

УДК 556.531;556.551

В.І. Осадчий**ГІДРОЛОГІЧНІ ЧИННИКИ ФОРМУВАННЯ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ПОВЕРХНЕВИХ ВОД**

Наведено результати дослідження впливу гідрологічних чинників на формування хімічного складу поверхневих вод. Показано, що водний режим, швидкість води в річках, процеси зовнішнього та внутрішнього водообміну, температура, каламутність води є важливою фізичною основою формування хімічного складу поверхневих вод.

Ключові слова: хімічний склад поверхневих вод, водний режим, швидкість води, температура, водообмін, каламутність, кольоровість води.

Вступ

Хімічний склад природних вод є наслідком дії низки фізичних, фізико-хімічних та біологічних процесів, граничні параметри яких задаються фізико-географічними умовами. Переміщення продуктів взаємодії з твердою та газовою складовими забезпечується водою як основним носієм енергії [14].

Водний режим, швидкість води в річках, процеси зовнішнього та внутрішнього водообміну водойм є важливою фізичною основою формування хімічного складу води. Зміна таких елементів водного режиму як рівень води, швидкість течії, внутрірічний розподіл призводить до значних коливань хімічного складу водних мас.

Питання кількісного визначення кругообігу хімічних елементів у природних екосистемах уперше детально було висвітлено у фундаментальних роботах Б.Б. Полинова [25, 26] та А.І. Перельмана [24]. На думку А.І. Перельмана [24], рушійні сили міграції речовин обумовлено двома типами факторів: зовнішніми і внутрішніми. Перші визначаються ландшафтно-кліматичними умовами, а другі притаманні суто конкретному типу водозбору. Міграційні потоки між різними компонентами екосистем слугують своєрідними каналами зв'язку, а їхні кількісні характеристики визначаються параметрами фази носія і фази мігранта [7].

Межі басейнів поверхневого стоку хімічних елементів збігаються з межами річкових басейнів, а величина стоку кількісно характеризує основну витратну частину балансу хімічних елементів річкового басейну, розмір ерозії ґрунтів і порід, процес вивітрювання, карсту, засолення території.

Загальні основи вивчення гідрохімічного

стоку річкових басейнів заклав О.О.Алекін. Надалі чисельні дослідники ці питання поглибили й конкретизували для річкових басейнів різних фізико-географічних зон [1, 2, 10, 11, 13, 23, 27, 36].

Величина стоку окремих компонентів хімічного складу води за визначений період (доба, декада, місяць, сезон) розраховується за формулою:

$$R=W \cdot C,$$

де R – стік окремого компонента, (г, кг, т, тис. т); W – об'єм водного стоку, m^3 ; C – концентрація компонента в $1 m^3$ води.

Річні показники обчислюють сумуванням відповідних складових (діб, декад, місяців, сезонів).

З наведеної формули видно, що величина стоку будь-якого компонента з поверхні водозбору прямо залежить від множників W та C і всі закономірності зміни гідрохімічного стоку будуть визначатися особливостями зазначених величин.

Вплив окремих гідрологічних параметрів на хімічний склад поверхневих вод доцільно розглядати залежно від гідрологічного режиму водних об'єктів, які прийнято поділяти на водотоки і водойми.

Для водотоків характерним є постійний або тимчасовий рух води в руслі в напрямку його загального похилу. Це можуть бути річки, канали, струмки та ін. Водойми – це безстічні або з уповільненим стоком водні маси, які накопичились у западинах природного чи штучного походження.

Водний стік річок визначається умовами їхнього живлення, основним джерелом якого

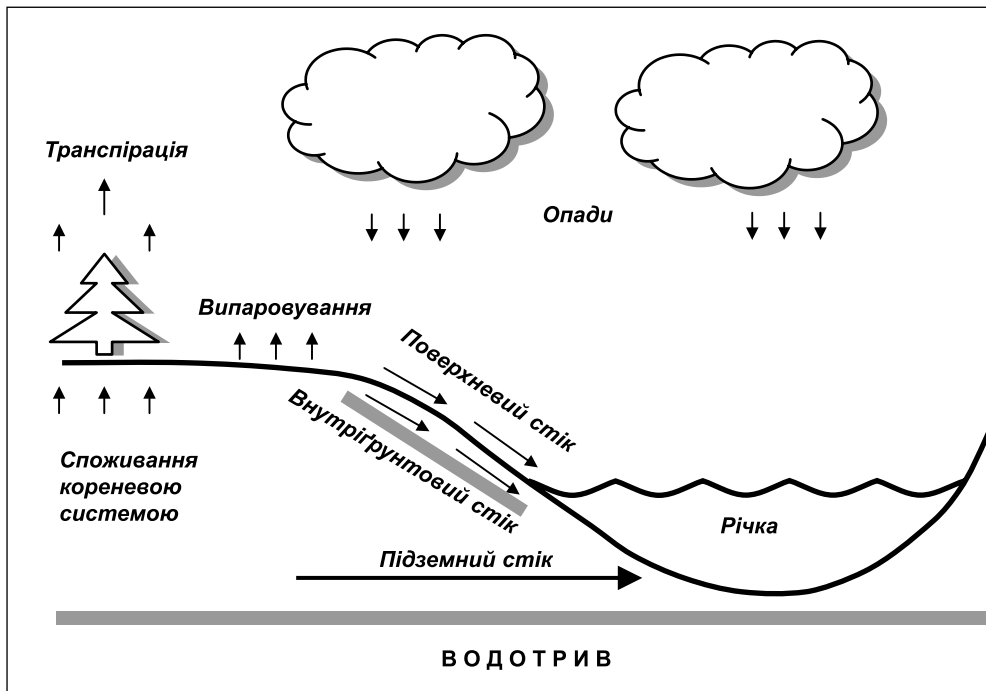


Рис. 1. Схематичне зображення явища водного стоку

є атмосферні опади. Схематичне уявлення про явище стоку зображено на рис. 1.

Залежно від загальних умов водозбору, і, насамперед, властивостей ґрунтів, атмосферні опади, досягнувши земної поверхні, стікають нею або просочуються вглиб. Частина води витрачається на випаровування. У процесі стоку утворюється декілька генетично відмінних категорій вод, ступінь метаморфізації яких істотно відрізняється. П.П. Воронков поділяє їх на поверхнево-схиліві, ґрунтово-поверхневі (води мікрорівчачкової мережі), ґрунтові й підземні води [5, 6].

За умови перебування ґрунту у стані повної вологості, його глибокого промерзання чи високої інтенсивності опадів вода швидко стікає в напрямку похилу, формуючи поверхневий стік (поверхнево-схиліві, ґрунтово-поверхневі води). З його утворенням спостерігається інтенсивне підвищення витрат води, що відповідає висхідній лінії гідрографу стоку. Надходження поверхневих вод відбувається швидко і спостерігається під час інтенсивного сніготанення та випадіння рясних дощів.

На формування хімічного складу води водойм значний вплив чинить водообмін, серед якого розрізняють зовнішній та внутрішній.

Зовнішній водообмін обумовлюється зміною параметрів водного балансу, які визначають притік та стік води, а з нею й хімічних компонентів.

Уміст розчинених речовин у водоймах зале-

жить від співвідношення прибуткової та витратної складових води та речовини, основою кількісного обліку яких є водний баланс:

$$P_o + P_b + P_n + P_c + O = C_o + C_z + C_f + V + A.$$

Прибуткові компоненти становлять суму притоку з основної річки (P_o) та бічних річок (P_b), підземний притік (P_n), опади (O), що випадають на дзеркало води, та всі види скидів (P_c). До витратних статей входить стік з основної річки (C_o), всі види водозаборів (C_z), фільтрація (C_f) та випаровування (V) з водної поверхні. Різницю між прибутковими і витратними компонентами складає акумуляція (A).

Для більшості водойм вирішальну роль у рівнянні водного балансу відіграють притік та стік з основної річки та в окремих випадках – притік з бічними річками та водозабір [8]. Роль опадів залежить від площі водної поверхні та географічного положення (у напрямку з півночі на південь роль опадів зменшується). Від цих же параметрів залежить і випаровування, величина якого в зазначеному напрямку збільшується. Підземний притік не перевищує 1%, а фільтрація – <1%.

Результати досліджень та їх обговорення

Алекінім О.О. встановлено, що найбільша величина хімічного стоку характерна для басейнів, у яких за високих показників водного стоку концентрації речовин у воді не є мінімальними

[1]. Так, показники іонного стоку річок Крайньої Півночі, незважаючи на великий об'єм водного стоку, незначні, що пояснюється доброю промітністю ґрунтів в умовах перезволоження території. У ґрунтовому покриві басейнів річок степової зони та напівпустель накопичується значна кількість солей, але втрата вологи на випаровування перешкоджає реалізації функції водного стоку з розчинення і переносу речовин.

Для річок України розглянемо приклади басейнів Дунаю та Сіверського Донця. Середній багаторічний стік Дунаю досягає 203 км³ (за меж коливання 132-262 км³/рік), а мінералізація води в створі м. Рені становить 390 мг/дм³. Порівняно з Дунаєм води р. Сіверський Донець містять значно більшу кількість розчинених солей – 1133 мг/дм³, однак середньорічний об'єм водного стоку Сіверського Донця у понад 90 разів менший і становить 4,26 км³. Розрахунок іонного стоку обох зазначених річок, виконаний за період 1989–2001 рр., показав, що отримана величина для Сіверського Донця значно менша порівняно з Дунаєм (~ 17 разів), відповідно 4,5 та 78,7 млн. т/рік (рис. 2). Зазначений факт зумовлений високим об'ємом водного стоку Дунаю.

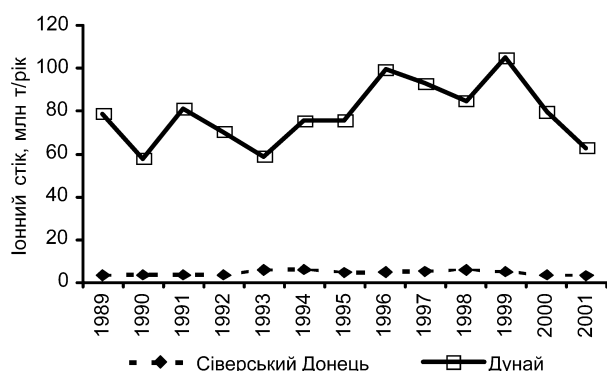


Рис. 2. Іонний стік річок Дунай та Сіверський Донець (на території України), 1989–2001 рр.

Як для Дунаю, так і для Сіверського Донця спостерігається тісний взаємозв'язок між величиною водного стоку і виносом розчинених солей (рис. 3). Коефіцієнт кореляції для зазначеної пари показників становить для р. Сіверський Донець 0,96, а для Дунаю – 0,87 (значимість встановлювали на підставі розподілу Ст'юдента, $p=0,05$; $r>0,57$).

Залежність між виносом хімічних компонентів та водним стоком характерна також для інших компонентів хімічного складу води, що проілюстровано на прикладі органічних речовин гумусової природи (ГР, рис. 4). Синхронний хід

зазначених параметрів свідчить про визначальну роль водного стоку у виносі ГР з поверхні водозбору. Коефіцієнти парної кореляції між величиною W і виносом гумінових (ГК) та фульвокислот (ФК) досягали значень відповідно 0,7 та 0,8 ($p=0,05$; $r>0,43$).

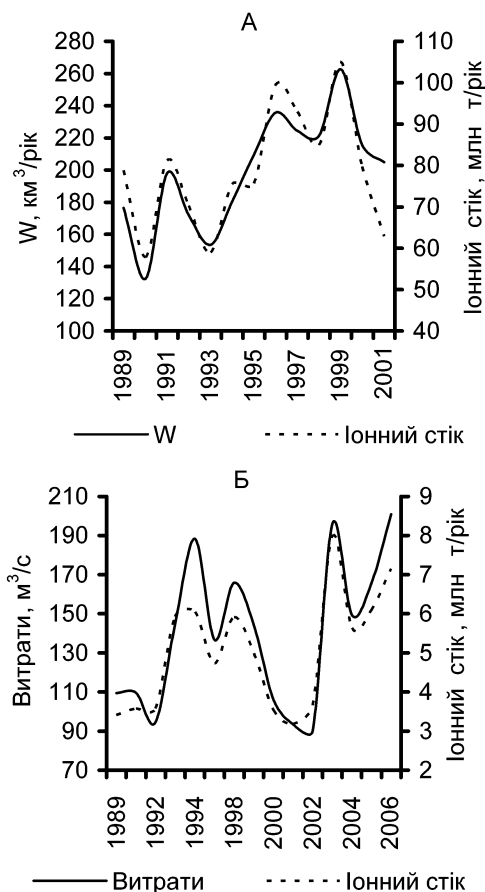


Рис. 3. Багаторічна динаміка водного та іонного стоку А – р. Дунай, м. Рені (А) та витрат і іонного стоку р. Сіверський Донець, с. Кружилівка (Б)

Вивчення стоку хімічних компонентів річок України проводилось різними авторами [10, 12, 23, 27], в тому числі і нами [11, 20], а отримані результати свідчать про значну варіабельність величини досліджуваного параметра. Це, насамперед, пов'язано з коливаннями водності річок та впливом місцевих літологічних і гідрогеологічних умов.

Вищезазначене підтверджує необхідність аналізу кількісного впливу гідрологічних процесів на формування якості води.

Серед різноманіття гідрологічних чинників розглянуто три їхні ключові групи: об'єм водного стоку, гідродинамічні процеси, гідрофізичні показники водних мас та донні відклади.

Дієва роль гідрологічних процесів у фор-

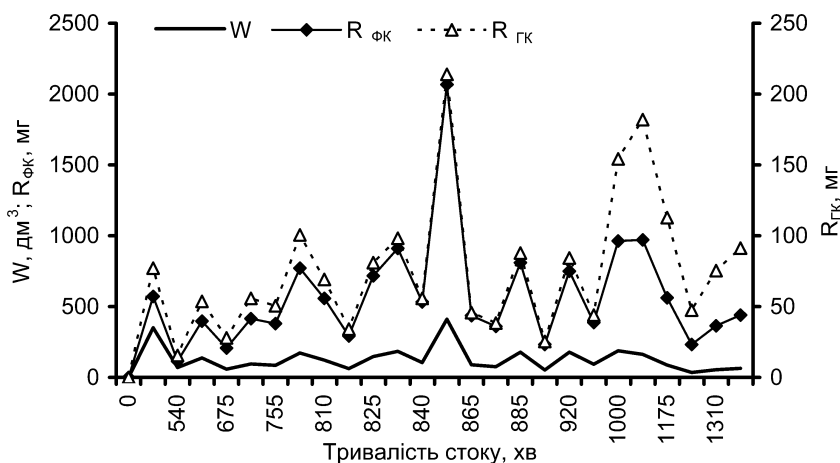


Рис. 4. Динаміка водного стоку та вимивання ГК і ФК з поверхні експериментальної стокової ділянки, 22 лютого 2008 р.

муванні якості води дозволяє розглядати їх як чинник управління станом водних екосистем та розробляти математичні системи прогнозування якості води. Змінюючи такі елементи водного режиму як зовнішній та внутрішній водообмін, рівень води, швидкість течії тощо, можна досягти зрушення балансу процесів самоочищення-самозабруднення, змінюючи тим самим, хімічний склад вод. Методологію і метод управління станом водних екосистем шляхом зміни водного режиму для поверхневих вод України, що знайшли практичне втілення на багатьох водних об'єктах басейнів Дунаю, Південного Бугу та Дніпра, детально викладено в роботах [15-19, 30, 31, 34, 35, 32].

На території України основна маса річок отримує живлення за рахунок танення снігів, в результаті чого у весняний період спостерігається різкий підйом рівнів води з виходом річки на заплаву. У цей період у руслову частину надходить переважно поверхневий стік, що спричиняє різкі зміни концентрацій розчинених речовин, прояв яких залежить від фізико-географічної зони розташування басейну. Розглянемо сказане на кількох прикладах.

Басейн р. Десна розташований у лісовій зоні, де значна кількість атмосферних опадів спричинила збідненість ґрунтів мінеральними елементами внаслідок їхнього вимивання у глибші горизонти. Під час весняної повені спостерігається значне збільшення витрат води за рахунок танення маломінералізованих снігових опадів, що призводить до розбавлення руслових вод і зменшення концентрації головних іонів (рис. 5).

Ступінь розбавлення води значною мірою залежить від інтенсивності сніготанення, тобто від

загального стану гідрометеорологічних умов, що склались у цей період. Певну роль відіграє характер погоди наприкінці осені. В умовах інтенсивних опадів ґрунтовий покрив додатково промивається, а під час бездошової осені відбувається незначне накопичення солей на поверхні ґрунту, які й далі змиваються під час повені.

Між витратами води і концентрацією головних іонів та мінералізацією води в період водопілля спостерігається обернена залежність. Так, для р. Десни залежність концентрацій HCO_3^- від Q апроксимується

рівнянням $HCO_3^- = 0,0002Q^2 - 0,3623Q + 330,81$ ($R^2=0,98$) (рис. 6) [22]. У середньому за багаторічний період витрати води р. Десни на етапі підйому рівнів водопілля збільшуються в 3,8 рази, а вміст гідрокарбонатних іонів зменшується в 1,8 рази.

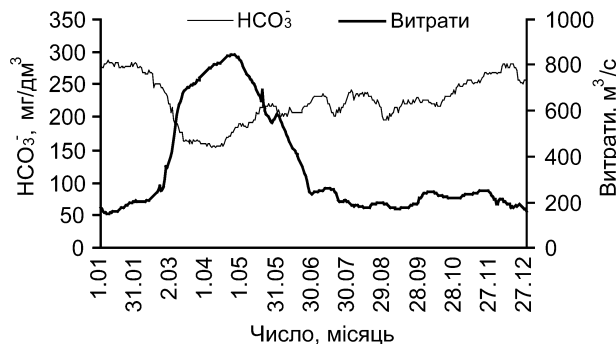


Рис. 5. Річна динаміка вмісту гідрокарбонатних іонів і витрат води р. Десна, с. Літки, 1995 р.

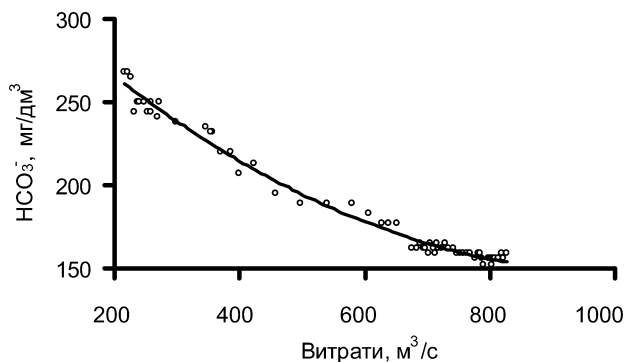


Рис. 6. Залежність між витратами води (Q) й вмістом HCO_3^- на етапі підйому рівнів води під час повені (р. Десна, с. Літки)

У басейні р. Сіверський Донець режим головних іонів значно відрізняється від того, що обговорювався для р. Десни. Верхня частина басейну Сіверського Донця розташована в лісостеповій зоні і за характером формування гідрохімічного режиму, відповідно до класифікації Алекіна О.О., належить до річок східноєвропейського типу [28]. Між витратами води й концентраціями головних іонів спостерігається обернена залежність. У середній і нижній частинах річки, які розміщені в степовій зоні, умови формування хімічного складу води істотно відрізняються від верхньої. Як видно з рис. 7, зі збільшенням витрат води річки у створі м. Лисичанськ її мінералізація також збільшується.

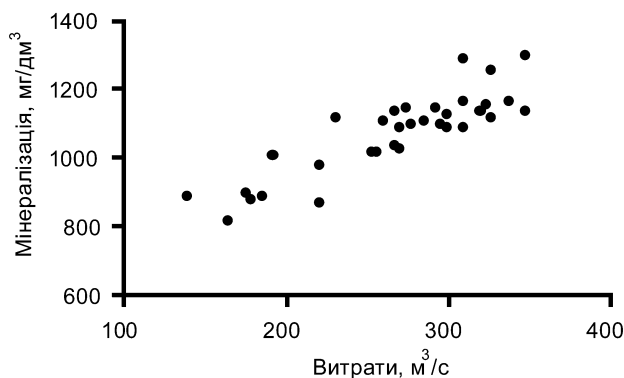


Рис. 7. Залежність між витратами й мінералізацією води р. Сіверський Донець, м. Лисичанськ, 1999 р.

На початку водопілля під час підйому рівнів води і утворення поверхнево-схилового стоку формується короткострокова фаза розбавлення руслових вод маломінералізованими талими водами. Після розмерзання ґрунту в поверхневих водах різко збільшується вміст сульфатних іонів. Так, наприклад, протягом двох тижнів 1999 р. вміст SO_4^{2-} у воді збільшився вдвічі – з 123 мг/дм³ до 242 мг/дм³ (рис. 8) [22].

Інша ситуація спостерігається в річках, які протікають у зонах розповсюдження карсту. Для прикладу розглянемо коливання мінералізації води р. Чорної, басейн якої знаходиться в Криму в зоні розвитку вапнякового карсту. Річка Чорна характеризується невисокими витратами води, які не перевищують кількох м³/с, та середньою мінералізацією води 350 мг/дм³. Однак, протягом 1997-1999 рр. склалися погодні умови, що призвели до різкого зростання витрат до рівня 100-350 м³/с. Унаслідок цього з поверхні водозбору була вилугувана додаткова кількість гідрокарбонатних іонів, а мінералізація води досягла

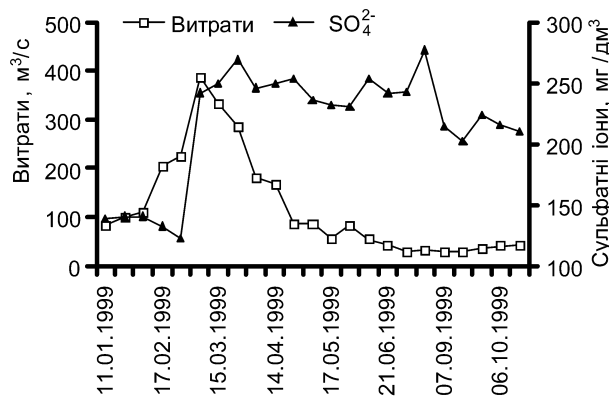


Рис. 8. Внутрішньорічна динаміка витрат води й концентрації сульфатних іонів р. Сіверський Донець, м. Лисичанськ, 1999 р.

1200-1400 мг/дм³. За хімічним складом вода річки перейшла із класу прісних до класу солонуватих (рис. 9).

Збільшення витрат води в період водопілля спричиняє також надходження інших хімічних компонентів, уміст яких у ґрунтовому покриві високий, зокрема, це стосується органічних речовин, біогенних елементів. Ми провели польові дослідження з моделювання явища стоку на експериментальній ділянці (м. Богуслав, експериментальна база УкрНДГМІ). Отримані результати показали зростання концентрацій ГК і ФК у воді на висхідній фазі гідрографа стоку (рис. 10).

Використавши методику розчленування гідрографа стоку на генетичні складові, ми встановили, що в басейн р. Прип'ять з поверхневим стоком надходить 6,2-41,8% ГК та 27,1-79,0% ФК. Коливання відносної частки поверхневого стоку ГР залежить від змін водності (рис. 11) [21].

Дослідження талого стоку на схилах [3] показали, що хімічний склад стоківих вод значною мірою залежить не тільки від типу ґрунтів, а й від характеру землекористування (лісосмуги, луки, пар, посіви).

У роботі [23] наведено розрахункові величини поверхневого (поверхнево-схилового в авторському викладі) іонного стоку для рівнинної території України (табл. 1).

Загалом простежено закономірність зростання загальної величини та зміна іонного складу поверхневого іонного стоку від лісової до степової зони, тоді як показники водного стоку в цьому напрямку зменшуються. У лісовій зоні в результаті вилугування поверхневий стік характеризується гідрокарбонатно-кальцієвим складом відповідних іонів з підстильної поверхні. У лісостеповій зоні провідну роль у формуванні іонного стоку також мають іони Ca^{2+} та

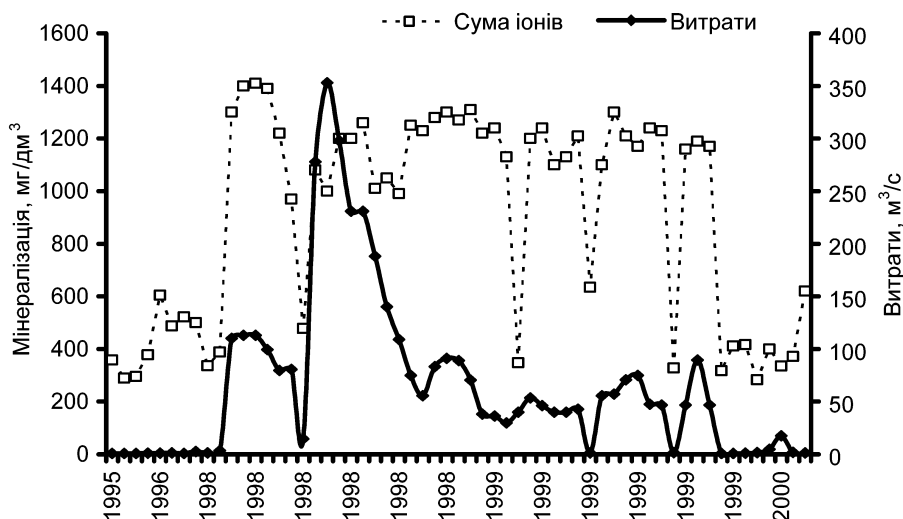


Рис. 9. Динаміка мінералізації та витрат води р. Чорної протягом 1995–2000 рр.

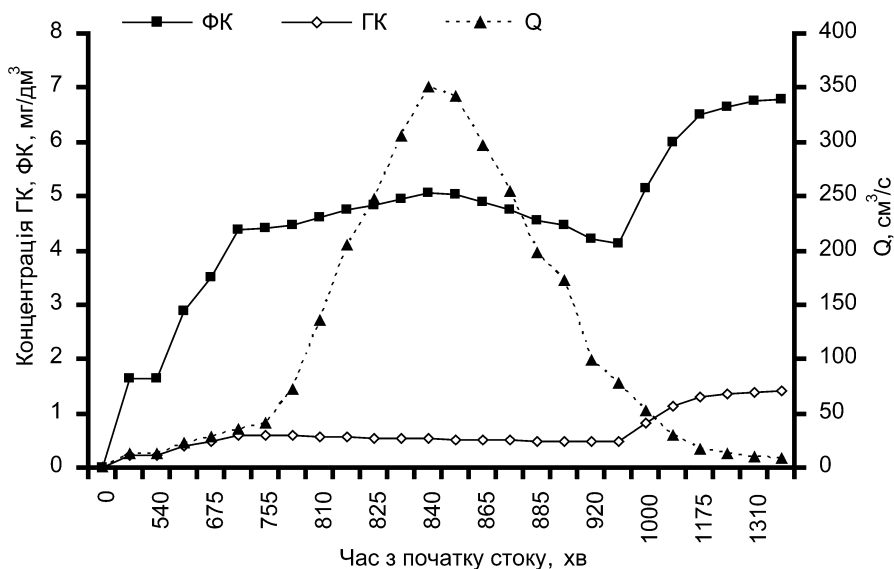


Рис. 10. Динаміка концентрацій гумінових та фульвокислот на різних фазах формування водного стоку (за даними експериментального моделювання)

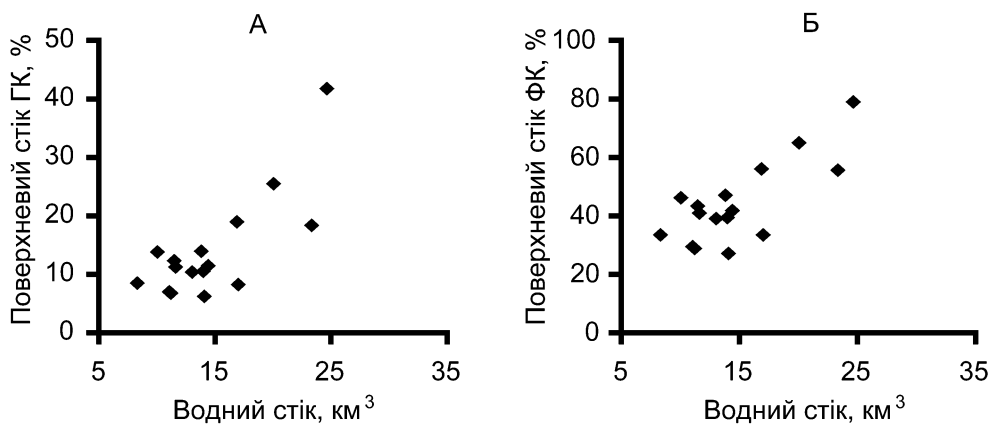


Рис. 11. Залежність відносної частки поверхневого стоку ГК (А) та ФК (Б) від водності [20]

Таблиця 1

Поверхнево-схилловий іонний стік річок рівнинної частини України, тис. т/рік [23]

Фізико-географічні зони	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^{+}+K^{+}$	HCO_3^- – у формі CO_3^{2-}	SO_4^{2-}	Cl^-	Σ_i
Лісова	432	54,5	65,5	569	191	81,1	1393
Лісостепова	935	231	565	1462	1032	660	4885
Степова	1111,2	231	1410	998	3228	1876	8855
Вся рівнинна частина України	2479	516	2041	3029	4451	2617	15133

HCO_3^- , однак значно зростає роль хлоридних, сульфатних іонів та натрію.

У степовій зоні спостерігається трансформація іонного складу поверхневого стоку з гідрокарбонатно-кальцієвого на сульфатно-хлоридно-натрієвий. Збільшення поверхневого іонного стоку пояснюється вимиванням легкорозчинних солей із ґрунтового покриву та гірських порід. У зоні недостатнього зволоження в породах і ґрунтах переважають висхідні потоки вологи внаслідок випаровування капілярної смуги ґрунтових вод. За таких умов у товщі активного водно-сольового обміну в результаті випаровування накопичується велика кількість солей континентального походження. При цьому в осад переважно випадають сульфатні солі кальцію й натрію.

З формуванням внутріґрунтового стоку тривалість контактування твердої та рідкої фази збільшується внаслідок уповільненого переміщення водних мас у напрямку похилу водотриву. Максимум надходження зазначених вод у руслову мережу припадає на кінець водопілля. Зростання в живленні річки частки внутріґрунтових вод характеризується початком значного збільшення

концентрацій хімічних компонентів та зміною хімічного складу води порівняно з основним періодом водопілля. Для випадку гумусових речовин це переконливо показано на рис. 12, де представлено перебіг повені в замикальному створі р. Прип'ять та на рис. 9, що відображає динаміку витрат води та концентрацій ГР на експериментальній стоковій ділянці.

Вивчення складу лізіметричних вод дерново-підзолистих ґрунтів [33] показало, що іони NO_3^- та частково феруму та алюмінію виносяться переважно з вертикальним інфільтраційним потоком. Тоді як силіцій, магній, кальцій, гідрокарбонатні іони та органічні речовини мігрують з горизонтальним внутріґрунтовым стоком.

Згідно з розрахунками, виконаними для басейну р. Прип'ять, з внутріґрунтовым стоком до руслової частини надходить 21,4-81,2 тис. т ГК і 101,5-387,4 тис. т ФК. Незважаючи на те, що в абсолютному вимірі об'єм внутріґрунтового стоку найменший (1,19-4,56%), з ним виносяться основна частина органічних кислот гумусового походження (86 % ГК і 53% ФК). У басейні р. Прип'ять ґрунтові води перебувають на не-

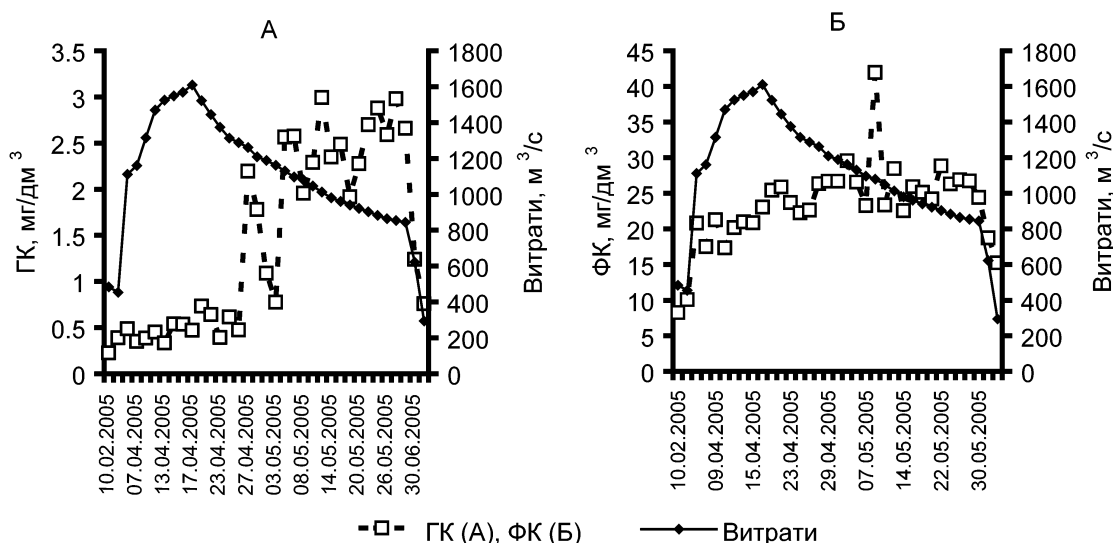


Рис. 12. Динаміка зміни витрат води та концентрацій гумінових (А) і фульвокислот (Б) у воді р. Прип'ять, м. Чорнобиль під час водопілля 2005 р.

великій глибині, а в роки підвищеної водності можуть навіть виходити на поверхню. Унаслідок цього внутрігрунтові води контактують з верхніми шарами ґрунту з максимальним умістом ГР. Винос ГР з внутрігрунтовим стоком прямо залежить від його величини, а із збільшенням водності загалом спостерігається тенденція зменшення частки зазначеного типу стоку ГР (рис. 13).

Роль внутрігрунтових вод, незважаючи на порівняно їх малу частку в гідросфері, є надзвичайно важливою в процесах речовинного кругообігу. Це пов'язано із межовим характером їхнього розташування між атмосферою та частиною літосфери. На думку [4], ґрунтові води є найактивнішою ланкою в трансформації вод суші.

Домінування підземних вод під час межні спричиняє стабільні характеристики хімічного складу вод поверхневих об'єктів. Величина витрат води й концентрації розчинених іонів у цей період змінюються із незначною амплітудою,

що показано на прикладі річок різних фізико-географічних зон (рис. 5, 8, 14, 15).

У період межні для розподілу головних іонів (крім HCO_3^-) та мінералізації води характерне поступове збільшення концентрацій з північного заходу на південний схід [29].

Таким чином, переважання одного з джерел живлення річки в різні гідрологічні фази формує гідрохімічний режим розчинених у воді компонентів.

У разі скиду забруднених стічних вод природний об'єм водного стоку річки відіграє вирішальну роль. Самоочищення річки передусім буде визначатися процесом фізичного розбавлення стічних вод. Найскладніші екологічні умови там, де значні об'єми стічних вод скидаються в річки з невисоким об'ємом водного стоку. Для умов України це найбільше проявляється у р. Полтва, що є найзабрудненішим водним об'єктом України. Річка приймає велику кількість стічних вод м. Львова. Складні умови складаються також

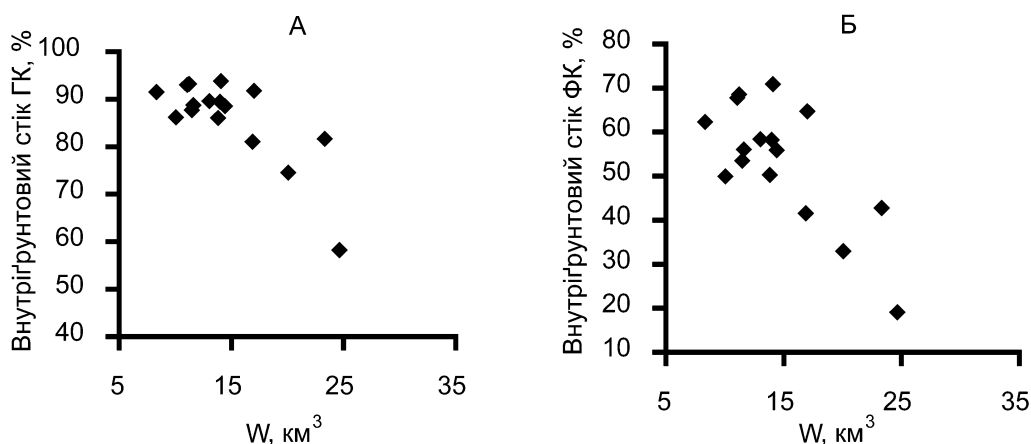


Рис. 13. Залежність відносної частки внутрішньогрунтового стоку ГК (А) та ФК (Б) у басейні р. Прип'ять від водності

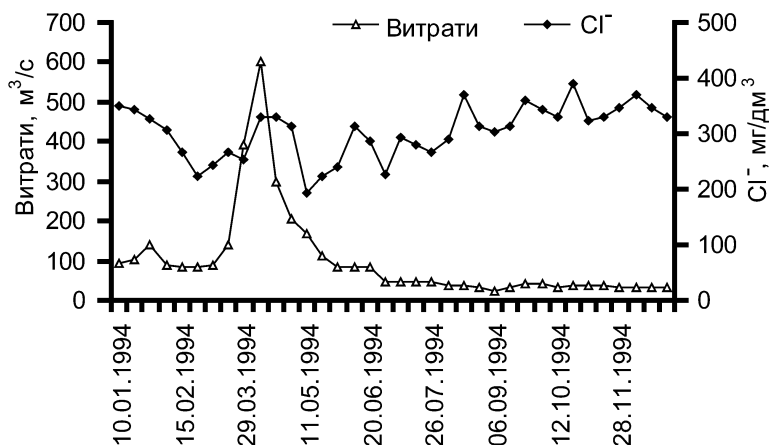


Рис. 14. Внутрішньорічна динаміка витрат і вмісту хлоридних іонів у воді р. Сіверський Донець, м. Лисичанськ, 1994 р.

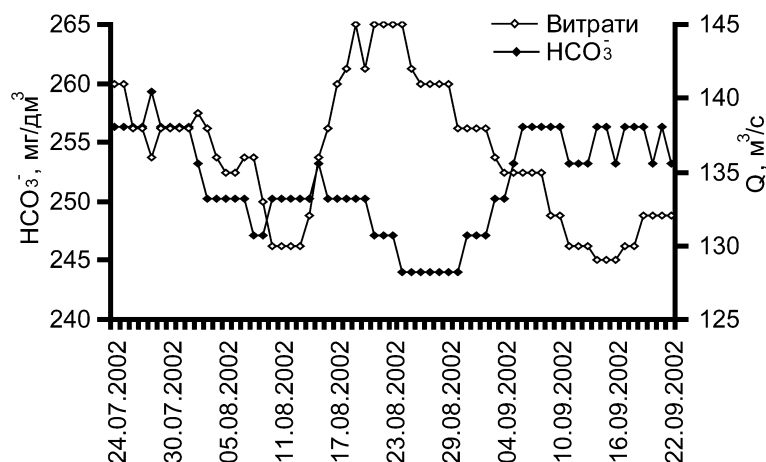


Рис. 15. Динаміка гідрокарбонатних іонів і витрат води протягом літньо-осінньої межени (на прикладі р. Десна, с. Літки, 2002 р.)

у р. Лопань, нижче м. Харкова; р. Устя, нижче м. Рівне.

На формування хімічного складу води водоюм значний вплив чинить водообмін, серед якого розрізняють зовнішній та внутрішній.

Процеси зовнішнього водообміну визначають надходження та стік води й хімічних компонентів, які вона переносить, унаслідок чого спостерігається різноманітний розподіл показників в окремих частинах водоюми. Для прикладу звернемося до каскаду дніпровських водосховищ і, зокрема, його верхнього водосховища – Київського, водна маса якого утворюється переважно шляхом злиття верхнього Дніпра та його головної притоки р. Прип'ять. Зазначені річки істотно відрізняються за своїм хімічним складом, передусім вмістом органічних речовин, головну частину яких складають природні компоненти гумусово-

го походження – ГК та ФК. У водах верхнього Дніпра в середньому міститься 0,73 мг/дм³ ГК та 18,6 мг/дм³ ФК, тоді як у прип'ятській воді ці величини майже вдвічі вищі і становлять відповідно ~2,0 мг/дм³ та 32,0 мг/дм³. Така відмінність зберігається й під час подальшого просування водних мас водосховищем. Використовуючи вміст ГК і ФК як індикатор перемішування водних мас, встановлено, що від надходження у водосховище двох генетично різних водних мас Прип'яті й Дніпра до створу с. Сухолуччя вони рухаються практично не змішуючись. Нижче зазначеного створу водні маси частково перемішуються і досягають повного змішування лише в нижній частині водосховища в створі с. Старі Петрівці (рис. 16).

Крім водообміну, зміна водного балансу водоюми може відбуватися за рахунок збільшення

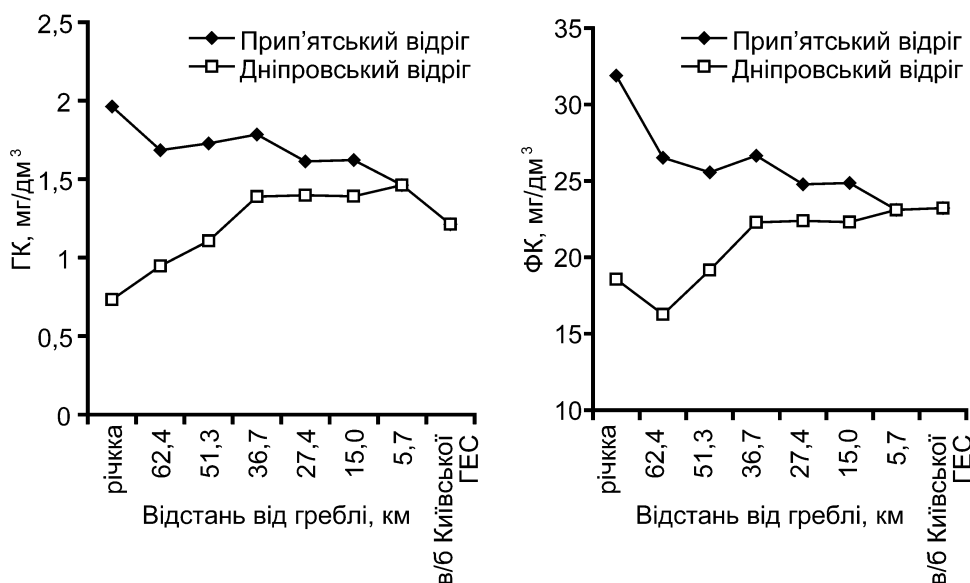


Рис. 16. Зміна вмісту ГК і ФК по довжині Київського водосховища в період літньої межени, 1999 р.

іншої його складової – випаровування. Вплив цього процесу найбільш значимо проявляється в техногенних водоймах-охолоджувачах, основною особливістю яких є істотне теплове навантаження, пов'язане з експлуатацією енергетичного об'єкта. Розглянемо це явище на прикладі водойми-охолоджувача Запорізької АЕС (ВО ЗАЕС). Температура його води на 7-16°C перевищувала відповідні природні характеристики і призвела до зростання випаровування, втрата води компенсувалася підживленням із Каховського водосховища. На початковому етапі функціонування ЗАЕС (1984 р.) хімічний склад і якість води ВО відповідала всім параметрам води Каховського водосховища. За період з 1996 по 2000 рр. внаслідок одностороннього спрямування водного балансу та високого теплового навантаження у ВО ЗАЕС накопичилася велика кількість розчинних речовин. Загальна мінералізація води зростає протягом 1984-1993 рр. більше, ніж у 2,5 рази і на кінець 1993 р. досягла майже 1000 мг/дм³, тоді як збільшення мінералізації Каховського водосховища практично не встановлено.

Процес випаровування спричиняє концентрування, що веде до підвищення мінералізації води й умісту окремих іонів, спочатку HCO_3^- , CO_3^{2-} , Ca^{2+} , а потім послідовно SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ . Подальше збільшення мінералізації води призводить до виведення з фази розчину малорозчинних сполук у такій послідовності: карбонати – сульфати – хлориди [9]. Першим із фази розчину виводиться найменш розчинний CaCO_3 . Далі послідовність осадження солей визначатиметься принципом хімічного розділення відповідно до сформованого складу води. Цей принцип у [9] сформульовано таким чином: щоразу, коли в процесі випаровування осаджується бінарна сіль і ефективно відношення двох іонів у солі відріз-

няється від співвідношення концентрацій цих іонів у розчині, подальше випаровування призводитиме до збільшення вмісту іона, що наявний у розчині з вищою відносною концентрацією, і до зменшення вмісту іона, що наявний у більш низькій відносній концентрації. Тобто один з іонів, що входить до складу осаджуваної солі, накопичуватиметься, а концентрація іншого зменшуватиметься.

На основі цього принципу можна розглядати два найвірогідніші сценарії трансформації сольового складу води.

Перший вид має послідовність CaCO_3 - CaSO_4 - NaCl . Вона буде спостерігатися, коли після осадження CaCO_3 у воді буде дотримуватись співвідношення $\text{Ca}^{2+}(\text{ммоль/дм}^3) > \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}(\text{ммоль/дм}^3)$ або у вигляді балансу зарядів

$$2m_{\text{Ca}^{2+}} > m_{\text{HCO}_3^-} + 2m_{\text{CO}_3^{2-}},$$

де m – маса іона.

Вищезазначене співвідношення відображає точку рівноваги хімічного розділення [9]. Якщо в розчині не дотримуються умови цього співвідношення, то під час випаровування зростатимуть концентрації або кальцію, або іонів лужності.

У разі співвідношення $\text{Ca}^{2+}(\text{ммоль/дм}^3) > \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}(\text{ммоль/дм}^3)$, у воді почне накопичуватись кальцій і він буде осаджуватись не лише у вигляді CaCO_3 , а й CaSO_4 .

У іншому випадку, коли після випадіння CaCO_3 його концентрація стане меншою за лужність води, то у воді почнуть накопичуватись карбонатні іони й сформується послідовність осадження CaCO_3 - Na_2CO_3 - NaCl . Тобто відбуватиметься содове засолення.

У воді ВО ЗАЕС протягом 1984-1992 рр. мінералізація води й уміст добре розчинних іонів Na^+ і Cl^- постійно зростали (рис. 17).

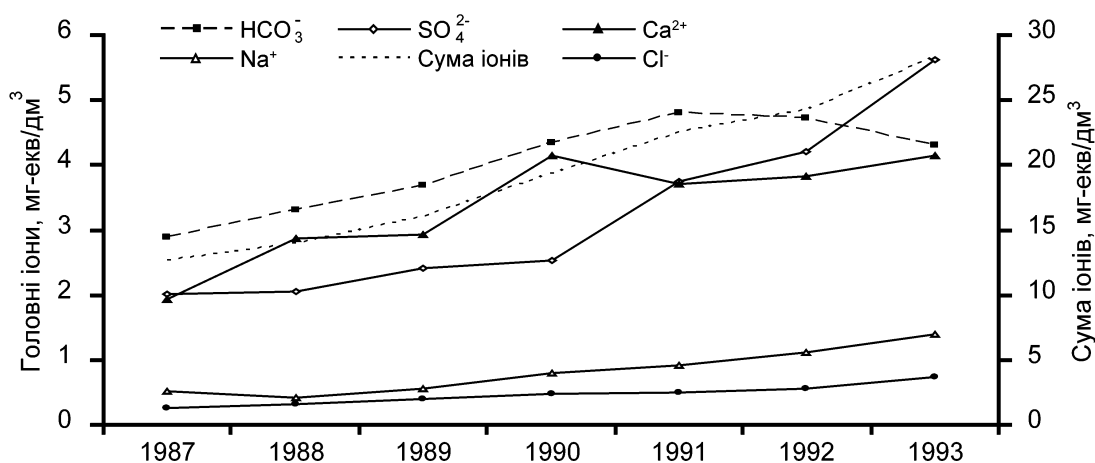


Рис. 17. Динаміка вмісту головних іонів і мінералізації води у водоймі-охолоджувачі Запорізької АЕС у період його роботи в безпродувному режимі (1987–1993 рр.)

При цьому сума іонів змінилася більше ніж у 2 рази (з 12,7 мг-екв/дм³ до 28,3 мг-екв/дм³). У 1989 р. спостерігалось зменшення вмісту іонів Ca^{2+} , однак, враховуючи те, що дотримувалося співвідношення $Ca^{2+} > HCO_3^- + CO_3^{2-}$, цей іон продовжував накопичуватись у воді, і в 1990 р. його вміст сягнув 4,15 мг-екв/дм³. У цих умовах почалося виведення $CaSO_4$, що знайшло відображення у відповідному зменшенні сульфатних іонів. Оскільки спостерігалось співвідношення $m_{Ca^{2+}} > m_{SO_4^{2-}}$, то в розчині знову почав накопичуватись кальцій, аж до 4,15 мг-екв/дм³. Протягом наступних трьох років цей цикл повторився знову. Це дозволило нам зробити висновок, що за даних меж коливань мінералізації води вміст кальцію не буде підніматися вище ніж 4,15 мг-екв/дм³, тобто стан карбонатно-кальцієвої рівноваги спричинятиме його виведення із водного середовища. Цей стан буде спостерігатися до того часу, доки буде дотримуватися співвідношення $m_{Ca^{2+}} > m_{SO_4^{2-}}$. Якщо права частина останньої залежності перевищить ліву, то кальцій взагалі буде виведений із системи, а у воді почнеться накопичення сульфатних іонів і магнію.

Висновки

Під час взаємодії водного потоку з підстильною поверхнею водозборів річок у системі “вода-тверда фаза”, окрім механічної ерозії, відбувається розчинення солей ґрунтів і вилуговання мінералів унаслідок сильно вираженої тенденції іонів у складі твердих фаз до переходу в розчин.

Умови формування мінералізації поверхневих вод у різних фізико-географічних зонах України обумовлюються величинами опадів та температурою повітря. У лісовій та лісостеповій зонах формуються промивний або частково промивний режими ґрунтів, які сприяють видаленню розчинних солей із зони аерації. У періоди сніготанення та рясних дощів у вказаних зонах відбувається розбавлення ґрунтових вод мало-мінералізованими опадами, наслідком чого є зменшення мінералізації води річок. У степовій зоні, навпаки, – непромивний режим ґрунтів. У результаті перевищення величини випаровування над опадами і транспірації води рослинним покривом основна частина ґрунтової вологи витрачається на поповнення верхніх шарів шляхом капілярного підняття солей, що сприяє їхньому концентруванню та подальшому накопиченню у ґрунтовому комплексі. Під час випадіння атмосферних опадів у степовій зоні відбувається розчинення солей зони аерації, наслідком чого є зростання мінералізації води річок.

Отже, співвідношення кількості опадів та

величини випаровування з комбінаціями режиму рівнів ґрунтових вод, температури повітря та ґрунтів, є визначальними чинниками кількісних показників та особливостей режиму головних іонів і загальної мінералізації річкових вод.

У водоймах формування вмісту головних іонів та мінералізації води, а також їхня просторова диференціація, передусім, відбувається завдяки зовнішньому водообміну, який визначає надходження й стік води та розчинених хімічних компонентів. Крім водообміну, зміна водного балансу водойми може відбуватися за рахунок збільшення іншої його складової – випаровування. Вплив цього процесу найбільш значимо проявляється у техногенних водоймах-охолоджувачах теплових та атомних електростанцій, основною особливістю яких є істотне теплове навантаження, пов'язане з експлуатацією енергетичних об'єктів.

* *

1. *Алексин О. А.* Основы гидрохимии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 443 с.
2. *Алексин О.А., Бражникова Л.В.* Сток растворенных веществ с территории СССР. – М.: Наука, 1964. – 144 с.
3. *Будник С.В.* Талый сток со склонов. – Житомир: Изд. ЖГУ, 2010. – 341 с.
4. *Варшал Г. М., Велюханова Т. К., Баранова Н. Н.* Комплексообразование золота (III) с фульвокислотами и геохимическая роль этого процесса // Геохимия. – 1984. – №3. – С. 413-420.
5. *Воронков П.П.* Гидрохимические основания выделения местного стока и способы расчленения его гидрографа // Метеорология и гидрология. – 1963. – №8. – С. 21-28.
6. *Воронков П.П.* Формирование химического состава атмосферных вод и влияние его на почвенные растворы и склоновые воды // Тр. ГГИ. – 1963. – Вып. 102. – С. 21-35.
7. *Глазовская М.А.* Геохимия природных и техногенных ландшафтов СРСР. – М.: Высшая школа, 1988. – 328 с.
8. *Демин Ю. Л., Филатов Н. Н.* Особенности динамики вод разнотипных озер // Моделирование гидрофизических процессов и полей в замкнутых водоемах и морях. – М.: Наука, 1989. – С. 79-93.
9. *Дривер Дж.* Геохимия природных вод. – М.: Мир, 1985. – 440 с.
10. *Зенин А.А.* Изменение химического состава воды равнинных рек европейской части СССР в результате зарегулирования // Гидрохимические материалы. – 1967. – Т. 45. – С. 21-31.
11. *Клебанов Д.О., Осадча Н. М., Осадчий В. І.* Оцінка виносу хімічних елементів водами Дунаю у сучасний період // Наук. пр. УкрНДГМІ. – 2003. – Вып. 251. – С. 119-134.
12. *Нахшина Е. П.* Ионный и биогенный сток рек бассейна Верхнего Днепра // Гидрохим. матер. – 1968. – Т. 48. – С. 14-22.

13. *Никаноров А.М.* Гидрохимия. – С.-Пб.: Гидрометеоздат, 2001. – 447 с.
14. *Никора В.И.* Речной поток как диссипативная система // *Метеорология и гидрология.* –1981. – № 12. – С. 84-88.
15. *Оксиюк О.П., Тимченко В.М., Давыдов О.А.* и др. Состояние экосистемы Киевского участка Каневского водохранилища и пути его регулирования. – К.: ВИПОЛ, 1999. – 60 с.
16. *Оксиюк О.П., Тимченко В.М., Полищук В.С.* и др. Управление состоянием экосистем и качеством воды в устьевом участке Днепра. – К.: ВИПОЛ, 1996. – 64 с.
17. *Оксиюк О.П., Тимченко В.М., Полищук В.С.* и др. Управление состоянием экосистем и качеством воды в устьевом участке Днепра. Часть 2. – К.: ВИПОЛ, 1997. – 48 с.
18. *Оксиюк О.П., Тимченко В.М., Полищук В.С., Давыдов О.А.* Зависимость состояния экосистемы устьевом участка Днепра от попусков Каховской ГЭС в летний период // *Гидробиол. журн.* – 1999.– 35, №1. – С. 67-76.
19. *Оксиюк О.П., Тимченко В.М., Якушин В.М.* и др. Прогнозирование и пути улучшения кислородного режима Киевского водохранилища в зимний период.– К.: ВИПОЛ, 2000. – 44 с.
20. *Осадча Н. М., Осадчий В. І.* Стік розчинених гумусових речовин з басейну Прип'яті: розрахунок, чинники, річний розподіл // *Укр. географ. журн.* – 2002. – № 1. – С. 51-57.
21. *Осадча Н.М.* Закономірності міграції гумусових речовин у поверхневих водах України: Автореф. дис. докт. геогр. наук.: спец. 11.00.07 «Гідрологія суші, водні ресурси, гідрохімія». – К., 2011. – 30 с.
22. *Осадчий В. І.* Методологічні основи дослідження чинників та процесів формування хімічного складу поверхневих вод України: Автореф. дис. докт. геогр. наук.: спец. 11.00.07 «Гідрологія суші, водні ресурси, гідрохімія». – К., 2008. – 32 с.
23. *Пелешенко В. И.* Оценка взаимосвязи химического состава различных типов природных вод (на примере равнинной части Украины). – К.: Вища школа, 1975. – 212 с.
24. *Перельман А.И., Касимов Н.С.* Геохимия ландшафта. – М.: МГУ, 1999. – 610 с.
25. *Польнов Б.Б.* Географические работы. – М.: Географгиз, 1952. – 400 с.
26. *Польнов Б.Б.* Избранные труды. – М.-Л.: Изд-во АН СРСР, 1951. – 751 с.
27. *Питула Л.М.* Характеристика середньорічного іонного стоку річки Десни // *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія.* – К.: Ніка-Центр, 2010. – Т. II. – Вип. 19. – С. 147–154.
28. Ресурсы поверхностных вод СССР. Украина и Молдавия. Бассейн Северского Донца и реки Приазовья (Под ред. *М. С. Каганера.*). – Л.: Гидрометеоздат, 1967. – Т. 6. – Вып. 3. – 491 с.
29. *Ромась І.М.* Оцінка гідролого-гідрохімічних характеристик мінімального стоку річок басейну Дніпра (в межах України): Автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. Наук: спец. 11.00.07 «Гідрологія суші, водні ресурси, гідрохімія». – К., 2004. – 20 с.
30. *Тимченко В.М.* Гидрологические факторы формирования гидробиологического режима Дуная и лиманов Северо-Западного Причерноморья // *Гидробиология Дуная и лиманов Северо-Западного Причерноморья.* – К.: Наук. думка, 1986. – С.3–19.
31. *Тимченко В.М.* Гидрологический режим как ведущий фактор управления экосистемами водоемов // *Міжвідомчий науковий збірник України.* – 2008. – Вип. 50.– Ч. I. – О.: Екологія, 2008. – С. 366-371.
32. *Тимченко В.М.* Модель оптимізації якості водного середовища каскадних водосховищ (на прикладі дніпровських) // *Наук. записки Тернопіл. нац. пед. ун-ту.* – Сер. біологія, спец. вип. *Гідроекологія.* – 2010. – № 2(43). – С. 478-481.
33. *Трофимов С.Я., Караванова Е.И.* Жидкая фаза почв. – М.: Изд. МГУ, 2009. – 73 с.
34. *Тимченко В.М.* Экологическая гидрология водоемов Украины. – К.: Наук. думка, 2006. – 383 с.
35. *Тимченко В.М.* Экологическая гидрология днепровских водохранилищ // *Гидробиол. журн.* – 2006. – Т. 42. – № 3. – С. 81-96.
36. *Хільчевський В.К., Осадчий В.І., Курило С.М.* Основи гідрохімії: підручник. – К.: Ніка-Центр, 2012. – 312 с.

*Український науково-дослідний
гідрометеорологічний інститут, Київ*

В.И. Осадчий

Гидрологические факторы формирования химического состава поверхностных вод

Приведены результаты исследования влияния гидрологических факторов на формирование химического состава поверхностных вод. Показано, что водный режим, скорость воды в реках, процессы внешнего и внутреннего водообмена, температура, мутность воды являются важной физической основой формирования химического состава поверхностных вод.

Ключевые слова: химический состав поверхностных вод, водный режим, скорость воды, температура, водообмен, мутность, цветность воды.

V.I. Osadchyy

Hydrological factors effect on the surface waters chemical composition

The results of the hydrological factors effect on the surface waters chemical composition are given. The water regime, speed of water in the rivers, the processes of internal and external water exchange, temperature and turbidity is the important physical basis for the chemical composition of surface waters formation.

Keywords: surface waters chemical composition, water regime, water velocity, temperature, water exchange, turbidity, water color.