осадження у річковій воді, і жодного разу не зафіксовано стану розчинення.

На південній ділянці р. Інгулець, що знаходиться на території ПівдГЗК та ІнГЗК досліджено рівноваги у карбонатно-кальцієвій системі по наступних пунктах спостережень: пункт 1, біля св.420 (див. рис. 3.7); пункт 4, с. Новоселівка (див. рис.3.7); пункт 1, біля мосту (див. рис.3.8); пункт 5, переказ (див. рис.3.8); пункт 7, с. Забережжя (див. рис. 3.8).

В усіх пунктах спостережень переважним є стан карбонатно-кальцієвої системи, що характеризує схильність її до осадження CaCO_3 у річковій воді. У пунктах 1, біля св.420; 1, біля мосту; 5, переказ – поодинокі стани системи визначають схильність до розчинення (при значеннях рН близьких до 7) (рис.5.18).

Рівноважний стан системи зафіксовано, приблизно, за третину спостережень за водою р. Інгулець.

Таким чином, на даний час у воді річок Саксагань та Інгулець виявлено такі закономірності рівноваг у карбонатно-кальцієвій системі: у більшості спостережень (приблизно до 2000 р.) система схильна до осадження CaCO_3 , з 2000 р. по 2008 р. - система переходить у рівноважний стан, з 2008 р. відзначаються окремі випадки стану системи, що характеризують її схильність до розчинення. Найбільше ця закономірність простежується для р. Саксагань.

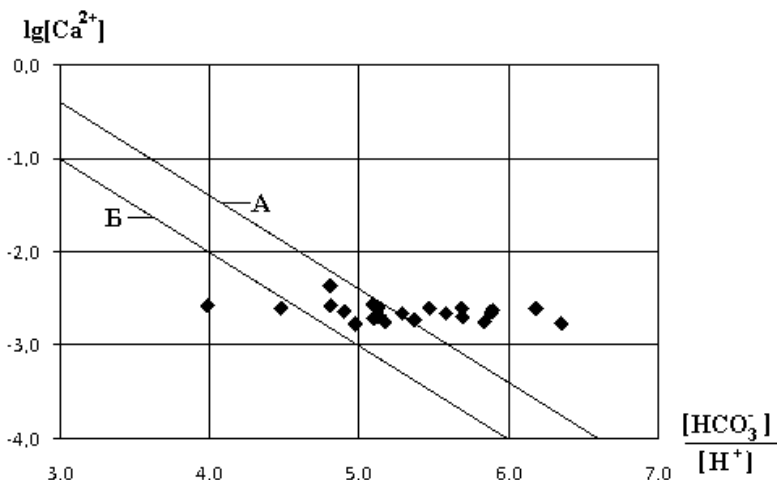


Рис. 5.18. Діаграма рівноваг у карбонатно-кальцієвій системі з нанесеними даними аналізів проб води з р.Інгулець, пункт 1, ІнГЗК за час спостережень (1991 – 2009 р.р.) при температурі: А – 25° С та Б – 0° С

Загалом, можна зробити висновок, що величина лужності, яка створюється і підтримується при гідролізі не контролюється карбонатно-кальцієвою системою.

5.7. Роль «живої речовини» у формуванні хімічного складу водних об'єктів Кривбасу

В. І. Вернадський ввів у науку поняття «жива речовина», яка розглядається як сукупність живих організмів, виражена в одиницях маси і енергії. За такого підходу роль окремого організму відходить на задній план, але чітко виявляється сумарний результат їх діяльності, особливо за тривалий (геологічний) час. Можна говорити про живу речовину всієї Землі або деяких її частин, океану, конкретного моря, озера, річки, ландшафту і т. д. Введення поняття «жива речовина» і дозволило встановити грандіозну геохімічну роль організмів.

«Живое вещество охватывает и перестраивает все химические процессы биосферы, действенная его энергия по сравнению с энергией косного вещества в историческом времени огромна.

Захватывая энергию Солнца, живое вещество создает химические соединения, при распадении которых эта энергия освобождается в форме, могущей производить химическую работу», — писав В. І. Вернадський [16].

Біогенна міграція хімічних елементів у ландшафті визначається двома протилежними і взаємозалежними процесами: 1) утворенням живої речовини з елементів навколишнього середовища (біогенна акумуляція), 2) розкладанням органічної речовини. У сукупності ці процеси утворюють єдиний біологічний кругообіг атомів – бік [75].

Процеси розкладання органічних речовин і перехід хімічних елементів з органічних сполук у неорганічні відбувається з виділенням енергії. Основну роль в розкладанні решток рослин і тварин відіграють мікроорганізми.

Сукупність процесів розкладання органічних речовин, в ході яких хімічні елементи вивільняються зі складних, багатих на енергію органічних сполук, і знову утворюють простіші та бідніші на енергію мінеральні сполуки (CO_2 , H_2O , CaCO_3 , Na_2SO_4 і т. д.), називається мінералізацією органічної речовини. При цьому одна частина енергії виділяється у вигляді тепла, інша – в хімічній працездатній формі. Носіями останньої є переважно природні води, які, при збагаченні такими продуктами мінералізації, як CO_2 , органічні кислоти, тощо, набувають високу активність і виконують в ландшафті велику роботу (розчинення, гідроліз і т. д.). Так, процеси мінералізації збагачують ландшафт вільною енергією, роблять його нерівноважною системою.

У ландшафті мінералізація органічних речовин зменшує складність, упорядкованість, різноманітність, більш складну біологічну інформацію і збільшує неорганічну. Це процес зменшення негентропії і збільшення ентропії.

При розгляді методу балансу мас не згадувалося про біологічні процеси. Якщо біота знаходиться в стаціонарному стані, тобто маса біоти, що знов утворюється, добре збалансована повним розкладанням раніше існуючої рослинності, то біологічні процеси не супроводжуються виділенням або споживанням будь-якого елементу і в розрахунках балансу мас ними можна знехтувати. Однак у реальному світі біота ніколи не знаходиться в стаціонарному стані, особливо якщо період спостережень короткий. Біота впливає на утримання тих елементів, які активно концентруються рослинами (азот у формі нітрату і аміаку, фосфати, калій); в озерах кальцій може вилучатися у вигляді карбонату, а кремнезем поглинатися діатомеями (мікроскопічними рослинами, які складаються з твердого аморфного кремнезему).

Відомо, що рослини вибірково поглинають елементи, тому Б.Б. Полинов запропонував оцінювати інтенсивність поглинання елементів і відповідно об'єднав елементи у ряди біологічного поглинання. Так, енергійно поглинаються біотою Cl, S, P. До елементів, що сильно накопичуються в організмах відносяться Ca, Mg, Na, K. Таким чином, усі елементи, що вносяться у ландшафти району видобутку та збагачення залізної руди у Кривбасі, накопичуються у біоті і після її відмирання розкладаються мікроорганізмами та збагачують природні води.

Вище розглянуто (розділ 4), що величина мінералізації води впливає на розвиток біоти. Критичною вважається солоність 5 г/дм^3 , що пов'язано з осморегулюючою системою водяних організмів. Але водяні організми легше пристосовуються до будь-яких (але стабільних) значень зовнішньої мінералізації води, ніж до її швидких змін. Тобто, водяні організми не можуть впливати на мінералізацію води, а лише пристосовуються до неї.

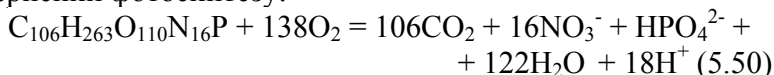
У той же час відомо, що організми є чутливими до рН середовища; для них найбільш сприятлива реакція, близька до нейтральної. Сильнокислі і сильнолужні води шкідливі

для більшості культурних рослин, домашніх тварин і людини.

Органічні сполуки живих організмів і гумус мають буферну здатність усереднювати сильнокисле і сильнолужне середовища. У сильнолужних умовах слабкі органічні кислоти нейтралізують луги і переводять реакцію з сильнолужної в слаболужну, а в сильнокислому середовищі слабкі органічні основи нейтралізують сильні кислоти і реакція стає слабокислою. Таким чином, в ландшафті є механізм, за допомогою якого створюється реакція вод, найбільш сприятлива для життя.

Нижче розглянуті процеси за участю «живої речовини», що відбуваються у водах гірничо-рудного ландшафту Кривбасу та змінюють їх хімічний склад.

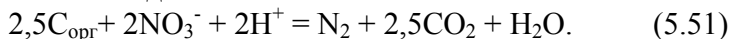
Дихання та розкладання. Доки у воді є вільний кисень, загальний результат дихання та розкладання взагалі обернений фотосинтезу:



Вуглець виділяється у формі CO_2 , органічно зв'язаний азот – у формі NO_3^- , органічно зв'язаний фосфор – у формі HPO_4^{2-} . Виділення CO_2 тягне за собою збільшення його вмісту у воді і, отже, зниження рН.

Коли молекулярного кисню немає або коли він витрачений, розкладання органічної речовини триває у вигляді серії реакцій, які послідовно знижують рівні Eh та рН. Найбільш важливими з них є реакції: денітрифікація, відновлення сульфатів, ферментація.

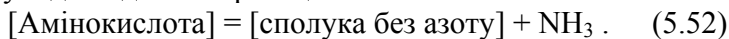
Денітрифікація. В процесі складної серії цих реакцій бактерії використовують для окиснення органічної речовини до CO_2 кисень нітратних іонів. Стехіометрія сумарної реакції має вигляд



Роль цієї реакції полягає в перетворенні нітрату (важливої поживної речовини) в біологічно інертний молекуля-

рний азот, який є важливою складовою частиною балансу поживних речовин озер і річок.

Розкладання амінокислот. Амінокислоти є складовою частиною протеїнів. В анаеробних умовах вони розкладаються у відповідності з реакцією



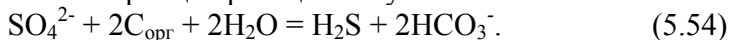
NH_3 реагує з утворенням NH_4^+ :



що обумовлює підвищення рН. Зростання рН може викликати осадження кальцію у формі карбонату або мила (кальцієвої солі жирної кислоти).

Відновлення сульфатів. Це реакції, в яких бактерії використовують кисень сульфатних іонів для окиснення органічної речовини до CO_2 , утворюючи, як побічні продукти, сульфідні форми.

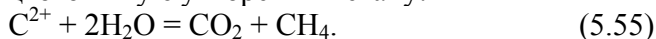
Стехіометрія цієї реакції наступна:



Якщо рН води перевищує 7, утворюється головним чином HS^- , а в присутності будь-яких здатних до реакцій сполук заліза сульфідні форми будуть реагувати з ними, утворюючи тверді сульфіді. Є багато наслідків відновлення сульфатів. H_2S для більшості організмів є високотоксичною речовиною, яка сильно впливає на флору і фауну середовища. Перетворення оксидів заліза в сульфіді зазвичай викликає зміну кольору від червоного або коричневого до чорного або сірого. Ті речовини (наприклад, важкі метали та фосфатний іон), які були адсорбовані на оксигідрооксиді $\text{Fe}(\text{III})$, будуть виділятися в розчин. При цьому, багато важких металів (наприклад, Cu , Mo , Hg), які в окиснених водах були відносно розчинними (за умови, що рН не дуже високий), у присутності розчинених сульфідів стають дуже слабо розчинними, або розчинними.

Ферментація. Відомо багато бактеріальних реакцій ферментації типу: органічна сполука A = органічна сполука $\text{B} + \text{CO}_2$, які можуть відбуватися при різних значеннях E_h в залежності від конкретних органічних речовин, що беруть

участь у реакції. Найпростішою і однією з найбільш важливих реакцій цього типу є утворення метану:



Всі реакції анаеробного розкладання протікають за участю бактерій, які використовують їх як джерело енергії. Оскільки бактерії отримують енергію за рахунок реакцій, їх функція по суті полягає в тому, щоб каталізувати перетворення термодинамічно нестійких систем у більш стійкі. У загальному випадку в кожній реакції бере участь свій специфічний тип бактерій, а реакції протікають у суворій послідовності. При цьому, раніше протікають реакції, які дають бактеріям найбільшу енергію. Наприклад, сульфатредукція не може відбуватися, поки не витрачений весь молекулярний кисень, а генерація метану – поки не витрачені всі сульфати.

Стосовно водойм хвостосховищ, ставка-накопичувача та інших техногенних водних об'єктів можна констатувати, що умови для життєдіяльності органічної речовини там є несприятливими і вона не відіграє помітного впливу на перебіг розглянутих вище гідрохімічних процесів у воді даних об'єктів.

5.7.1. Мінералізація органічної речовини у ставках

Розвиток біоти у ставках має певні особливості. У верхній зоні ставка розвивається фотосинтез і водні рослини виділяють у воду вільний кисень. У глибоких частинах ставків фотосинтезу вже немає, там йде тільки розкладання органічних речовин зі споживанням кисню, в результаті кількість його зменшується. У мулах місцями вільний кисень зникає повністю і розвивається відновне середовище (глейове або сірководневе). Таким чином, для ставків характерна наступна окиснювально-відновна зональність: у верхніх шарах – окиснювальна зона, внизу – відновна [35].

Мінералізацію органічної речовини можна приблизно оцінити за величиною окиснюваності, зміною рН та мінералізації води (розділ 4).

Найбільш чітко залежність між величиною перманганатної окиснюваності (ПО) та мінералізацією спостерігається у ставках групи Б. Внаслідок значного збільшення мінералізації води жива речовина гине і активно мінералізується. Так, за узагальненою характеристикою ставка с. Дем'янівка (ІнГЗК) (див. табл. 3.6), можна виявити такі процеси: відбувається розкладання органічної речовини (високі значення CO_2 – $95,4 \text{ мг/дм}^3$ (2008 р.) при зменшенні рН до 7,1 та зростанні NO_3^- до $235,7 \text{ мг/дм}^3$); денітрифікація (високий вміст CO_2); розкладання амінокислот (вміст NH_4^+ досягає $20,8 \text{ мг/дм}^3$).

У воді ставків групи A_2 , а саме у ставку біля с. Калініно (ПівнГЗК) окрім розглянутих вище необхідно виділити процес відновлення сульфатів. За результатами гідрохімічних спостережень у 2009 р. відзначається наявність сірководню, при цьому, рН знижується до найнижчого значення 6,25. Найвище значення вмісту CO_2 ($145,2 \text{ мг/дм}^3$) може свідчити про процес ферментації з утворенням метану. Нажаль, спеціальні гідрохімічні спостереження за вмістом сірководню та метану у воді ставка не проводилися і про перебіг цих процесів можна робити висновки лише за опосередкованими ознаками.

Що ж стосується ставків групи A_1 , то з розглянутих процесів мінералізації органічної речовини у них можна виділити розкладання за постійним зниженням рН та збільшенням при цьому мінералізації.

Отже, у ставках усіх груп відзначаються ознаки евтрофікації. Важливим є те, що коли оліготрофні ставки (озера) в результаті забруднення стають евтрофними, цей процес важко зробити зворотним. Можна думати, що в евтрофних ставках (озерах) органічні речовини, що розклалися, будуть відкладатися разом з осадами і таким чином виводити азот та фосфор з води ставків. Хоча так і відбувається,

ефект цей пригнічується внаслідок відновлення сполук Fe(III). Оксиди заліза сильно адсорбують нітрати та фосфати, а коли вони відновлюються до Fe^{2+} , FeS_2 або FeCO_3 , великі кількості нітратів та фосфатів вивільняються у розчин. Таким чином, коли ставок вперше стає евтрофним, нітрати та фосфати переходять з осаду в гіполімніон, а під час водообміну додаткові кількості нітратів та фосфатів надходять в епілімніон. Надлишкове надходження нітратів та фосфатів призводить до поглиблення проблеми евтрофікації.

5.7.2. Мінералізація органічної речовини у річках

З оцінок, наведених у розділі 4, води р. Саксагань за вмістом кисню можна охарактеризувати як чисті та дуже чисті: вміст кисню – $8,7 \text{ мг/дм}^3$, ступінь насичення – 78,9 %. У той же час, вниз за течією річки від Макортівського водосховища до мосту у с. Веселі Терни відзначається збільшення окиснюваності річкової води. Саме у створі балки Петрикова, де відбуваються скиди вод з хвостосховища, спостерігаються найвищі значення окиснюваності у воді р. Саксагань. Така ж закономірність відзначається по вмісту вуглекислого газу (див. табл. 3.7).

Отже, прослідковується закономірність у розвитку процесів розкладання органічної речовини в залежності від скидів вод з хвостосховища. Такий висновок опосередковано підтверджується зниженням рН води до значення 6,5 (2010 р.).

У воді р. Інгулець за даними гідрохімічних спостережень не виявлено чіткої закономірності у процесах мінералізації органічної речовини. За вмістом кисню інгулецька вода відноситься до помірно забрудненої, відзначаються поодинокі високі значення вмісту діоксиду вуглецю ($55,4 \text{ мг/дм}^3$, пункт 3 (відвал), ІнГЗК, 2007 р.), окиснюваності та вмісту нітрат-іону. Такі дані дозволяють визначити наявність процесів розкладання органічної речовини, які

більш помітно виражені на ділянці р. Інгулець у районі ІНГЗК.

Порівняно зі ставками, процеси мінералізації органічної речовини у воді р. Інгулець виражено не так чітко. Найвірогіднішим процесом, що спостерігається у воді річки, є дихання та розкладання, можливий процес денітрифікації, що забезпечує досить високі значення рН порівняно з водою у р. Саксагань. Підвищені поодинокі значення вмісту NH_4^+ у воді р. Інгулець не можуть бути ознакою процесу розкладання амінокислот.

Загалом можна зробити висновок, що у випадках, коли утворення лужності у результаті гідролізу алюмосилітаків у водних об'єктах перевищує утворення CO_2 та органічних кислот, то середовище є лужним. Коли ж досить тривалий час у водних об'єктах відбуваються процеси мінералізації органічної речовини, середовище стає нейтральним (що найбільш сприятливо для гідробіонтів) або слабокислим.

Зменшення рН води та мінералізація органічної речовини призводять до переходу у розчинний стан (іонний) головних іонів, які активно поглиналися біотою (Cl, S, Ca, Mg, Na). Крім того, зменшення рН призводить до зсуву рівноваг у карбонатно-кальцієвій системі та, як наслідок, до розчинення CaCO_3 . Таким чином, на території Кривбасу на даний час утворився специфічний біологічний кругообіг хімічних елементів, який є вже достатньо стабільним.

Висновки:

1. Надзвичайно актуальними гідрохімічними процесами для дослідження у районах видобутку та збагачення залізних руд є: змішування вод, гідроліз силікатів та алюмосилікатів, окиснення сульфідних мінералів, розчинення та осадження карбонатних солей, процеси масопереносу у ґрунтових водах та їх можливий вплив на хімічний склад води у річках, мінералізація органічної речовини.
2. Вилучення з водно-сольового балансу водоєм хвостосховищ будь-якого елементу без попередніх прогнозних ро-

зрахунків призводить до порушення гідрохімічних рівноваг у воді цих водойм, суттєвих змін хімічного складу води, і, як наслідок, виникають проблеми з експлуатацією насосного устаткування та пульпопроводів.

3. Припинення скидів високомінералізованих вод з хвостосховища Північного ГЗК у р. Саксагань не призведе до значного покращення якості води у річці.
4. Процес концентрування розчинених у воді речовин при випаровуванні є вирішальним для формування хімічного складу води ставків, у яких відбуваються зміни водного балансу зі зменшенням підземного живлення. Запропоновано доповнення до моделі випаровування природних вод за Харді – Егстером.
5. На даний час фільтраційні втрати з гідротехнічних споруд та самого хвостосховища ПівнГЗК не мають вирішального впливу на хімічний склад води у р. Саксагань.
6. У хвостах збагачення, що накопичуються у хвостосховищах виявлено процеси хімічного вивітрювання, а саме – пірит та піротин перетворюються у ярозіт, хлорит та альбіт – у монтморилоніт.
7. Доведено, що окиснювання сульфідних мінералів (піриту та піротиту) є джерелом надходження H^+ у воду водойм хвостосховищ, що обумовлює розвиток процесів гідролізу та впливає на рівноваги у карбонатно-кальцієвій системі.
8. У воді водних об'єктів Кривбасу відбуваються процеси гідролізу силікатів та алюмосилікатів:
 - у хвостосховищах води водойм знаходяться у рівновазі з монтморилонітом, тобто тут активно продовжується процес гідролізу хлориту;
 - у більшості ставків у воді встановлюється рівновага з Mg-монтморилонітом, при надходженні додаткової хімічної енергії гідроліз продовжується і рівновага встановлюється з каолінітом. У воду ставків у значних кількостях знаходять іони Mg^{2+} та Na^+ ;

- у р. Саксагань починаються встановлюватися рівноваги річкової води з каолінітом, що не є характерним для річкових вод. Зменшення подачі дніпровської води у р. Інгулець на південній ділянці річки (вище Карачунівського водосховища), призводить до активізації гідролізу Mg-монтморилоніту до каолініту; на нижній ділянці річки встановилися типові рівноваги з Mg-монтморилонітом.
9. Проаналізовані стани карбонатної системи водних об'єктів Кривбасу показують наступне:
- у водоймах хвостосховищ відбувається осадження карбонату кальцію;
 - у воді ставків – відбувається осадження карбонату кальцію, з часом цей процес змінюється на рівноважний стан та розчинення;
 - у воді річок Саксагань та Інгулець карбонатно-кальцієва система схильна до осадження (до 2000 р.), з часом система переходить у рівноважний стан, а в 2009, 2010 р.р. відзначається перехід до стану розчинення.
10. Виявлено процеси, що відбуваються за участю «живої речовини» у воді ставків та річок: розкладання органічної речовини, денітрифікація, розкладання амінокислот, відновлення сульфатів.
11. Основними гідрохімічними процесами, що формують хімічний склад водних об'єктів Кривбасу є:
- у водоймах хвостосховищ: змішування вод, окиснення сульфідних мінералів, гідроліз силікатів та алюмосилікатів, осадження карбонатів;
 - у ставках: гідроліз силікатів та алюмосилікатів, осадження – розчинення у карбонатно-кальцієвій системі, випаровування та концентрування, мінералізація органічної речовини;
 - у річках: змішування вод, гідроліз силікатів та алюмосилікатів, осадження – розчинення у карбонатно-кальцієвій системі, мінералізація органічної речовини.

РОЗДІЛ 6

ОЦІНКА ГІДРОХІМІЧНИХ РІВНОВАГ

Для більшості природних вод термодинамічна рівновага не характерна [35,75]. Найбільш нерівноважні води рік і озер тайги, тундри, вологих тропіків, які містять сильний відновник – розчинену органічну речовину й сильний окиснювач – вільний кисень. Відповідно до законів термодинаміки у водах протікають процеси, спрямовані до досягнення рівноваги й органічні речовини окиснюються вільним киснем. Однак рівновага ніколи не досягається, тому що нові порції цих активних сполук вимиваються з ґрунту, надходять з боліт і атмосфери. Причина нерівноважності вод, таким чином, полягає в постійному надходженні енергії, носіями якої є геохімічні акумулятори – вільний кисень, вуглець і водень органічних речовин.

Всі води, що містять живу речовину (водорості, бактерії, тварини), нерівноважні. Тільки в окремих випадках і для деяких компонентів тут можлива термодинамічна рівновага.

До рівноважних систем (або систем, що намагаються досягти рівноваги) застосовується добре розроблений апарат рівноважної термодинаміки, що дозволяє розраховувати умови осадження мінералів, будувати так звані Eh – pH-діаграми, вирішувати інші завдання. Однак термодинамічна рівновага має місце тільки в деяких порових розчинах, у солоних озерах та інших гідрохімічних об'єктах, у яких мало живої речовини. Все це обмежує застосування рівноважної термодинаміки до вивчення водної міграції. Вихід з цієї ситуації було запропоновано Д.С. Коржинським [55], який ввів поняття про "локальну", "мозаїчну" рівновагу, коли система в цілому нерівноважна і у ній протікають стаціонарні процеси, пов'язані зі зміною температури, тиску, концентрації речовин. Однак у кожній конкретній точці ці параметри мають постійне значення, що

й визначає можливість на окремих ділянках встановлення локальної рівноваги. За Д.С. Коржинським, вона виникає при більш повільній зміні параметрів, ніж встановлюється рівновага.

Нерівноважність характерна й для механічних процесів, про що свідчать постійні зміни водних мас у річці, вітри, що переносять пісок та пил, багато інших явищ. Тому терміном, що використовується в працях з географії – «рівновага у ландшафті» у переважній більшості випадків позначається інше явище – стаціонарність ландшафту.

Хоча поверхневі води, внаслідок розкладання органічної речовини, збагачені вільною енергією і є нерівноважними системами, вони можуть бути стійкими протягом тривалого геологічного часу. Однак це пояснюється не термодинамічною рівновагою, а стаціонарністю процесів. Поверхневі води – це стаціонарна система, стійкість якої пов'язана з тим, що вона безупинно одержує вільну енергію з середовища в кількості, що компенсує її зниження в системі [75].

Характерною рисою великих багато-компонентних систем, до числа яких належать поверхневі води, є значне число випадкових факторів, що впливають на їх розвиток. У зв'язку з цим багато процесів у поверхневих водах носять ймовірнісний характер, що зумовлює велику роль теорії ймовірності в їхньому дослідженні [12, 56, 57, 82]. З іншого боку, у цій складній системі є й чимало детермінованих процесів [21, 30, 59].

6.1. Оцінка гідрохімічних рівноваг за допомогою гідрохімічних діаграм

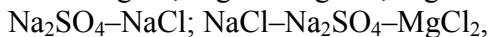
Співвідношення стійкості вод і мінералів або солей можуть бути представлені різними способами. Головні питання, які необхідно вирішити при цьому зводяться до наступних: 1. Чи є розчин А пересиченим, ненасиченим або рівноважним щодо мінералу (солі) В? 2. Який з мінералів

(солей) (В або С) стійкіший в контакті з розчином А? 3. Чи знаходиться розчин А у рівновазі з мінералом (сіллю) В, якщо є деякі припущення про третій компонент, вміст якого не було визначено?

У розділі 5 представлені розрахунки та побудовані діаграми стійкості води та алюмосилікатів (див. рис.5.4, 5.5). Але у рівновазі з відповідною твердою фазою знаходиться тільки вода, склад якої потрапляє на лінію цієї фази. На рис. 5.3 жодна з точок не відповідає рівноважному стану, а на рис. 5.4 – декілька точок знаходяться на лініях діаграми. Точки, що знаходяться у будь-якому полі відповідно відображають ненасичений стан відносно усіх інших полів усталеності мінералів.

Положення ліній на діаграмах стійкості є дуже чутливим до похибок у величинах вільних енергій. У випадках, коли для розрахунку цих діаграм використовувалися опубліковані значення вільних енергій, діаграми явно не відповідали спостереженням в природних системах. Ця неузгодженість обумовлена частково невеликими помилками вимірювання вільних енергій утворення мінералів і частково тим, що деякі природні мінерали (наприклад, монтморилоніт) є хімічно складними і не можуть бути адекватно охарактеризовані вільною енергією свого кінцевого члена. Невизначеність зростає також через те, що вільні енергії твердих фаз залежать від розмірів зерен і ступеня впорядкованості структури кристалів. Свіжоосаджений мінерал зазвичай менш стійкий (більш розчинний), ніж та ж сама сполука у великих кристалах з упорядкованою структурою [35].

Для оцінки стану багатокомпонентних водно-сольових систем використовуються діаграми розчинності солей у воді, що знаходяться в рівновазі з твердою фазою, які будуються для різних температур за ймовірнісним значенням розчинності подвійних і потрійних солей [24]:



$\text{NaCl}-\text{Na}_2\text{SO}_4-\text{MgSO}_4$, $\text{NaCl}-\text{MgSO}_4-\text{MgCl}_2$;
 $\text{Na}_2\text{SO}_4-\text{MgSO}_4-\text{MgCl}_2$.

В результаті оцінки стану даних систем можна розрахувати дефіцит або надлишок солей в розчині.

На рис. 6.1 – 6.3 представлені гідрохімічні діаграми для систем $\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{CaCO}_3-\text{H}_2\text{O}$, $\text{CO}_2-\text{MgCl}_2-\text{CaCO}_3-\text{H}_2\text{O}$, $\text{MgCl}_2-\text{CaSO}_4-\text{H}_2\text{O}$.

При побудові діаграм було використано експериментальні та літературні дані ймовірнісних значень вагової розчинності (%) і вмісту солей у г/дм³ [10, 93, 109, 110].

Побудовані діаграми можуть бути використані для визначення можливих процесів осадження або розчинення в багатокомпонентній водно-сольовій системі, якими і є шахтні води та води водойм хвостосховищ.

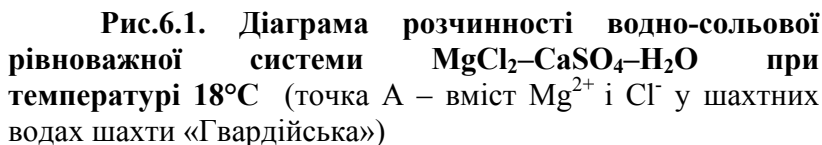
Наприклад, розглянемо чи є рівноважним хімічний склад води, що відкачується з шахти «Гвардійська» та скидається у хвостосховище ПівнГЗК (табл. 6.1).

Таблиця 6.1. Хімічний склад шахтних вод шахти «Гвардійська» у Кривбасі, 2009 р.

SO_4^{2-}		Cl^-		HCO_3^-		Mg^{2+}		Na^+		Ca^+		Сума іонів
ммоль /дм ³	%-екв	ммоль /дм ³	%-екв	ммоль /дм ³	%-екв	ммоль /дм ³	%-екв	ммоль /дм ³	%-екв	ммоль /дм ³	%-екв	ммоль /дм ³
32,0	4,5	680,1	95,2	1,9	0,3	99,0	13,9	575,7	80,7	38,0	5,4	1426,7

Відповідно до відсотково-еквівалентного вмісту іонів Mg^{2+} і Cl^- в гіпотетичному розчині на діаграмі знаходиться точка, яка відповідає певному рівноважному значенню суми концентрацій розчинених солей. На рис. 6.1 показана точка А, яка відповідає вмісту Mg^{2+} – 13,9%-екв і Cl^- – 95,2%-екв. Ізолініями показані суми рівноважних концентрацій. Якщо сума концентрацій іонів в гіпотетичному розчині менша або дорівнює сумі концентрацій іонів, яка знайдена за діаграмою, це говорить про те, що концентрації відповідних іонів у гіпотетичному розчині можливі. Якщо сума

У прикладі з шахтними водами шахти «Гвардійська», сума концентрацій іонів дорівнює 1426,7 ммоль/дм³, відповідно до діаграми рівноважною є концентрація 300 ммоль/дм³, тобто розчин схильний до випадання солей MgCl₂ та CaSO₄.



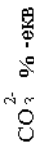


Рис. 6.2.

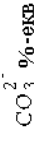
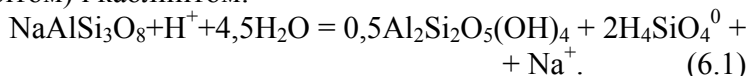


Рис. 6.3.

Як видно з прикладів, використання діаграм стійкості мінералів та гідрохімічних діаграм має ряд недоліків. Головним з них є той, що діаграми є плоскими, двомірними. Це не дозволяє врахувати вміст усіх головних іонів, які знаходяться у воді. Наведені методи оцінки гідрохімічних рівноваг не знайшли широкого використання внаслідок вказаних вад.

6.2. Індекс стабільності води, як показник нерівноважності у системі «мінерал – водний розчин»

Альтернативою графічного методу є обчислення показників нерівноважності, засноване на рівняннях реакцій гідролізу алюмосилікатів [35] (розділ 5). Розглянемо, як приклад реакцію між натрієвим польовим шпатом (альбітом) і каолінітом:



Відношення активностей Q для цієї реакції дорівнює:

$$Q = \frac{[\text{Na}^+]}{[\text{H}^+]} [\text{HSiO}_4]^{-2}, \quad (6.2)$$

а показник нерівноважності обчислюється як $\lg(Q/K)$, де K – константа рівноваги реакції.

Якщо каолініт і натрієвий польовий шпат однаково стійкі в розчині, тобто склад розчину потрапляє на межу «натрієвий польовий шпат – каолініт» або її метастабільне продовження, то показник нерівноважності дорівнює нулю. Якщо розчин розташовується зліва від цієї межі, показник нерівноважності буде негативним (каолініт стійкіший, ніж натрієвий польовий шпат), а якщо справа – позитивним (натрієвий польовий шпат стійкіший ніж каолініт). Метод обчислення показника нерівноважності має дві переваги: він дозволяє кількісно оцінити, наскільки склад даного розчину віддалений від рівноважної межі і може

використовуватися для аналізу систем з будь-якою кількістю компонентів, оскільки результат не треба зображувати графічно.

Пачес [122, 123] використовував для вивчення рівноважності і нерівноважності підземних вод гранітних масивів дещо інший підхід. Для вираження своїх результатів він ввів індекс нерівноважності. Для реакції альбіт – каолініт індекс неравноважності дорівнює:

$$I = \lg \left[\frac{[\text{Na}^+][\text{H}_4\text{SiO}_4]^2}{[\text{H}^+]} \right] = \lg [\text{Na}^+] + 2 \lg [\text{H}_4\text{SiO}_4] + \text{pH} - \lg K_{\text{рівн}}. \quad (6.3)$$

Так як і показник нерівноважності, індекс нерівноважності може бути розрахований для будь-якої пари мінералів. Цей показник можна розглядати як кількісну характеристику віддаленості складу води від визначеної межі стійкості на діаграмах. Перевагою індексу нерівноважності є можливість використовувати його в багатокомпонентних системах, які неможливо відобразити на двовимірній діаграмі. Недоліком такого підходу є те, що він ґрунтується на певних припущеннях, відносно стехіометрії реакцій та термодинамічних даних.

У даній роботі для оцінки карбонатно-кальцієвої системи використовується індекс стабільності води (I) [26]. Його визначено аналітичним і графічним методами. Стабільність води за індексом стабільності визначається за формулою:

$$I = \text{pH}_{\text{вих}} - \text{pH}_{\text{нас}}, \quad (6.4)$$

де $\text{pH}_{\text{вих}}$ – визначається при виконанні хімічного аналізу води відомими методами (вихідна, фактична величина); $\text{pH}_{\text{нас}}$ – розраховується за відомими даними про температуру води, концентрацію іонів кальцію,

лужність та загальний вміст солей (мініралізацією) у воді за формулою:

$$\text{pH}_{\text{нас}} = \text{pK}_{\text{HCO}_3^-} - \text{pL}_{\text{CaCO}_3} - \lg 10^3 [\text{Ca}^{2+}] - \lg [2800\text{Л}] + \\ + \frac{\sqrt{\mu}}{1 + \sqrt{2\mu}} + 8,07, \quad (6.5)$$

де $\text{pK}_{\text{HCO}_3^-}$ - від'ємний логарифм константи другого ступеня дисоціації вугільної кислоти; $\text{pL}_{\text{CaCO}_3}$ - від'ємний логарифм добутку розчинності CaCO_3 ; $[\text{Ca}^{2+}]$ - вагова концентрація іонів кальцію; $\text{Л} = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}]$ - лужність води; μ - іонна сила води, розраховується за формулою (4.1).

Якщо $I = 0$, то вода буде стабільна, при негативному значенні - вода агресивна, схильна до розчинення CaCO_3 , при позитивному - до відкладення CaCO_3 .

Розрахунки індексу стабільності води було виконано для усіх водних об'єктів Кривбасу при температурі води 0°C та 25°C .

Результати цих розрахунків для води у водоймах хвостосховищ наведені у табл. 6.2.

Таблиця 6.2. Результати розрахунків індексу стабільності води водойм хвостосховищ гірничо-збагачувальних комбінатів Кривбасу (2000-2010 р.р.) (при температурах 25°C та 0°C).

Гірничо-збагачувальний комбінат (ГЗК)	$\text{pH}_{\text{вих}}$	$\text{pH}_{\text{нас}}$ (розрахункове)		I		Оцінка стану карбонатно-кальцієвої системи	
		25°C	0°C	25°C	0°C	25°C	0°C
Північний	7,84	7,11	7,42	0,73	0,42	о*	о
Центральний	7,85	7,03	7,36	0,82	0,49	о	о
Південний	7,41	6,96	7,31	0,45	0,1	о	о
Ігулецький	7,35	7,09	7,44	0,24	-0,09	о	р*

Примітка. * о - осадження; р - розчинення.

Результати досліджень також можна наводити у вигляді графіків, якщо гідрохімічні спостереження проводилися досить тривалий час. Так, стан карбонатно-кальцієвої системи за час спостережень у ставку 2 балки Мотіна, ПівнГЗК наведено на рис. 6.4.

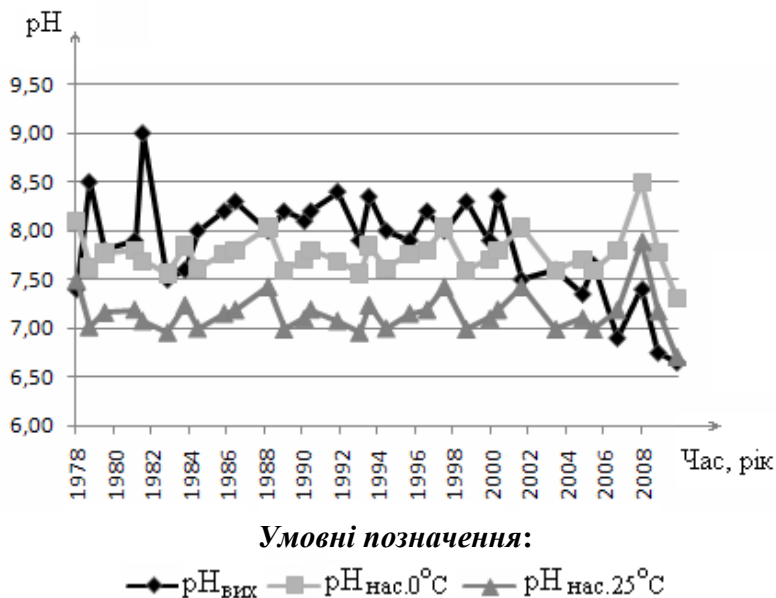


Рис. 6.4. Зміна у часі рН у воді ставка 2 балки Мотіна, ПівнГЗК $pH_{\text{вих}}$ з розрахунковими значенням $pH_{\text{нас}}$ при температурі води 0°C та 25°C

Наведення результатів розрахунків у графічному вигляді дозволяє охарактеризувати зміни рН водного середовища та карбонатно-кальцієвої системи. З рис. 6.4 можна зробити висновок, що досить тривалий час (з 1978 р. по 2000 р.) рН води у ставку 2 балки Мотіна було більшим від рівноважного стану, що спонукало карбонатно-кальцієву систему до осадження CaCO_3 . Починаючи з 2002 р. рН відповідає рівноважному стану карбонатно-кальцієвої системи, а з 2007 р. по 2010 р. рН води у ставку

2 балки Мотіна став меншим від рівноважного стану, індекс стабільності води приймає негативні значення, що обумовлює розчинення CaCO_3 та відповідно збільшення мінералізації води в ставку.

Основним недоліком, що перешкоджає широкому застосуванню індексу стабільності води (І) у гідрохімічній практиці є те, що він характеризує лише рівноваги у карбонатно-кальцієвій системі і не враховує наявність інших процесів у водах.

Узагальнюючи результати спостережень за зміною індексу стабільності у воді ставка 2 балки Мотіна, ПівнГЗК та у воді усіх інших водних об'єктів, доходимо до висновку, що в умовах розробки залізорудних родовищ, а саме, у Кривбасі, карбонатно-кальцієва система не зумовлює рН води водних об'єктів, а має підпорядковане значення. Визначальну роль набувають процеси гідролізу силікатів та алюмосилікатів (підвищується рН) і мінералізація органічної речовини (зменшується рН), яка є джерелом надходження у водний об'єкт додаткової хімічної енергії.

6.3. Закономірності встановлення динамічних гідрохімічних рівноваг

Одним з найважливіших факторів, що повинен братися до уваги при вивченні, аналізі та прогнозуванні гідрохімічних процесів, є фактор випадковості. Слід зазначити при цьому, що фактор «невизначеності» не адекватний факторові «випадковості», тому що при врахуванні «випадковості» необхідно, щоб масові випадкові явища мали властивість статистичної стійкості. Це означає, що випадкові явища, що враховуються, підкоряються певним статистичним закономірностям, вимоги яких не обов'язкові при врахуванні невизначеності [7].

Умова статистичної стійкості дозволяє використовувати в процесі аналізу встановлення динамічних гідрохімічних рівноваг ефективні математичні

методи теорії випадкових процесів і, зокрема, одного з її розділів – теорії марківських процесів [13, 42].

Марківським процесом називається стохастичний процес, в якому даний стан залежить від минулого тільки протягом кінцевого числа поколінь. У марківському процесі першого порядку частина минулого, що впливає на сьогодення, обмежена одним попереднім поколінням: сьогодення повністю визначається безпосередньо минулим, що йому передує [100].

Нехай є деяка фізична система S , стан якої змінюється з плином часу (під системою S може розумітися що завгодно: вміст компонента у воді, технічний пристрій, обчислювальна машина і т.і.). Якщо стан S змінюється протягом часу випадковим чином, говорять, що в системі S протікає випадковий процес.

Випадковий процес називається марківським процесом (або «процесом без наслідків»), якщо для кожного моменту часу t_0 ймовірність будь-якого стану системи в майбутньому (при $t > t_0$) залежить лише від її стану в теперішньому (при $t = t_0$) і не залежить від того коли і яким чином система прийшла в цей стан (тобто як розвивався процес у минулому).

Марківські випадкові процеси відносяться до окремих проявів випадкових процесів (ВП). У свою чергу, випадкові процеси ґрунтуються на понятті випадкової функції (ВФ).

Випадковою функцією називається функція, значення якої при будь-якому значенні аргументу є випадковою величиною (ВВ). По іншому, ВФ можна назвати функцію, яка при кожному випробуванні приймає який-небудь заздалегідь невідомий вигляд [29].

Як правило, вважається, що якщо аргументом ВФ є час, то такий процес називають випадковим.

Якщо позначити стан системи S_i і зобразити залежність $S_i(t)$, то така залежність і буде випадковою функцією.

ВП класифікуються за видами станів S_i і аргументу t . При цьому ВП можуть бути з дискретними або безперервними станами або часом.

Існує ще одна важлива властивість ВП. Ця властивість описує ймовірнісний зв'язок між станами ВП. Так, наприклад, якщо у ВП ймовірність переходу системи в кожний наступний стан залежить лише від попереднього стану, то такий процес називається процесом без післядії.

Залежність $P_{i/i+1} = f(S_i)$ називають перехідною ймовірністю і саме процес без післядій має марківську властивість.

Випадковий процес з дискретними станами й часом називається випадковою послідовністю. Якщо випадкова послідовність має марківську властивість, то вона називається ланцюгом Маркова. Якщо у випадковому процесі стани дискретні, час безупинний й властивість післядії зберігається, то такий випадковий процес називається марковським процесом з безперервним часом.

Марківський ВП називається однорідним, якщо перехідні ймовірності $P_{i/i+1}$ залишаються постійними в ході процесу.

Ланцюг Маркова вважається заданим, якщо задані дві умови:

1. Є сукупність перехідних ймовірностей у вигляді матриці:

$$P_{[n]} = \begin{vmatrix} P_{11} & P_{12} & \dots & P_{1n} \\ P_{21} & P_{22} & \dots & P_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ P_{n1} & P_{n2} & \dots & P_{nn} \end{vmatrix}. \quad (6.6)$$

2. Вектор початкових ймовірностей

$$P^{(0)}_{<n>} = <P_{01}, P_{02}, \dots, P_{0n}>, \quad (6.7)$$

який описує початковий стан системи.

Матриця (6.6) називається перехідною матрицею (матрицею переходу). Елементами матриці є ймовірності

переходу з i -го в j -ї стан за один крок процесу. Матриця, що має властивість (6.7), називається стохастичною.

Крім матричної форми модель марківського ланцюга може бути представлена у вигляді орієнтованого зваженого графа (рис. 6.5).

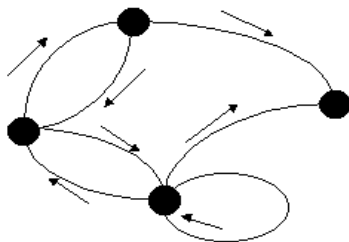


Рис. 6.5. Орієнтований зважений граф

Вершини графа позначають стан S_i , а дуги – перехідні ймовірності.

Можливість застосування марківських ланцюгів при визначенні найбільш імовірних станів системи описано у монографії Іллі Пригожина «Порядок з хаосу» [76]. Автор зазначає: «Результаты Больцмана означают, что необратимое термодинамическое изменение является изменением в сторону наиболее вероятных состояний и, что состояние-аттрактор есть макроскопическое состояние, которое отвечает максимуму вероятности.

Как только наиболее возможное состояние достигнуто, система отклоняется от него лишь на небольшие расстояния и на короткие промежутки времени. Иначе говоря, система лишь *флуктуирует* возле состояния-аттрактора. Результаты, полученные Больцманом, полностью аналогичные результатам теории цепей Маркова.»

Стани системи марківського ланцюга певним чином класифікуються з урахуванням подальшого поведіння системи [31]. Серед усіх можливих станів, по водних об'єктах, що досліджувалися у Кривбасі, виявлено: ергодична безліч, коли можливі будь-які переходи усередині безлічі, але виключені переходи з безлічі й до неї,

та поглинаюча безліч, при влученні системи в цю безліч процес закінчується. Поглинаючу безліч для гідрохімічних станів можна трактувати, як деяке максимальне значення вмісту певного компонента у воді, після якого не спостерігається якесь менше значення вмісту цього ж компонента.

Попередніми дослідженнями доведено (розділ 5), що у Кривбасі внаслідок сукупної дії природних та техногенних чинників у воді водних об'єктів одночасно відбуваються різноманітні гідрохімічні процеси, які надають взаємного впливу. Встановлено, що за час спостережень переважними у гідрохімічних об'єктах були різні процеси, що відбувалося внаслідок різноманітного техногенного навантаження, змін водообміну та з інших причин. Тому, на наш погляд, для прогнозування майбутніх станів хімічного складу води водних об'єктів, важливим є саме їх теперішній стан, що дає можливість для вирішення прогностичної задачі використовувати марківські ланцюги.

Для дослідження нами були обрані гідрохімічні ряди спостережень по річках Саксагань (3 пункти) та Інгулець (7 пунктів), оскільки річки є динамічними системами, що найбільш відповідає вимогам до марківських ланцюгів.

Наприклад, розглянемо ймовірнісне прогнозування мінералізації у воді р. Інгулець у пункті 1 (біля моста), ІнГЗК (див. рис. 3.8). Мінералізація води за час спостережень змінюється від $2,3 \text{ г/дм}^3$ (у 1990 р.) до $3,1 \text{ г/дм}^3$ (у 2010 р.). Зміни мінералізації у часі наведено на рис. 6.6.

Важливою задачею є обрання розбиття ряду спостережень (мінералізації) на діапазони. Діапазони повинні бути рівними і такими, щоб у кожному з них знаходилось хоча б одне значення. У даному прикладі обраний діапазон 700 мг/дм^3 і ряд розбитий на 5 станів.

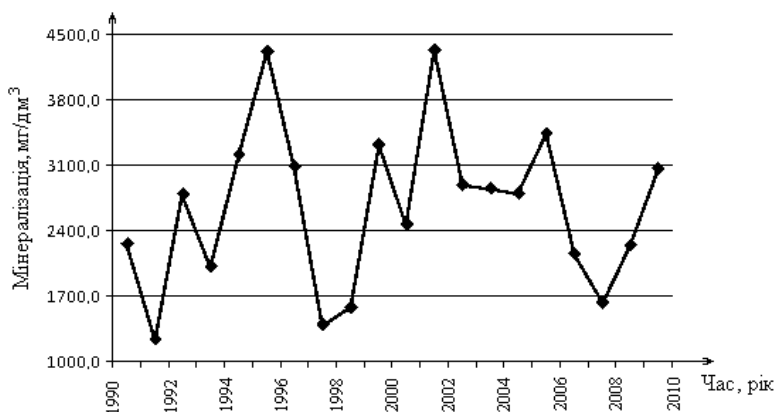


Рис. 6.6. Зміна мінералізації води у р. Інгулець, пункт 1, біля моста, ІнГЗК, 1990-2010 рр.

Відповідно до цих діапазонів було розраховано матрицю перехідних ймовірностей:

$$\Pi_{[n]} = \begin{vmatrix} 0.000 & 0.150 & 0.000 & 0.090 & 0.000 \\ 0.195 & 0.000 & 0.455 & 0.090 & 0.000 \\ 0.090 & 0.150 & 0.000 & 0.090 & 0.070 \\ 0.000 & 0.150 & 0.210 & 0.000 & 0.060 \\ 0.000 & 0.000 & 0.455 & 0.000 & 0.000 \end{vmatrix},$$

та заданий вектор початкових ймовірностей

$$P^{(0)}_{<n>} = < 0.0, 1.0, 0.0, 0.0, 0.0 >.$$

Для проведення розрахунків використано програмне забезпечення, описане в [9].

В результаті розрахунків отримано аналітичну функцію ймовірностей та їх розподіл за виділеними діапазонами, крім того програма визначає час, коли дана система дійде стаціонарного стану.

За таким принципом виконано розрахунки за вмістом усіх головних іонів та мінералізацією за обраними пунктами спостережень (табл. 6.3).

Таблиця 6.3. Результати ймовірнісного прогнозування хімічного складу вод річок Інгулець та Саксагань, мг/дм³

Показники	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺ +Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Мінералізація	Тип води
р.Інгулець, пункт 1, біля св.1580, ЦГЗК (див. рис. 3.6)								
Мінімальне (за час спостережень)	60,1	41,30	32,00	84,50	171,0	219,60	714,10	
Максимальне (за час спостережень)	130,3	87,32	231,0	213,0	516,0	372,10	1625,0	
Прогноз	Ймовірне	95,33	63,27	110,3	134,0	375,5	312,5	1132,6
	Похибка, %	23,6	5,3	13,2	4,4	17,6	9,9	6,9
	Час стабілізації, роки	9,1	11,5	21,9	8,8	1,5	9,1	16,9
р.Інгулець, пункт 4, балка Велика Лозоватка, ЦГЗК(див. рис. 3.6)								
Мінімальне (за час спостережень)	47,60	36,50	91,30	106,5	131,6	136,60	740,00	
Максимальне (за час спостережень)	137,5	136,8	373,1	450,7	638,5	358,20	1832,5	
Прогноз	Ймовірне	102,1	76,94	179,4	244,3	454,5	273,33	1184,6
	Похибка, %	0	9,8	40,1	13,1	18,7	53,6	8,9
	Час стабілізації, роки	0*	6,1	2,4	8,8	11,6	2,6	14,0

Продовження табл. 6.3

1	2	3	4	5	6	7	8	9
р.Інгولهць, пункт 1, біля св.420, ПівденГЗК (див. рис. 3.7)								
Мінімальне (за час спостережень)	110,7	65,70	241,50	270,1	390,8	163,52	1580,4	
Максимальне (за час спостережень)	214,7	170,2	609,20	1253,2	797,3	292,90	2909,7	
Прогноз	Ймовірне	156,6	114,2	556,11	903,1	665,3	222,71	2416,1
	Похибка, %	3,5	7,8	24,7	24,3	27,0	10,9	13,4
	Час стабілізації, роки	4,3	6,4	8,6	8,4	9,0	7,8	7,8
р.Інгولهць, пункт 4, с.Новоселівка, ПівденГЗК (див. рис. 3.7)								
Мінімальне (за час спостережень)	108,6	73,00	193,20	251,1	386,7 0	207,45	1328,7	
Максимальне (за час спостережень)	260,5 0	267,5 0	751,40	1270, 10	905,7 0	378,20	3284,8	
Прогноз	Ймовірне	217,3	159,8	434,49	850,4	743,1	281,27	2368,4
	Похибка, %	44,6	154,0	15,2	60,0	13,4	6,6	15,2
	Час стабілізації, роки	0*	0	не входить	14,1	9,0	2,6	не входить

Продовження табл.6.3

1	2	3	4	5	6	7	8	9
р.Інгулець, пункт 1, біля моста, ІНГЗК (див. рис. 3.8)								
Мінімальне (за час спостережень)	100,2	79,0	88,3	213,0	424,3	158,6	1395,2	
Максимальне (за час спостережень)	220,4	166,3	1161,	1988,0	1858,3	298,9	4341,4	
Протіок	Ймовірне	160,1	122,5	804,6	709,9	234,4	2598,8	
	Похибка, %	6,72	5,48	12,59	36,8	11,28	4,63	
	Час стабілізації, роки	6,6	19,8	2,7	3,2	9,4	4,7	
р.Інгулець, пункт 4, хвостосховище, ІНГЗК(див. рис. 3.8)								
Мінімальне (за час спостережень)	85,20	57,80	94,90	248,5	390,9	134,20	1199,9	
Максимальне (за час спостережень)	210,4	200,6	1080,8	1977,0	831,0	280,60	4683,7	
Протіок	Ймовірне	129,6	121,6	491,8	1095,2	216,00	2700,8	
	Похибка, %	9,5	5,7	4,8	8,0	11,0	6,4	
	Час стабілізації, роки	22,3	6,4	2,1	10,7	2,7	12,2	

Продовження табл.6.3

1	2	3	4	5	6	7	8	9
р.Інгулець, пункт 7, с. Забережжя, ІнГЗК(див. рис. 3.8)								
Мінімальне (за час спостережень)	80,18	72,98	209,3	284,4	379,1	136,83	1221,1	
Максимальне (за час спостережень)	210,4	316,2	1045,1	2272,9	758,4	464,52	4636,7	
Ймовірне	142,4	142,1	532,1	885,8	651,1	310,45	2665,6	
Прогноз	Похибка, %	13,3	4,2	9,5	0	4,0	--	
	Час стабілізації, роки	28,4	6,2	6,5	4,5	0	4,3	
						не входить		
р.Сакагань, пункт 1, міст у с.Сергіївка, ПівнГЗК(див. рис. 3.5)								
Мінімальне (за час спостережень)	120,5	91,20	172,7	237,6	448,9	244,00	1552,3	
Максимальне (за час спостережень)	220,4	166,9	423,2	461,5	1172,5	380,50	2667,1	
Ймовірне	156,2	133,2	321,8	364,4	849,6	310,40	3075,5	
Прогноз	Похибка, %	12,7	8,7	13,1	7,0	4,9	0	
	Час стабілізації, роки	4,5	28,9	22,3	10,7	8,3	не входить	
						8,3		

Продовження табл.6.3

1	2	3	4	5	6	7	8	9
р.Сакагаць, пункт 3, ВП-1, ПівніЗК (див. рис. 3.5)								
Мінімальне (за час спостережень)	100,2	60,80	236,9	210,0	407,0	237,90	1610,0	
Максимальне (за час спостережень)	257,5	196,5	482,3	485,8	1362,6	417,34	3068,7	
Ймовірне	257,5	183,2	363,9	373,2	1343,6	337,98	2892,1	
Прогноз	Похибка, %	12,6	10,1	--	9,0	21,3	8,6	15,2
	Час стабілізації, роки	не входить	3,4	10,4	3,5	не входить	5,9	6,0
р.Сакагаць, пункт 6, міст у с.Веселі Терни, ПівніЗК (див. рис. 3.5)								
Мінімальне (за час спостережень)	80,16	76,00	122,3	102,3	411,5	152,70	1125,4	
Максимальне (за час спостережень)	220,4	170,2	649,6	710,0	1030,6	407,58	2995,6	
Ймовірне	144,1	112,0	318,3	385,8	664,7	273,2	1898,7	
Прогноз	Похибка, %	7,0	8,4	10,9	---	0	6,8	0
	Час стабілізації, роки	9,2	4,6	9,4	1,8	0	1,6	9,8

* - поглинаюча безліч.

У р. Інгулець за результатами ймовірного прогнозування на час стабілізації процесів залишаються дві гідрохімічні ділянки: північна та південна. Північна – з типом води S_{II}^{Na} та мінералізацією 1,1 – 1,2 г/дм³. Такий прогнозний стан води у річці є близьким до природного і не викликає занепокоєння.

На південній ділянці річки Інгулець чітко простежується зміна гідрохімічного типу води у часі від Cl_{II}^{Na} до Cl_{IIIa}^{Na} при мінералізації води 2,7 г/дм³. При цьому, звертає на себе увагу те, що не за усіма головними іонами та мінералізацією досягається стабілізація; зрозуміло, що це зменшує точність прогнозу.

У р. Саксагань, униз за течією на час стабілізації збережеться закономірність, що виявлена раніше (див. рис.4.9): мінералізація зменшується униз за течією від 3,0 г/дм³ до 1,9 г/дм³, тип води залишається постійним - S_{II}^{Na} .

Гідроеклогічні умови, що склалися зараз на р. Саксагань та на південній ділянці р. Інгулець є потенційно небезпечними, що потребує термінової розробки комплексу природоохоронних заходів.

Враховуючи, що «...какие бы не были начальные условия, система рано или поздно перейдет в состояние, которое определяется граничными условиями. В результате реакция такой системы на любые изменения граничных условий становится предвиденной.» [76], природоохоронні заходи на р. Інгулець та р. Саксагань повинні передбачати:

- ліквідацію викидів в атмосферу з кар'єрів, хвостосховищ, збагачувальних фабрик, тощо;
- демінералізацію та повну очистку вод, що скидаються у річки від звислих частинок;
- рекомендовану для очищених вод мінералізацію в межах – 1,2 – 1,5 г/дм³, що відповідає мінералізації води на південній ділянці р. Інгулець і може вважатися найбільш ймовірною (фоновую);

– ведення постійного моніторингу хімічного складу води та донних відкладів за пунктами спостережень, що закладені;

– створення постійнодіючої гідрохімічної моделі регіону розробленої із застосуванням ймовірнісних методів;

– корегування природоохоронних заходів відповідно до отриманих результатів моніторингу.

Особливо необхідно звернути увагу, що у більшості пунктів спостережень гідрохімічні рівноваги ще не досягли стабілізації, тому запропоновані і реалізовані природоохоронні заходи матимуть більший ефект та швидше змінять гідроекологічну ситуацію на краще. Після досягнення рівноваги значно складніше та довше переводити водні об'єкти у інші стани.

Висновки:

1. У водних об'єктах мають місце нерівноважні стаціонарні процеси, що дозволяє використовувати для прогнозування гідрохімічних процесів основні закони термодинаміки та теорії ймовірності.
2. За діаграмами розчинності солей у багатокомпонентних водно-сольових системах можливо оцінювати процеси осадження або розчинення. Використання розглянутих діаграм у практичній гідрохімії обмежено. Головним недоліком є їх двомірність при реальній семимірності хімічного складу води за головними іонами.
3. Показник нерівноважності та індекс нерівноважності у системі «мінерал – водний розчин» дозволяють оцінити віддаленість складу води від визначеної межі стійкості.
4. Для усіх водних об'єктів Кривбасу розрахований індекс стабільності води для оцінки карбонатно-кальцієвої системи. Аналіз зміни індексу стабільності води у карбонатно-кальцієвій системі у водних об'єктах Кривбасу дозволив виявити часові ділянки із схильністю до осадження CaCO_3 , такі, що відображають рівноважний стан, та стан, що відповідає розчинності

CaCO_3 . Перехід системи у стан розчинності обумовлює збільшення мінералізації води.

5. За результатами ймовірного прогнозування визначено, що у стаціонарному стані гідрохімічні умови на р. Саксагань та південній ділянці р. Інгулець є потенційно небезпечними (мінералізація досягне $3,0 \text{ г/дм}^3$), що зумовить зміну гідробіотичного складу у річках [32, 112] та відповідно стабілізує гідрохімічні показники у цих межах.
6. Для переходу до стабілізації хімічного складу та мінералізації води у річках Саксагань та Інгулець у межах $1,2 - 1,5 \text{ г/дм}^3$ запропоновано природоохоронні заходи та засади формування системи гідрохімічного моніторингу на базі постійнодіючої гідрохімічної моделі.

ВИСНОВКИ

Багаторічні дослідження хімічного складу води техногенних та природних водних об'єктів Кривбасу (1978 – 2010 р.р.) довели, що в умовах розробки родовищ корисних копалин посилюються гіпергенні процеси, що пов'язано із вилученням із глибин первинних мінералів та гірських порід.

Основні процеси, що протікають у зоні гіпергенезу – окиснювання, гідратація, розчинення (кристалізація), гідроліз. На різних стадіях вивітрювання первинних мінералів вони мають різне значення та переваги.

Видобуток корисних копалин у Кривбасі призвів до суттєвих порушень у структурі ландшафтів та утворення нових специфічних природно-техногенних систем з новими властивостями.

Аналіз структури гірничо-збагачувальних комбінатів Кривбасу показав, що вони мають як спільні риси (хвостосховища, кар'єри, збагачувальні фабрики), так і відміни (на Центральному ГЗК – використовується руда з шахти, на Інгулецькому ГЗК – при збагаченні використовується флокулянт, та інші).

Техногенні водні об'єкти (водойми хвостосховищ, ставки-накопичувачі та інші) мають специфічний гідрохімічний режим, який повністю залежить від режиму експлуатації родовищ на конкретному гірничо-збагачувальному комбінаті.

Штучні водні об'єкти (ставки) суттєво вирізняються від інших водних об'єктів за умовами формування хімічного складу води та мають ознаки евтрофікації.

Вміст головних іонів та величина мінералізації у воді водних об'єктів Кривбасу обумовлена скидами високомінералізованих шахтних вод (хвостосховища та річки) та гідрологічними процесами (ставки).

У переважній кількості гідрохімічних об'єктів спостерігається збільшення мінералізації з часом, переважними

хімічними типами є: на північній ділянці (район Північного та Центрального ГЗК) – S_{II}^{Na} , на південній (район Південного та Інгuleцького ГЗК) – Cl_{IIIa}^{Na} .

Величина рН у більшості природних водних об'єктів з часом знижується, амплітуди її коливання зменшується, що свідчить про наближення гідрохімічного режиму до стаціонарного.

Вміст органічної речовини у ставках та річках з часом збільшується.

Серед біогенних речовин виявлено накопичення сполук азоту у техногенних водних об'єктах (водоймах хвостосховищ), що є результатом застосування вибухових речовин у кар'єрах та у ставках і річках, що є результатом посилення процесів нітрифікації.

Простежується закономірність: коливання мінералізації води у ставках та річках обумовлює загибель водних тварин, що викликає збільшення вмісту органічної речовини, внаслідок цього посилюється процес мінералізації органічних залишків, що відбивається на зменшенні величини водневого показника та збільшенні вмісту сполук азоту та діоксиду вуглецю.

Вилучення з водно-сольового балансу водойм хвостосховищ будь-якого елементу без попередніх прогнозних розрахунків призводить до порушення гідрохімічних рівноваг у воді цих водойм, суттєвих змін її хімічного складу, і, як наслідок, виникають проблеми з експлуатацією насосного устаткування та пульпопроводів.

Доведено, що припинення скидів високомінералізованих вод з хвостосховища у р. Саксагань не призведе до значного покращення якості води у річці.

Фільтраційні втрати з гідротехнічних споруд та самого хвостосховища Північного ГЗК не надають вирішального впливу на хімічний склад води у р. Саксагань, що підтверджується розрахунками масопереносу у ґрунтових водах на цій території.

Основним гідрохімічним процесом у воді ставків при зміні водного балансу з переважанням витратної частини стає концентрування розчинених у воді речовин за рахунок випаровування. На підставі дослідження даного процесу запропоновано доповнення до моделі трансформації хімічного складу природних вод в результаті процесів випаровування за Харді – Егстером.

Виявлені процеси хімічного вивітрювання, що відбуваються у хвостах збагачення у хвостосховищах Кривбасу, а саме – пірит та піротин перетворюються у ярозит, хлорит та альбіт – у монтморилоніт.

Окиснювання сульфідних мінералів (піриту та піротиту) у хвостосховищах є джерелом надходження H^+ у воду водойм хвостосховищ, що обумовлює розвиток процесів гідролізу силікатів та алюмосилікатів та порушення рівноваг у карбонатно-кальцієвій системі.

Характерним для усіх водних об'єктів Кривбасу є процес гідролізу силікатів та алюмосилікатів, який має особливості:

- у хвостосховищах призводить до надходження у воду водойм хвостосховищ іонів Mg^{2+} та збільшенню її мінералізації;

- у воді більшості ставків встановлюється рівновага з Mg-монтморилонітом. При надходженні додаткової хімічної енергії гідроліз продовжується і рівновага встановлюється з каолінітом. У воду ставків у значних кількостях надходять іони Mg^{2+} та Na^+ ;

- у р. Саксагань встановлюються рівноваги води річки з каолінітом, що не є характерним для річкових вод. На південній ділянці річки Інгулець (вище Карачунівського водосховища) процес гідролізу Mg-монтморилоніту активізується до каолініту; на нижній ділянці річки встановилися типові рівноваги з Mg-монтморилонітом.

Рівноваги у карбонатно-кальцієвій системі мають характерні риси у водних об'єктах:

– у воді водойм хвостосховищ Кривбасу відбувається осадження карбонату кальцію внаслідок високих значень рН (9,3 – 8,0);

– у переважній більшості ставків у воді відбувається осадження карбонату кальцію, але з часом цей процес змінюється на рівноважний стан та розчинення;

– у воді річок Саксагань та Інгулець карбонатно-кальцієва система схильна до осадження (до 2000р.), але з часом система переходить у рівноважний стан, і в 2009, 2010 р.р. відзначається перехід до розчинення.

Мінералізація органічної речовини у воді ставків та річок призводить до зменшення рН та надходження додаткової хімічної енергії, що у свою чергу, посилює процес гідролізу силікатів та алюмосилікатів та розчинення кальцієвих солей, як наслідок, мінералізація води у цих водних об'єктах збільшується.

Основними гідрохімічними процесами, що формують хімічний склад водних об'єктів Кривбасу є:

- у водоймах хвостосховищ: змішування вод, окиснення сульфідних мінералів, гідроліз силікатів та алюмосилікатів, осадження карбонатів;

- у ставках: гідроліз силікатів та алюмосилікатів, осадження – розчинення у карбонатно-кальцієвій системі, випаровування та концентрування, мінералізація органічної речовини;

- у річках: змішування вод, гідроліз силікатів та алюмосилікатів, осадження – розчинення у карбонатно-кальцієвій системі, мінералізація органічної речовини.

Напрямок перебігу гідрохімічних процесів у воді водних об'єктів та віддаленість даного хімічного складу води від визначеної межі стійкості визначено на підставі показника нерівноважності та індексу нерівноважності у системі «мінерал – водний розчин», діаграм розчинності солей у багатоконпонентних водно-сольових системах.

Складено ймовірнісний прогноз хімічного складу води у р.р. Саксагань та Інгулець (по 10 пунктах спостережень).

Визначено, що у стаціонарному стані (який буде досягнутий через 1 – 30 років) гідроекологічні умови р. Саксагань та р. Інгулець (на південній ділянці) є потенційно небезпечними (мінералізація досягне $3,0 \text{ г/дм}^3$), що зумовить зміну гідробіотичного складу у річках та відповідно стабілізує гідрохімічні показники у цих межах.

З метою керування хімічним складом води у річках Саксагань та Інгулець запропонована постійнодіюча гідрохімічна модель водних об'єктів Кривбасу:

- 1) організація системи гідрохімічного моніторингу;
- 2) аналіз основних тенденцій зміни вмісту головних іонів у воді водних об'єктів;
- 3) оцінка розвитку основних гідрохімічних процесів;
- 4) прогноз стабілізації хімічного складу води та аналіз отриманих результатів;
- 5) розробка та здійснення природоохоронних заходів;
- 6) повернення до п.1.

ЛІТЕРАТУРА

1. Авдонин В.Н. Техногенное окисление сульфидов Красногвардейского месторождения на Урале / В.Н. Авдонин // Материалы по минералогии месторождений Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. – С. 63 – 69.
2. Акинфиев Н.Н. Физико–химическая модель формирования состава вод отвалов горнодобывающих предприятий / Н.Н. Акинфиев, Л.Д. Баронецкая, И.С. Осмоловский, В.М. Швец // Геоэкология. – М.: Изд-во РАН, 2001. – №5. – С. 411 – 419.
3. Алекин О. А. Гидрохимия рек СССР: монография / О.А. Алекин / под ред. М.И. Львовича. – Ч. 2. – Л.: Гидрометеиздат, 1948. – 184 с.
4. Алекин О.А. Основы гидрохимии /О.А. Алекин. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 444 с.
5. Алексеев В.А. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода – порода / В.А. Алексеев, Б.Н. Рыженко, С.Л. Шварцев и др. – Т. 1. Система вода – порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 244 с.
6. Арманд А.Д. Самоорганизация и саморегулирование географических систем / А.Д. Арманд. – М.: Наука, 1988. – 259 с.
7. Бабак В.П. Статистична обробка даних / В.П. Бабак, А.Я. Білецький, О.П. Приставка, П.О. Приставка. – К.: МІВВЦ, 2001. – 388 с.
8. Багрій І.І. Геоекологічні проблеми Криворізького басейну в умовах реструктуризації гірничовидобувної галузі / І.І. Багрій, П.В. Блінов та інш. – К.: Фенікс, 2002. – 134 с.
9. Байбуз О.Г. Системи масового обслуговування : Навч. посібник / О.Г. Байбуз, О.П. Приставка, П.О. Приставка. – Д.: РВВ ДНУ, 2001. – 84 с.

10. Батлер Д.Н. Ионные равновесия (математическое описание) /Д.Н. Батлер. – Л.: Химия, 1973. – 446 с.
11. Беличенко Ю.П. Рациональное использование и охрана водных ресурсов / Ю.П. Беличенко. – М.:Наука, 1986. – 303 с.
12. Белолипецкий В. М. Математическое моделирование в задачах охраны окружающей среды / В.М. Белолипецкий, Ю. И. Шокин / под ред. Г.А. Сапожникова. – Новосибирск: Инфолио-пресс, 1997. – 240 с.
13. Берталанфи Л. История и статус общей теории систем / Л. Берталанфи // Системные исследования. – М.: Наука, 1973. – С. 33 – 59.
14. Бичукина И. А. Методические основы системы комплексного экологического мониторинга промышленной площадки медеплавильного комбината (на примере ОАО «Святогор»): Автореф. дис. ... канд. геол.–мин. наук: 25.00.36. – Екатеринбург, 2008. – 20 с.
15. Булава Л.Н. Физико-географический очерк территории Криворожского горнопромышленного района / Л.Н. Булава // Деп. в УкрНИИНТИ 2.11.90. – Кривой Рог, 1990. – 125 с.
16. Вернадский В.И. Избранные сочинения / В.И. Вернадский. – Изд. АН СССР, М., 1960. – т. IV, кн. 2. – 386 с.
17. Вернадский В.И. История природных вод / В.И. Вернадский. – М: Наука, 2003. – 751 с.
18. Гавриленко О.П. Геоекологічне обґрунтування проектів природокористування: Навчальний посібник / О.П. Гавриленко. – К.: Ніка-Центр, 2003.– 332 с.
19. Гаррелс Р. М. Минеральные равновесия при низких температурах и давлениях / Р.М. Гаррелс. – М.: ИЛ, 1962. – 306 с.
20. Гаррелс Р.М. Растворы, минералы, равновесия / Р.М. Гаррелс, Ч.Л. Крайст. – М.: Мир, 1968. – 365 с.

21. Гиттис В.Г. Основы пространственно–временного прогнозирования в геоинформатике / В.Г. Гиттис, Б.В. Ермаков. – М.: Физматлит, 2004. – 256 с.
22. Глазовская М.А. Теория геохимии ландшафтов в приложении к изучению техногенных потоков рассеяния и анализу способности природных систем к самоочищению / М.А. Глазовская // Техногенные потоки вещества в ландшафтах и состояние экосистем. – М.: Наука, 1981. – С. 5 – 41.
23. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов. (Ландшафтно–геохимические процессы) / М.А. Глазовская. – М.: Геофак МГУ. – 2007. – 350 с.
24. Горев Л.Н. Мелиоративная гидрохимия / Л.Н. Горев, В.И. Пелешенко. – К.: Высшая школа, 1984. – 256 с.
25. Горев Л.Н. Региональная гидрохимия / Л.Н. Горев, А.М. Никаноров, В.И. Пелешенко. – К.: Выща шк., 1989. – 280 с.
26. Горев Л.Н. Основы мелиоративной гидрохимии / Л.Н. Горев, В.И. Пелешенко. – К.: Вища школа, 1991. – 535 с.
27. Горев Л.М. Гідрохімія України / Л.М. Горєв, В.І. Пелешенко, В.К. Хільчевський. – К.: Вища школа, 1995. – 307 с.
28. Грудев А. П. Концепция эффективной устойчивости минералов: Автореф. дис. ...д-ра геол.-минерал. наук: / МГУ. – М., 1995. – 28 с.
29. Девис Д.С. Статистический анализ данных в геологии / Д.С. Девис / пер. с англ. – М.: Недра, 1990. – 319 с.
30. Демек Я. Теория систем и изучение ландшафта / Я. Демек. – М.: Прогресс, 1977. – 223 с.
31. Денисенко Т.И. Использование марковских цепей при решении различных прикладных задач / Т.И. Денисенко // Фундаментальные исследования. – 2009. – № 1 – С. 27 – 28.
32. Денисова О.І. Екологічна оцінка стану поверхневих вод України (методичні аспекти) / О.І. Денисова,

- Т.М. Серебрякова, А.Г. Чернявська, А.В. Яцик // Географічний журнал. – К.: Наукова Думка, 1996.– №3. – С. 3 – 11.
33. Джефферс Дж. Введение в системный анализ: применение в экологии / Дж. Джефферс. – М.: Мир, 1981. – 252 с.
34. Джоунс М., Биохимическая термодинамика / М. Джоунс, Ф. Френкс, В. Пфайль и др. – М.: Мир, 1982. – 440 с.
35. Драйвер Дж. Геохимия природных вод / Дж. Драйвер / пер. с англ. – М.: Мир, 1985. – 440 с.
36. Дэн Дж. Д. Системная минералогия / Дж. Д. Дэн, Э. С. Дэн, И. Финч и др. – М.: ИЛ. – Т. 1, полутом 1., 1951. – 608 с.; полутом 2, 1951. – 586 с.
37. Евграшкина Г.П. Влияние горнодобывающей промышленности на гидрогеологические и почвенно-мелиоративные условия территорий / Г.П. Евграшкина. – Д.: Монолит, 2003. – 200 с.
38. Евдокимов П.Д. Проектирование и эксплуатация хвостовых хозяйств обогатительных фабрик / П.Д. Евдокимов. – Москва: Госгортехиздат, 1960. – 420 с.
39. Евтехов В.Д. Гранулометрический состав отходов обогащения Северного горно-обогатительного комбината Криворожского бассейна / В.Д. Евтехов, И.А. Федорова // Геолого-мінералогічний вісник Криворізького технічного університету, 2001. – №1. – С. 38 – 46.
40. Євтушенко М.Ю. Оцінка впливу техногенних навантажень на екологічний стан водогосподарської системи річок Інгулець і Саксагань з урахуванням щорічного скиду надлишків зворотних вод гірничорудних підприємств Кривбасу / М.Ю. Євтушенко, М.О. Захаренко, П.Г. Шевченко. – К.: НАНУ Національний аграрний університет. Інститут гідробіології. – 2001. – 157 с.

41. Елпатьевский П.В. Геохимия миграционных потоков в природных и природно-техногенных геосистемах / П.В. Елпатьевский. – М.: Наука, 1993. – 253 с.
42. Емельяненко Т. Г. Принятие решений в системах мониторинга / Т.Г. Емельяненко, А.В. Зберовский, А.Ф. Приставка, Б.Е. Собко. – Д: РИК НГУ, 2005. – 224 с.
43. Заключение по годовому отчету геотехногенного контроля за эксплуатацией сооружений хвостового хозяйства и оборотного водоснабжения за 2009 год / Северный горно-обогатительный комбинат, 2010. – 35 с.
44. Замураева М.Е. Использование моделей геообработки для исследования антропогенных модификаций ландшафтов / М.Е. Замураева, А.Г. Нарожная, О.М. Мозговая (Электрон. ресурс) / Спосіб доступу: URL: <http://www.nbuu.gov.ua/> – Загол. з екрана.
45. Зверев В.П. Роль подземных вод в миграции химических элементов / В.П. Зверев. – М.: Недра, 1982. – 186 с.
46. Зверева (Постникова) В. П. Медистый фосфат-арсенат алюминия из зоны гипергенеза Фестивального месторождения / В.П. Зверева, Н. Н. Баринов // Минералого-геохимические индикаторы рудоносности и петрогенезиса. – Владивосток: ДВО РАН, 1996. – С. 159 – 161.
47. Зверева (Постникова) В. П. Техногенная минерализация зоны гипергенеза оловорудных месторождений / В.П. Зверева // Новые данные по магматизму и металлогении Дальнего Востока. – Владивосток: ДВО РАН, 1998. – С. 145 –153.
48. Ивашов П. Н. Закон зоны гипергенеза / П.Н. Ивашов // Тихоокеан. геол. – 1995. – № 1. – С. 110 – 118.
49. Израэль Ю.А. Экология и контроль состояния природной среды / Ю.А. Израэль. – М.: Гидрометеоиздат. – 1984. – 559 с.

50. Іпатко Ю.М. Періоди техногенезу гірничого Крив басу / Ю.М. Іпатко, І.М. Малахов // Геологічний журнал. – К., 2004. – №1. – С.62 – 69.
51. Калинин В.М. Малые реки в условиях антропогенного воздействия (на примере восточного Зауралья) / В.М. Калинин, С.И. Ларин, И.М. Романова. – Тюмень: Тюменский Государственный университет, 1998. – 220 с.
52. Карслоу Г. Теплопроводность твердых тел / Г.Карслоу, Д.Егер / пер. с англ. – М.:Наука, 1964. – 487 с.
53. Коваленко Л.Н. О механизме техногенного окисления высокомедистой руды Талнахского рудного узла / Л.Н. Коваленко, Э.Ю. Кулагов, Г.Н. Елистратова // Изв. вузов. Серия: Геология и разведка. – М., 1984. – № 7. – С. 66 – 70.
54. Колмыков С.Н. Гидрохимический анализ состояния рек, подверженных влиянию горнодобывающей промышленности на территории Белгородской области: Автореф. дис. ... канд. географ. наук: 25.00.27. – Белгород, 2008. – 20 с.
55. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности / Д.С. Коржинский. – М.: Изд-во Наука, 1982. – 423 с.
56. Кошелева Н.Е. Нелинейное моделирование в экологии/ Н.Е. Кошелева, В.П. Яковлев // Успехи современной радиоэлектроники. – М., 2002. – №11. – С.35 –43.
57. Кошелева Н.Е. Математическое моделирование миграционных процессов в ландшафтно-геохимических системах: Автореф. дис. ... докт. географ. наук: 25.00.23. – Москва, 2003. – 40 с.
58. Кравчинський Р. Л. Оцінка гідрохімічного режиму та якості поверхневих вод басейну р. Інгулець : Дис. ... кандидата географічних наук: 11.00.07 : Київ, 2011. – 182 с.
59. Крапивин В.Ф. Глобальные изменения окружающей среды: экоинформатика / В.Ф. Крапивин, К.Я. Кондратьев. – СПб.: Инфопрес, 2002. – 724 с.

60. Криворізький ботанічний сад НАН України (Електрон. ресурс) / Спосіб доступу: URL: <http://garden.gov.ua/> – Загол. з екрана.
61. Кроик А.А. Оценка параметров выщелачивания отвалных шахтных пород Западного Донбасса в целях изучения их влияния на окружающую среду / А.А. Кроик // Экологические проблемы Приднепровья. – Д.: Изд-во ДГУ, 1992. – С.53 – 68.
62. Куркина Э. Б. Экспериментальные исследования растворимости алюмосиликатов в условиях гипергенеза / Э.Б. Куркина, В.М. Кадошников и др. // Минерал. журн. – 1980. – Т. 2, №6. – С. 14 – 21.
63. Летников Ф.А. Синергеника геологических систем / Ф.А. Летников. – Новосибирск: Изд-во Наука, 1992. – 308 с.
64. Линник П.Н. Формы миграции металлов в пресных поверхностных водах / П.Н. Линник, Б.И. Набиванец. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 272 с.
65. Малахов І. М. Вміст важких металів у воді та донних відкладах річки Інгулець / І.М. Малахів, Т.М. Альохіна, А.О. Бобко // Гідробіологічний журнал. – К.: 2008. – 44, № 3. – С. 114 – 122.
66. Малахов И. М. Условия формирования донных осадков устьевых участков рек Днепровско–Бугского лимана в условиях антропогенной нагрузки / И.М. Малахов, Т.М. Алехина, В. В. Иваненко и др. // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2010. – №2. – С.69 – 78.
67. Мониторинг геологічного середовища Кривбасу: Звіт про НІР / Криворізька геолого-розвідувальна партія (КГРП); Керівник Т. Н. Кулькова. – №4024. –Кривий Ріг, 2000. – 206 с.
68. Недрига В.П. Гидротехнические сооружения (справочник проектировщика) / В.П. Недрига. – М.: Стройиздат, 1983. – 543 с.

69. Некос В.Е. Основы общей экологии и неоэкологии : Учебное пособие. Часть II: Основы общей экологии и глобальной неоэкологии / В.Е. Некос. – Харьков: ХГУ, 1999. – 156 с.
70. Некрич А.С. Геоэкологическая оценка районов разработки железорудных месторождений Белгородской области : Автореф. дис. ... канд. географ. наук: 25.00.36. – Москва, 2008. – 20 с.
71. Никаноров А.М. Гидрохимия / А.М. Никаноров. – СПб: Гидрометеиздат, 2001. – 444 с.
72. Оллиер К. Выветривание / К. Оллиер / пер. с англ. – М., 1987. – 126 с.
73. Педро Э. И. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород / Э.И. Педро. – М.: Мир, 1971. – 252 с.
74. Пелешенко В.І. Загальна гідрохімія / В.І. Пелешенко, В.К. Хільчевський. – К.: Либідь, 1997. – 384 с.
75. Перельман А.И. Геохимия ландшафтов / А.И. Перельман, Н.С. Касимов. – М.: МГУ, 1999. – 612 с.
76. Полынов Б.Б. Избранные труды / Б.Б. Полынов. – М.: АН СССР, 1956. – 549 с.
77. Полынов Б.Б. Кора выветривания / Б.Б. Полынов. – М.: Наука, 1956. – 255 с.
78. Постникова В.П. Минералогия зоны гипергенеза оловорудных месторождений Комсомольского района / В.П. Постникова, Л.К. Яхонтова. – Владивосток: Изд-во Дальнаука, 1984. – 122 с.
79. Пригожин И. Порядок из хаоса / И. Пригожин, И. Стенгерс. – М.: Изд-во Прогресс, 1986. – 426 с.
80. Приставка А.Ф. Вычислительные схемы и программное обеспечение критериев однородности и независимости / А.Ф. Приставка, А.И. Передерий, С.В. Измайлова. – Д.: Изд-во ДГУ, 1995. – 58 с.
81. Прогноз влияния хвостохранилища СевГОКа на водные ресурсы, разработка технологического регламента по

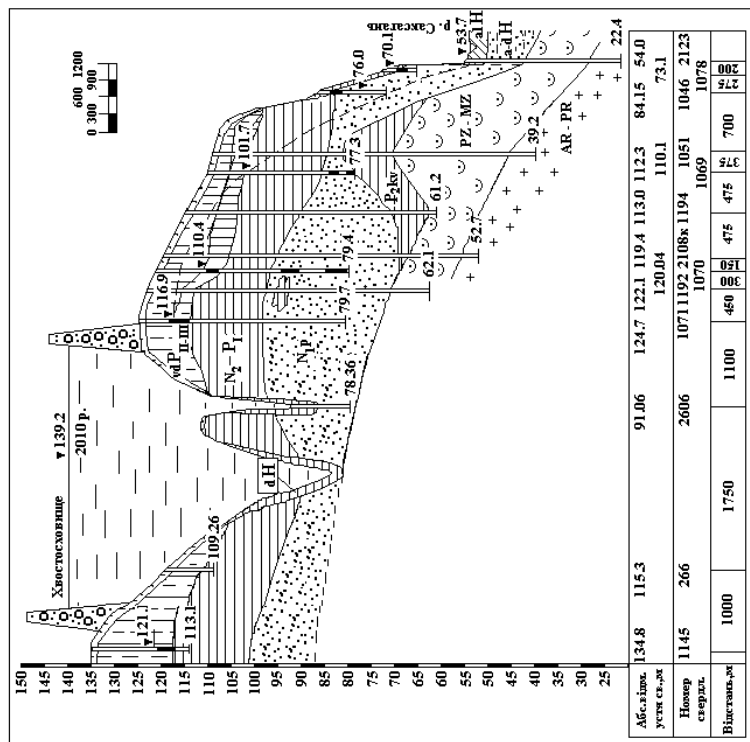
- охране водного басейна от загрязнения. Отчет о НИР / НовоТЭК-2, 1991. – 68 с.
82. Пузаченко Ю.Г. Математические методы в экологических и географических исследованиях: Учеб. пособие для студ. ВУЗов / Ю.Г. Пузаченко. – М.: Академия, 2004. – С. 155 – 200.
83. Реймерс Н.Ф. Природопользование: Словарь-справочник / Н.Ф. Реймерс. – М.: Мысль, 1990. – 637 с.
84. Реконструкция хвостового хозяйства и оборотного водоснабжения для поддержания мощности комбината. Хвостохранилище «Первая карта» (реконструкция «Объединенного хвостохранилища) / Проект. – УкрНИИводоканалпроект, 2006. – Ч.2.– Т.1, кн.1. – 686 с.
85. Руденко Р.В. Про зміну хімічного складу води річки Інгулець / Р.В. Руденко, В.К. Хільчевський // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія, 2005. – № 8. – С. 47 – 61.
86. Ромась М.І. Гідрохімія водних об'єктів атомної і теплової енергетики: Монографія / М.І. Ромась. – К.: ВПЦ «Київський університет», 2002. – 532 с.
87. Рудько Г.І. Економічна геологія родовищ залізистих кварцитів: Монографія / Г.І. Рудько, О.В. Плотников та ін. – К.: Вид-во «Академпрес», 2010. – 272 с.
88. Рыженко Б.Н. Физико-химические факторы формирования природных вод (верификация модели “порода–вода”) / Б.Н. Рыженко, С.Р. Крайнов, Ю.В. Шваров // Геохимия. – 2003. – №6. – С. 630 – 640.
89. Савичев О.Г. Метод оценки допустимых антропогенных изменений химического состава поверхностных вод / О.Г. Савичев // Известия Томского политехнического университета, 2005. – т. 308, №4. – С.51 – 55.
90. Саєт Ю.Е. Геохимия окружающей среды / Ю.Е. Саєт, Б.А. Ревич, Е.П. Янин. –М.: Недра, 1990. – 344 с.
91. Скопинцев Б.А. О химической природе органического вещества рек СССР / Б.А. Скопинцев, Е.М. Бикбулатова // Водные ресурсы. – 1986. – № 3. – С. 85 – 87.

92. Смирный М.Ф. Экологическая безопасность терриконовых ландшафтов Донбасса: Монография / М.Ф. Смирный, Л.Г. Зубова, А.Р. Зубов. – Луганськ: Изд-во СНУ им. В.Даля, 2006. – 232 с.
93. Справочник по растворимости. – М.,Л.: Изд-во АН СССР, 1961. – Т.1. – 960 с.
94. Тарасенко В.Н. Состав, морфология и свойства минералов гипергенно измененных железистых кварцитов и продуктов их обогащения (на примере Криворожского бассейна и КМА) / В.Н. Тарасенко, Н.К. Кравцов, О.Т. Мачадо и др. // Геолого-мінералогічний вісник. – 2001. – №1. – С. 54 – 65.
95. Тикунов В.С. Географические информационные системы: сущность, структура, перспективы / В.С. Тикунов // Картография и геоинформатика: Итоги науки и техники. – М.: ВИНТИ АН СССР, 1991. – сер. Картография. –Т. 14.– С. 6 – 69.
96. Торгоев И.А. Экология горнопромышленного комплекса Кыргызстан / И.А. Торгоев, Ю.Г. Алешин. – Бишкек: Илим, 2001. – 182 с.
97. Тютюнова Ф.И. Гидрогеохимия техногенеза / Ф.И. Тютюнова. – М.: Наука, 1987. – 335 с.
98. Федоров И.С. Складирование отходов рудообогашения / И.С. Федоров, М.Н. Захаров. – Москва: Недра, 1985. – 228 с.
99. Федорова І.А. Технологічна мінералогія відходів збагачення Північного гірничозбагачувального комбінату Криворізького басейну: Автореф. дис. канд. геол. наук: 04.00.20. – Кривий Ріг, 2004. – 19 с.
100. Хант Дж. А. Марковские процессы и потенциалы / Дж. А. Хант / пер. с англ. – М.: ИЛ, 1962. – 278 с.
101. Хлебович В.В. Критическая соленость биологических процессов / В.В. Хлебович. – Л.: Наука, 1974. – 231 с.
102. Хільчевський В.К. Про деякі сучасні напрямки гідрохімічних та гідроекологічних досліджень /

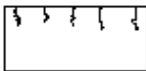
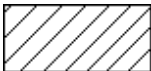
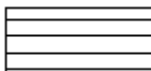
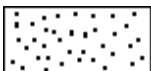
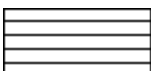
- В.К. Хільчевський, М.І. Ромась, В.М. Савицький // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2003. – Вип. 251. – С. 84 – 94.
103. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипрегенеза / С.Л. Шварцев. – М.: Недра, 1988. – 366 с.
104. Шищенко П.Г. Прикладная физическая география / П.Г. Шищенко. – К.: Вища школа, 1988. – С. 37 – 48.
105. Шищенко Г.П. Принципы и методы ландшафтного анализа в региональном проектировании / Г.П. Шищенко. – К.: Фитосоциоцентр, 1999. – 284 с.
106. Шерстюк Н.П. Оценка и прогнозирование влияния техногенеза на химический состав природных вод в районах размещения горно-добывающей промышленности : Дис. ... кандидата географических наук: 11.00.07 : Киев, 1995. – 125 с.
107. Шестаков В.М. Динамика подземных вод / В.М. Шестаков. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – 386 с.
108. Щербаков А.С. Самоорганизация материи в неживой природе: философские аспекты синергетики / А.С. Щербаков. – М.: Изд-во МГУ, 1990. – 267 с.
109. Экспериментальные данные по растворимости многокомпонентных водно-солевых систем: Справочник. – Л.: Химия, 1975. – Т.1, кн.1. – 553 с.
110. Экспериментальные данные по растворимости многокомпонентных водно-солевых систем: Справочник. – СПб.: Химиздат, 2003. – Т.1. – 543 с.
111. Эшби У.Р. Принципы самоорганизации / У.Р. Эшби. // Принципы саморганизации. – М.: Мир, 1966. – С. 314 – 343.
112. Ястреб В.В. Соленость вод как условие существования экосистем открытых лиманов / В.В. Ястреб, Т.В. Хмара // Гидробиологический журнал. – 2007. – Т. 43, № 6. – С. 346 – 359.
113. Яхонтова Л. К. Зона гипергенеза рудных месторождений / Л.К. Яхонтова, А.П. Грудев. – М.: МГУ, 1978. – 229 с.

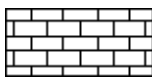
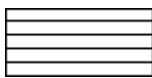
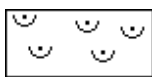
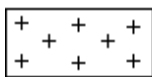
114. Яхонтова Л. К. О некоторых методологических проблемах современной минералогии / Л.К. Яхонтова, А.П. Грудев, Г.П. Барсанов Г. П. // Вестн. МГУ. Сер. геол. – 1996. – № 4. – С. 6 – 18.
115. Anderson A.J. Loss of CaCO_3 from coral reef communities due to human induced seawater acidification. Biogeosciences Discuss / A.J. Anderson, I.B. Kuffner, F.T. Mackenzie et al. – 2009. – № 6. – P.1 – 20.
116. Brenner H. The diffusion model longitudinal mixing in beds of finite length Numerical values / P. Brenner // Chem. Engng. Sci. – 1962. – Vol 17, № 1. – P. 229 – 243.
117. Eugster H.P. Saline lakes. Lakes–Chemistry, Geology, Physics / H.P. Eugster, L.A. Hardie // Am. J. Sci., 1978. – P. 237 – 293.
118. Eugster H.P. Behavior of major solutes during closed–basin brine evolution / H.P. Eugster, B. F. Jones // Am. J. Sci., 279, 1979. – P. 609 – 631.
119. Garrels R.M. Origin of the chemical compositions of some springs and lakes. Equilibrium Concepts in Natural Water Systems / R.M. Garrels, F.T. Mackenzie // Am. J. Sci., 1967. – P. 222 – 242.
120. Garrels R.M. Equilibrium criteria for two–component solids reacting with fixed composition in an aqueous phase – example: the magnesian calcites: discussion / R.M. Garrels, R. Wollast // Am. J. Sci., 1978. – P. 1469 – 1474.
121. Mackenzie F. T. Our Changing Planet: An Introduction to Earth System Science and Global Environmental Change, 4th edition. Prentice Hall / F.T. Mackenzie // Pearson, Upper Saddle River, N. J. – 2010. – 579 pp.
122. Pačes T. Steady-state kinetics and equilibrium between groundwater and granitic rock / T. Pačes // Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 1973. – P. 2641 – 2663.
123. Pačes T. Kinetics of natural water system. Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology / T. Pačes // International Atomic Energy Agency. – Vienna, 1976. – P. 85 – 108.

Додаток А. Геолого-гідрогеологічний розріз по території Північного ГЗК (р. Саксагань)



Додаток В. Умовні позначення до розрізів

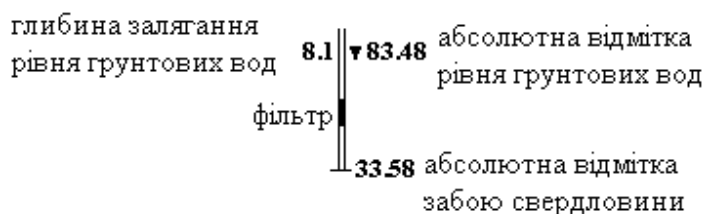
Стратиграфічні характеристики		Літологічні характеристики	
Четвертинні			
eH	грунтовий шар		супісок, суглинок темно-сірий до чорного з включенням коріння рослин, грудкуваті
al H	алювіальні відклади		мул темно-сірого кольору із значною кількістю органічних домішок
a-d H	алювіально-делювіальні відклади		мулистий суглинок темно-сірий, до чорного, з включеннями дресви і дрібного щебеню, вапняку
d H	делювіальні відклади		суглинки коричневого і буро-сірого кольорів, місцями лесоподібні, слабо макропористі, з тонкими прошарками піску
vd P _{II-III}	еолово-делювіальні відклади		лессовидна товща потужністю 10 – 15 м, що включає 2 – 3 прошарки лесів і лессовидних суглинків і глин з викопними ґрунтами
ed P _I	елювіально-делювіальні відклади		щільні бурі і червоно-бурі карбонатні суглинки із слабкою ознакою макропористості
P _I	алювіальні відклади		пісок дрібнозернистий темно-сірий з прошарками мулистих суглинків та глин
N ₂ –P _I	нерозчленована товща нижньо-четвертинного-верхньопліоценового віку		глина червоно-бура, щільна, з плямами гідроксидів марганцю, з гніздами кристалів гіпсу та піску

Неогенові				
N _{1p}	товща верхньо- міоценового віку		глина сіра, зеленувато-сіра, буровато-сіра з численними вапняковими включеннями, з лінзами та тонкими прошарками дрібного піску, важка	
			пісок жовтувато-сірий, зеленувато-сірий, дрібний, кварцевий з прошарками та лінзами глин	
N _{1s}			вапняк черепашково-оолітовий, світло- та жовтувато-сірий, слабо тріщинуватий, міцний	
			глинясті піски, сірі, пилуваті	
Палеогенові				
P _{2kv}	товща верхньо- еоценового віку		глина зеленувато-сіра до темно-сірої, вапниста, слабопсковита, тонкошарувата, з прошарками алевриту та піску	
Палеозой – мезозойські				
PZ - MZ	товща палеозой – мезозой- ського віку		кора звітрювання, представлена каоліновими глинами та жорствою	
Архей – протерозойські				
AR - PR	товща архей- протеро- зойського віку		кристалічні породи, представлені перешаруванням кварцитів, джеспілітів, гематитів	

Інші

—————	літологічна межа
-----	межа шарів, що припускається
	лінії фаціальних змін
— — — — —	рівень напірних вод
—————	рівень ґрунтових вод

Гідрогеологічна свердловина



Наукове видання

**ОСОБЛИВОСТІ ГІДРОХІМІЧНИХ
ПРОЦЕСІВ У ТЕХНОГЕННИХ ТА
ПРИРОДНИХ ВОДНИХ ОБ'ЄКТАХ
КРИВБАСУ**

Монографія

ШЕРСТЮК Наталія Петрівна

ХІЛЬЧЕВСЬКИЙ Валентин Кирилович

Підписано до друку 24.04.12

Формат 60х84/16.

Умов.друк.арк.15,35

Тираж 100 прим. Зам. №292

Видавництво ТОВ «Акцент ПП»

пр. Кірова, 91, м. Дніпропетровськ, 49054

тел. (056) 794-61-04(05)

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи

серія ДК № 4122 від 27.07.2011.

Віддруковано в ТОВ «Акцент ПП»

пр. Кірова, 91, м. Дніпропетровськ, 49054

тел. (056) 794-61-04(05)

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи

серія ДК № 4122 від 27.07.2011.

ISBN 978-966-2607-29-1



ШЕРСТЮК Наталія Петрівна - завідувач кафедри геології та гідрогеології геолого-географічного факультету Дніпропетровського національного університету імені Олеся Гончара, кандидат географічних наук, доцент, старший науковий співробітник.
Має понад 100 наукових та навчально-методичних праць.



ХІЛЬЧЕВСЬКИЙ Валентин Кирилович - завідувач кафедри гідрології та гідроекології географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка, доктор географічних наук, професор, заслужений діяч науки і техніки України, академік АН вищої освіти України, почесний працівник Гідрометслужби України.
Має понад 230 наукових праць, в т. ч. 17 монографій, 16 підручників і навчальних посібників.