

О.Л. Шевченко¹

ORCID: 0000-0002-5791-5354
shevch62@gmail.com

І.П. Твердий²

i.tverdyi@ukrgeol.com

А.В. Орещенко¹

ORCID: 0000-0002-8363-6885
andrey_o@ukr.net

УДК 556.168:556.153: 627.81: 556.332.2

DOI: <https://doi.org/10.15407/Meteorology2025.07.043>

ВИРІШЕННЯ ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ ЗАДАЧ У КОНТЕКСТІ ОЦІНКИ РЕСУРСНИХ ВТРАТ ТА ДОЦІЛЬНОСТІ ВІДНОВЛЕННЯ КАХОВСЬКОГО ВОДОСХОВИЩА

Суперечливість сучасних поглядів на значення і роль Каховського водосховища в різних галузях України та природній екосистемі налаштовує на розробку системного підходу щодо комплексної оцінки доцільності/недоцільності його відновлення. Загальним алгоритмом такого підходу може бути послідовне опрацювання наступних етапів: 1) всебічна оцінка довготривалих наслідків та проблем, обумовлених знищенням водосховища (без оцінки відносно тимчасових наслідків самої катастрофи); 2) оцінка можливості подолання усіх проблем, що виникли, без відновлення водосховища та розробка відповідних заходів; 3) порівняння витрат на ці заходи із витратами на відновлення водосховища та подальшу боротьбу з негативними ефектами від його існування; 4) об'єктивні висновки щодо доцільності відновлення водосховища за сумою "плюсів" та "мінусів". У статті також обговорюються гідрогеологічні оцінки фільтраційних втрат при наповненні водосховища та спрацювання штучних запасів підземних вод після спуску води з нього. Порівнюються швидкості поширення підпору, фільтраційні втрати та обсяги стікання підземних вод із зони підпору після вчинення воєнного злочину окупантами у 2023 р. Наголошується, що водосховища, особливо великі, є важливими чинниками поповнення ресурсів прісних підземних вод та створення їх штучних запасів, оскільки колишні місцеві, а іноді й регіональні базиси розвантаження підземних потоків, перетворюються на області їх живлення. Розглянуто загальні особливості формування балансу підземних вод у зонах впливу водосховищ та можливості його розрахунків а також важливі характеристики гідрогеологічних умов і фільтраційні параметри горизонтів на прилеглій до нижнього Дніпра території. Запропоновано метод розрахунку перспективних експлуатаційних запасів підземних вод у зоні впливу водосховища.

Ключові слова: водосховище, стік підземних вод, рівень, підпір, фільтрація, відновлення, водопостачання, оцінка наслідків.

ВСТУП

У зв'язку із кращою доступністю пріоритет у водоспоживанні в Україні завжди віддавався поверхневим водам (близько 70% населення України споживає поверхневі води Дніпровського басейну). Проте, за природними умовами водозабезпечення Україна знаходиться не в привілейованому становищі. Місцевий стік (власний фонд держави) складає лише близько 25% від загального стоку вкупі з транзитним (Данилишин та ін., 1999). Загальний стік або потенційні ресурси поверхневих вод України у рік середньої водності нині оцінюються у 200–202 км³ (без Дунаю ця цифра істотно зменшується — до 77 км³). Останнє десятиріччя місцевий середній річний стік складає близько 48 км³/рік (Шевченко О., Хрущов Д., 2021), або 24% від загального. У маловодний рік 95% забезпеченості місцевий стік дозволяє отримати близько 900 м³/людину/рік, що відносить нас до країн із надзвичайно низькою водозабезпеченістю (найнижчий рівень) оскільки для забезпечення прийняттого рівня життєдіяль-

ності однієї людини загальні розрахункові витрати води на вироблення (в т.ч. зрошення) і приготування їжі складають 1300 м³/людину/рік (Falkenmark, Rockstrom, 2004).

Люди навчились вирішувати проблему із браком місцевого стоку шляхом зарегулювання транзитного стоку річок, тобто шляхом створення водосховищ. В "епоху частих посух" важливість водосховищ, як джерел водозабезпечення, ще більше зростає (Тведт, 2013), що доведено широким міжнародним досвідом. Так, більшість країн Середземномор'я наприкінці минулого сторіччя і початку нинішнього почали активно зарегульовувати річки, які влітку майже повністю пересихали. В Іспанії, щоб вирівняти природну нерівномірність у розподілі води, спорудили понад тисячу великих дамб (найбільша їх кількість серед країн Світу на одиницю площі) (Тведт, 2013). Таким чином водосховища забезпечують істотне збільшення обсягів так званого "експлуатаційного стоку", що може бути вилучений із водного джерела без шкоди для його санітарного

стоку. Наприклад, для басейну Дніпра експлуатаційний стік завдяки водосховищам складає 20% від середньобагаторічного (Воропаєв и др., 1986), без них — близько 15,5%. У США ця частина водного стоку має назву “надійні водні ресурси”. З 60-х років минулого сторіччя, коли вони складали 27% від середньобагаторічного стоку, завдяки поступовому збільшенню кількості та акумулюючої місткості водосховищ досягнуто зростання цих ресурсів до більш ніж 50%.

Зважаючи на те, що на більшу частину території України нині поширюються зони нестійкого та недостатнього зволоження, місцевий стік надалі буде зменшуватись, і все більше відчуватиметься залежність від транзитного стоку. За умов зменшення поверхневого стоку, розширення на північ степової та лісостепової зон, більш водозабезпеченими лишатимуться регіони Передкарпаття та Полісся, переважна частина якого належить Білорусі. Саме там, а також за нашим західним, північним та північно-східним кордонами формується стік найбільш повноводних річок України: Прип’яті, Десни, Дніпра, Західного Бугу, Дунаю. Якщо глобальне потепління буде тривати й надалі, то згодом наші сусіди підуть шляхом зарегулювання поверхневого стоку, що ставить Україну у залежність від їхніх водопотреб. Отже, потепління клімату, вплив якого на водні ресурси став цілком очевидним (Dai, 2013; Van Lanen et al., 2016; Shevchenko et al., 2019), спонукає до термінових змін у структурі водоспоживання. У зв’язку з низькою водозабаченістю водоносних горизонтів центральної (у межах Українського кристалічного масиву) та південної України використання якісних прісних підземних вод, за таких умов, доцільно обмежувати потребами питного водозабезпечення населення, харчової галузі і сільського господарства (Шевченко О., Хрущов Д., 2021; Шевченко та ін., 2022).

Для промисловості, енергетики та сільського господарства необхідні значні легкодоступні обсяги *поверхневих* вод, що традиційно вирішується в Україні шляхом зарегулювання поверхневого стоку за допомогою водосховищ. Водосховища займають проміжне положення між проточними річками та непроточними озерами і ставками. Особливість їх режиму полягає у значній нерівномірності стоку протягом року (у зв’язку з періодичними короткотерміновими спусками води) та по поперечному профілю; практично повній відсутності підземного живлення. У зв’язку із цим у водосховищах та на прилеглий площі встановлюється особливий режим водообміну. У прилеглий до водосховищ зоні впливу формується підпертий режим ґрунтових вод, для яких докорінно змінюються складові роз-

вантаження — значно збільшуються витрати на випаровування та перетікання у водоносні горизонти, що лежать під ними. Отже, водосховища слід розглядати **як джерело поповнення (відновлення) ресурсів питних підземних вод**.

І.А. Шикломанов, порівнюючи зміни величин стоку р. Дніпро до і після будівництва водосховищ прийшов до висновку, що стік Дніпра в створі м. Києва після будівництва Київського водосховища не зазнав суттєвих змін. У той же час, порівнюючи стік Дніпра в створі біля м. Каховка до 1955 р. і після, він виявив, що після будівництва каскаду водосховищ і до 1973 р. (закінчення спостережень) *стік Дніпра істотно зменшився* — у середньому на 10,5 км³/рік. Зниження весняного стоку за той самий період склало в середньому близько 13,0 км³/рік. Тобто зниження стоку відбулось не за період високих температур внаслідок випаровування, а в період високих рівнів, — внаслідок перетікання в борти, до підземних водоносних горизонтів. В той же час стік за інші сезони помітно зріс. Так за літньо-осінній період середній стік зріс на 2%, — при порівнянні величин сезонного стоку у відсотках від сумарного річного стоку. Ще більших змін зазнав зимовий стік: максимальний зимовий стік збільшився до 37% (з 15,6% за природного режиму стоку), середній — до 29,3% (з 12,8%), а мінімальний — до 22,7% (з 10,4%) (Шикломанов, 1989).

ЩОДО ДОЦІЛЬНОСТІ ВІДНОВЛЕННЯ КАХОВСЬКОГО ВОДОСХОВИЩА

Отже, регулювання стоку річок водосховищами передбачає певну трансформацію стоку, яка може сприяти збільшенню його у маловодні періоди або у цілому за рік, що важливо для посушливих областей степової зони, або ж зменшенню стоку (шляхом його акумуляції і відведення) у багатоводні періоди, що важливо для передгірських областей.

Завдяки Каховському водосховищу фільтраційний потік прісної води у бік Чорного моря та затоки Сиваш в обхід плечей Каховської греблі мав ширину близько 50 км у міжріччі Дніпро-Молочна, **унеможлижуючи інтрузію солоних вод у прибережній зоні**. Натомість за межами цього потоку в Північно-Сиваському артезіанському басейні фронт солоних вод достатньо швидко витісняв прісні води з неоген-четвертинних відкладів під впливом інтенсивного водовідбору. Зрошення та фільтраційні втрати з каналів також стримували втручання солоних вод у північній частині Рівниннокримського басейну (Камзіст, Шевченко, 2009).

Тим не менш, незважаючи на значну користь від Каховського водосховища, воно мало ряд недоліків, пов’язаних головним чином із порушенням

природної екосистеми, евтрофікацією водотоку, підтопленням прилеглих територій, затопленням розташованих поблизу гірничих виробок, значними непродуктивними втратами води на випаровування тощо. Так величина середньобагаторічного випаровування із водної поверхні Каховського водосховища навіть до початку глобального потепління оцінювалась величиною 830–860 мм/рік (Мокляк, 1962), що більш ніж у 2 рази вище за середньобагаторічну кількість опадів.

Процес седиментації у водосховищах також доволі інтенсивний і зумовлений значним уповільненням швидкості потоку. Продуктами седиментації є як місцеві автохтонні органо-мінеральні та органічні комплекси, так і привнесені з верхньої частини річки та вище розташованих водосховищ тверді наноси (алохтонні). Органічні речовини відіграють визначальну роль у формуванні якості води водосховищ. Проте якщо не брати поверхневу воду безпосередньо з них а використовувати підземні *берегові водозабори* на відстані 250–300 м від урізу води, отримаємо вже підземну воду, фільтраційно очищену від надлишків органічної речовини, важких металів, нафтопродуктів, радіонуклідів тощо (хоча знезараження води все одно слід проводити). Такий спосіб водовідбору істотно зменшує витрати на водопідготовку, оскільки піщані відклади між свердловинами та водосховищем виконують роль швидкого піщаного фільтру.

Цим недолікам або нетривалим і тривалим наслідкам функціонування водосховища також повинна бути надана об'єктивна оцінка. Для цього слід виконати ряд послідовних процедур, не беручи до уваги екологічні переваги або здобутки, пов'язані із збереженням культурної та історичної спадщини (рис. 1).

У період існування водосховища водообмін між першим водоносним горизонтом у четвертинних відкладах, який на частині території представляє собою верховодку, і напірними горизонтами у верхньопліоценових піщано-глинистих утвореннях або міоценових вапняках, що лежать нижче, відбувався шляхом низхідного перетікання через червоно-бурі глини нижнього плейстоцену-верхнього пліоцену (переважно на масивах зрошення під час поливів), а на окремих богарних ділянках і на периферії зрошуваних масивів поблизу водосховища — шляхом зворотного напірного живлення ґрунтових вод, що викликало необхідність упровадження вертикального або комбінованого дренажу. Після спуску водосховища небезпека підтоплення та напірного живлення ґрунтових вод значно зменшилась, проте створився значний дефіцит запасу вологи у кореневмісному шарі ґрунту, що збільшує актуальність зрошення. Однак, за відсутності легкодоступних гарантованих джерел зрошення підтримувати врожайність земель стає практично неможливим. Значно впадуть обсяги отримуваної овочевої та



Рис. 1. Структурований алгоритм оцінки доцільності відновлення Каховського водосховища. Червоним виділено проблеми, які неможливо подолати без наповнення водосховища, синім — позитивні наслідки

іншої сільськогосподарської продукції. Хоча землі Херсонщини не є родючими для більшості основних культур і тому не давали надто вагомого внеску у валову сільськогосподарську продукцію України. Після припинення або значного зменшення живлення напірних вод поливними водами можливе повернення ґрунтоутворюючих процесів до автоморфних із зміною відновлювальних умов на окиснювальні та трансформація режиму хімічного складу підземних вод.

Внаслідок підтоплення від фільтраційних втрат із каналів у насипах та напівнасипах (переважно вздовж каналів Краснознам'янської зрошувальної системи, які заповнювались із Каховського водосховища), утворились полоси засолених ґрунтів шириною до 50–60 м по обидва боки від каналів. Слід відзначити, що і на ділянках підтоплення внаслідок підпору підземних вод від водосховища також проявлялись процеси засолення та осолонцювання ґрунтів. Після знищення водосховища розвиток таких процесів значно обмежився. Водний режим ґрунтів за відсутності водосховища та зрошення переходить від гідроморфно-випаровувального до гідроморфно-промивного.

Влітку 2023 р. на прилеглій до колишнього водосховища території відбулось швидке зниження рівня ґрунтових а подекуди й міжпластових вод. За 1,5–2 місяці рівні перших від поверхні водоносних горизонтів знизились на значній частині прилеглої неокупованої території Херсонської та Дніпропетровської областей на 8,5–10,0 м (що призвело до осушення шахтних колодязів), хоча подекуди лише на 1,0–2,5 м. Зона впливу зниження РГВ на правобережжі до вересня 2023 р. поширилась на 13 км від Дніпра, що створило загрозу для повноцінного водозабезпечення багатьох населених пунктів.

Без постійного поповнення резервуару-охолодника практично унеможлиблюється експлуатація на повну потужність Запорізької АЕС (Шевченко, 2023). Водоймище-охолоджувач Запорізької АЕС (ВО ЗАЕС), що підтримувалось забором води з Каховського водосховища (проте не залежало від режиму його регулювання), було побудоване з розрахунку 6 м² площі дзеркала на 1 кВт потужності. Оскільки загальна вихідна потужність ЗАЕС становить 5700 МВт, то ВО має площу дещо більшу за 6000 м². За своїм типом ВО ЗАЕС відноситься до відсічних, тобто створене на мілководній акваторії Каховського водосховища шляхом відгородження його частини земляними дамбами.

Водосховище також виконувало роль буфера, тобто асимілювальну та розбавлювальну функцію на випадок радіоактивного або іншого виду забруднення (звісно за аварійної ситуації на ЗАЕС, оскільки

накопичення у донних відкладах “чорнобильських” радіонуклідів було незначним, а на сьогодні є мізерним: ¹³⁷Cs акумулювався вище за течією, а більш розчинний ⁹⁰Sr переважно був винесений транзитом (Канівець, Деркач, 2024) або розподілився у підорному шарі зрошуваних угідь) (Шевченко, 1993).

За гідрогеологічними ознаками північна, субширотно орієнтована частина Каховського водосховища накладається на гідрогеологічну область Українського щита (або Український масив тріщинних вод), а її південний борт та субмеридіональна, вужча частина входять до Причорноморського артезіанського басейну. Оскільки з півночі примикає схил щита, його поверхня вкрита осадовими утвореннями кайнозою: відкладами четвертинного, неогенового та подекуди палеогенового періодів. Нижче у кристалічному фундаменті, з глибини 20–50 м подекуди містяться родовища поліметалічних руд. Очевидно, що потенційні надрокористувачі із США, які наразі проявляють інтерес до родовищ корисних копалин України, не зацікавлені мати проблеми з припливом води до кар'єрів поблизу північного борту наповненого водосховища (хоча в зоні впливу знаходиться невелика частина родовищ, від подібних родовищ України). Наразі приплив у ці виробки підземних вод істотно зменшився, а то і зовсім припинився. Тобто, чи не єдиними бенефіціарами сучасного стану Дніпра на ділянці Каховського водосховища (до того ж тимчасовими, — до вичерпання балансових промислових запасів) є існуючі та потенційні власники прилеглих кар'єрів і підземних гірничих виробок у Дніпропетровській (правий берег) та меншою мірою Запорізькій (лівий берег) областях — на площі поширення марганцеворудних родовищ в пухких осадових відкладах (Шевченко та ін., 2021) та інших металічних корисних копалин (залізорудні, поліметалічні та ін. родовища) в кристалічних породах у межах Українського щита (Шевченко, 2023).

Вплив значної кількості кар'єрів та інших гірничих виробок на поліметалічні і залізні руди на правобережжі р. Дніпро проявився під час затоплення орних земель після підриву греблі Каховської ГЕС. У складі підземних вод водозабірних свердловин на затоплених територіях Херсонщини був виявлений понаднормовий вміст миш'яку, який у великій кількості присутній у дрібнодисперсних часточках гірничих відвалів. Ці частинки розпилюються на прилеглу територію і створюють новий техногенний геохімічний фон у ґрунтовому покриві. Хоча достеменно не відомо, який вміст цього елементу був у цих свердловинах до затоплення, тим не менш, зменшення напорів у водоносному горизонті

у відкладах верхнього сармату знижує його гідродинамічну захищеність, що разом з розвиненою системою епігенетичного (антропогенного) карсту значно підвищує вразливість цього основного експлуатаційного водоносного горизонту до забруднення.

Відновлення водосховища у далекій перспективі (після звільнення окупованих територій) може бути пов'язане із певними пріоритетами, скажімо, — для забезпечення водою зневодненого Криму тощо. Отже, зважаючи на значну турбулентність міждержавних стосунків, мінливість політичної кон'юнктури та інтересів великого бізнесу, оцінка можливостей вирішення проблем, пов'язаних із знищенням водосховища та висновки щодо доцільності його відновлення повинні бути якомога об'єктивнішими. Така робота передбачає: гідродинамічне моделювання з розрахунком перспективних запасів питних підземних вод за обох сценаріїв — відсутності та наявності водосховища, оцінку балансу підземних вод та водогосподарського балансу з врахуванням гідрохімічних показників та змін ресурсів під впливом потепління клімату, оцінку шкоди/користі від використання корисних копалин у зоні підпору підземних вод, оцінку альтернативних джерел зрошення тощо.

РЕЖИМ ПІДЗЕМНИХ ВОД ПІД ЧАС НАПОВНЕННЯ, КАТАСТРОФІЧНОГО СПУСКУ ТА ЗВИЧАЙНОЇ ЕКСПЛУАТАЦІЇ КАХОВСЬКОГО ВОДОСХОВИЩА

В умовах воєнних дій, припинення моніторингу підземних вод та відсутності пунктів автоматизованого дистанційного контролю їх рівнів, відтворення повної картини поширення дренажного впливу р. Дніпро після знищення водосховища практично неможливе. Для того щоб уявити як відбувається формування депресії підземних вод після сходження води з Каховського водосховища можна використати інформацію про поширення підпору за деякий період після наповнення водосховища у 1955 р. В останньому випадку *швидкість підйому рівнів ґрунтових або підземних вод* на однаковій відстані від водосховища цілком залежатиме від фільтраційних властивостей порід та від відстані до підземного вододілу і ухилу потоку підземних вод.

За результатами режимних спостережень 1956–1976 рр. вже через рік після наповнення водосховища (1956), на відстані 500 м від нього, рівні ґрунтових вод (РГВ) в пісках піднялися на 30% від приросту за 21 рік. У цілому підпір в пісках за цей рік просунувся на відстань 1050 м (рис. 2). За той же час підйом РГВ у суглинках поширився на відстань до 300 м. Перші чотири роки швидкість підйому РГВ у

суглинках із року в рік зменшувалась (неусталений режим), проте потім (з 1960 р.) — стабілізувалась, тобто приріст РГВ відбувався в квазіусталеному режимі. За перші 20 років РГВ у суглинках відреагував підйомом лише на відстань близько 1 км від водосховища. В пісках підпір поширився на відстань 1,5 км вже через 5 років, а через 20 років на цій відстані підйом склав 77% від зафіксованого максимального на 1976 р. До квазіусталеного режиму підйом рівня в пісках перейшов через два роки після наповнення водосховища. Швидкість просування фільтраційного потоку від водосховища в суглинках і пісках складала за перші 10 років (крім першого року) відповідно 30 і 100 м/рік, за другі 10 років — до 15 і 80 м/рік, відповідно (Баер и др., 1978). Отже швидкість просування підпору в пісках у 3–4 рази більша за таку в суглинках.

Зовсім інші швидкості просування потоку по закарстованих вапняках меотису і верхнього сармату: в перші 10 років у середньому — 2,1 км/рік, другі 10 років — 0,4 км/рік (рис. 3). При цьому найвищий підпірний рівень у водосховищі у створі свердловин №№ 129–509–504–505 (лівий берег) на третій рік наповнення (1958) складав 26 м (приріст 16 м від базового природного рівня у 10 м). Поширення фільтраційного потоку від цього рівня спостерігали протягом 18 років, за які рівні підземних вод у закарстованих вапняках неогену підвищились на відстані 24 км від водосховища (рис. 3). Для порівняння, РГВ у зоні впливу Куйбишевського водосховища (р. Волга) піднімався десять років після наповнення (1955–1964 рр.) і загальний підпір поширився у зоні шириною 20 км від водосховища (Шикломанов, 1989).

Змінювалися в часі також абсолютні значення фільтраційних втрат із водосховища. На Лівобережжі нижнього Дніпра за перші 10 років після наповнення, коли фільтраційні втрати відбувались за механізмами вільної, капілярної і вресіт підпертої фільтрації, вони складали 43,2 млн. м³/рік, а в другому 10-річчі, за усталеного підпертого режиму, — 31,2 млн. м³/рік. За 17 років експлуатації водосховища поповнення запасів підземних вод зони активного водообміну лише внаслідок фільтраційних втрат в його лівий борт склало 632,4 млн. м³ (Баер и др., 1978), тобто в середньому 37,177 млн. м³/рік.

Штучні запаси підземних вод внаслідок поширення підпору від водосховища можна визначити за рівняннями ВСЕГІНГЕО (Методические рекомендации, 1973) або Шикломанова-Веретеннікової (Шикломанов, 1989):

$$W_{\text{шз}} \approx 0,5 \cdot K_{\text{н}} W_{\text{п}} \mu H_{\text{с}}^{0,6}, \quad (1)$$

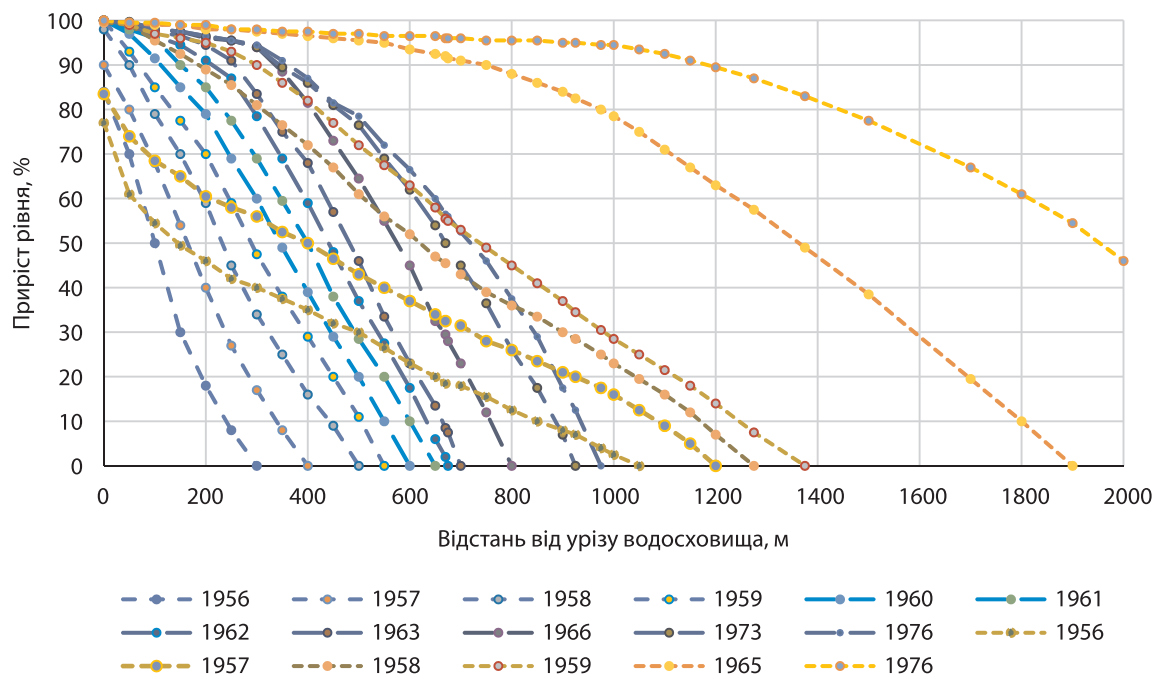


Рис. 2. Динаміка поширення підпору від Каховського водосховища від початку його заповнення до 1976 р. за даними Південно-Української гідрогеологічної експедиції ДП “Українська геологічна компанія” та Снігурівської гідрогеолого-меліоративної партії: синій колір, коротші лінії — в суглинках; помаранчеві та темно-жовті — у пісках

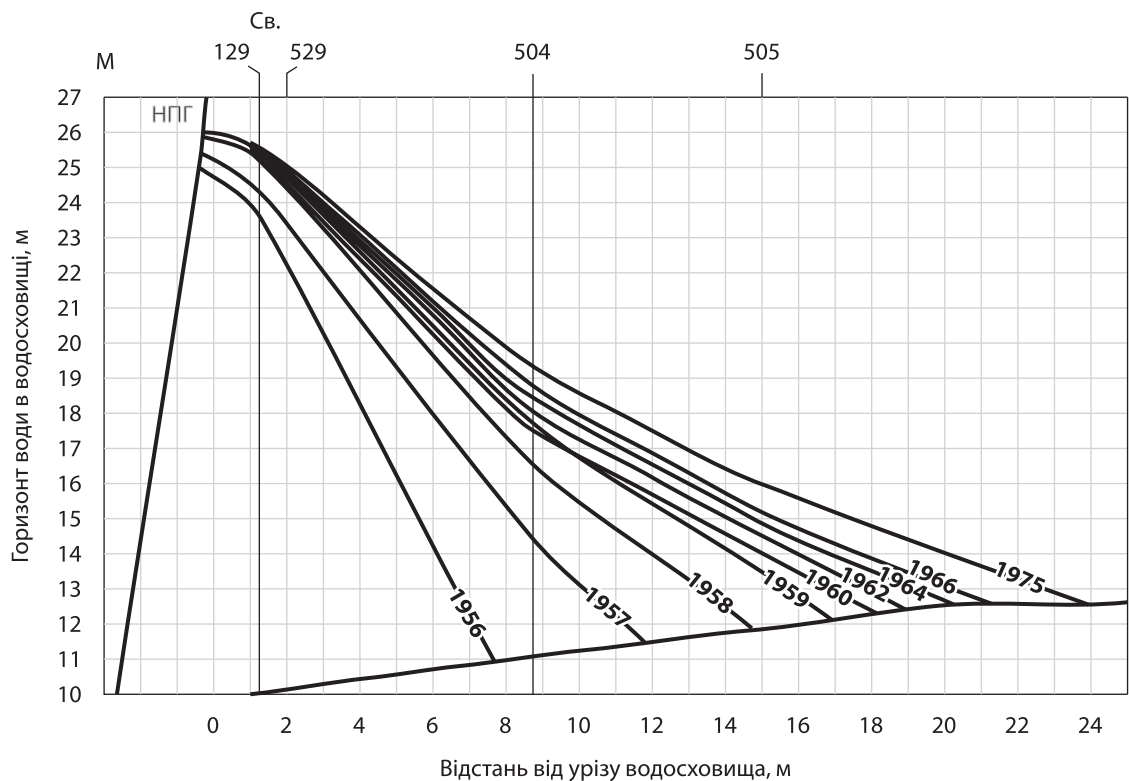


Рис. 3. Залежність швидкості поширення підпору рівня підземних вод від відстані до Каховського водосховища у тріщинуватих закарстованих вапняках неогену (Баер и др., 1978). Створ свердловин на лівобережжі Дніпра, м. Н. Каховка (Отчет..., 1973)

де $W_{шз}$ — штучні запаси підземних вод утворені внаслідок підпору від водосховища; W_n — повний об'єм водосховища; μ — коефіцієнт браку насичення, або гравітаційної водовіддачі (для пісків, насичених суглинків та вапняків) (табл. 1); H_c — середня глибина залягання рівня ґрунтових (підземних) вод на прилеглий до водосховища території до його спорудження, м; K_n — коефіцієнт наповнення водосховища, що демонструє ступінь його наповнення за період t , що розглядається:

$$K_n = \frac{W_{ак}}{W_n}, \quad (2)$$

де $W_{ак}$ — вода акумульована у водосховищі на час t .

Якщо рівень у водосховищі постійно дорівнює нормальному підпірному рівню (НПР), то $K_n = 1$, для водосховищ сезонного регулювання $K_n = 0,7 \dots 0,9$.

Вирахувавши ці запаси можна орієнтовно оцінити обсяги води, які зійшли (можливо ще продовжують сходити) після спуску водосховища і відновлення природних рівнів річки.

Як відомо, повний об'єм Каховського водосховища перед підривом греблі та стрімким сходженням

води складав трохи більше $18,2 \text{ км}^3$. Напередодні підриву греблі Каховської ГЕС, за даними мережі спостережень Українського гідрометеорологічного центру, рівень води у Каховському водосховищі (на 20 годину 5 червня) дорівнював $16,77$ метрів у Балтійській системі висот (м БС), що на $0,77$ м вище за НПР водосховища (Чорноморець та ін., 2023). Щодо коефіцієнту браку насичення, то для розрахунків прийняте середнє значення для пісків та супісків $0,13$, для сильнозакарстованих вапняків — $0,14$, а для лесовидних суглинків та суглинків бурих — $0,06$ (табл. 1). Середньобагаторічна (за період існування водосховища) глибина залягання рівня ґрунтових вод у свердловині № 950 (водоносний горизонт в середньонеоплейстоценових еолово-делювіальних лесовидних суглинках), що знаходиться на правобережжі на віддалі $35,2$ км від водосховища, тобто скоріш за все за межею його впливу, становить $2,88$ м або $75,55$ м БС, а в свердловині № 957 (у тих самих суглинках), що на відстані $17,7$ км від водосховища, — $4,1$ м або $79,29$ м, тобто вище на $3,74$ м. Проте, якщо прийняти одночасні заміри рівня, скажімо на травень 1983 року та вересень 2011 р. (Гур'євських, 2015), то отримаємо, відповідно, різницю

Таблиця 1. Фільтраційні параметри порід водозбору нижнього Дніпра в Херсонській області.

Тип ґрунтів	Коефіцієнти фільтрації, м/добу	Коефіцієнти гравітаційної водовіддачі для безнапірних умов	Коефіцієнти пружної водовіддачі
Леси (Каховський зрошувальний масив)	0,1–0,75/0,5 (Смирнов) 0,08–1,5 (Баєр)	0,07–0,1	
Лесовидні суглинки (КЗМ)	0,01–0,19/0,06	0,05–0,08	
Суглинки: • важкі ущільнені, лубянського горизонту (КЗМ) • бурі • червоно-бурі (КЗМ)	0,006–0,03/0,015 0,03–0,05/0,04 0,001–0,008 (Смирнов) 0,002–0,1 (Баєр)	0,01–0,06	$(1,7 \dots 2) \cdot 10^{-2}$
Супіски	0,3–1,3	0,1–0,14	$(8 \dots 10) \cdot 10^{-3}$
Піски: • глинисті • тонкозернисті • дрібнозернисті • середньозернисті • крупнозернисті	1,0–5,5 (Еськов, Баєр) 2,0–4,0 4,0–7,0 7,0–15,0 14,0–32,0	0,06–0,1 0,09–0,12 0,12–0,16 0,15–0,22 0,22–0,30	$(8 \dots 20) \cdot 10^{-4}$
Червоно-бурі глини: • пліоцен-плейстоцену (КЗМ) • глини меотису (КЗМ)	0,00001–0,005/ 0,0005 0,0003–0,0005	0,002–0,005	$(5 \dots 6) \cdot 10^{-3}$
Вапняки: • слабозакарстовані, тріщинуваті верхньосарматські (Херсон); • верхньопліоценові • середньозакарстовані і тріщинуваті (КЗМ); • сильнозакарстовані	16,4–20,0 (Лизогуб) 10–30 (Баєр) 42–550/76–130 (Смирнов) 100–1000 (Жернов)	0,005–0,01 0,05–0,15 (Скабланович, Жернов)	$(8 \dots 10) \cdot 10^{-5}$

рівнів 4,83 і 4,88 м. Таке співвідношення дає уяву про вплив Каховського водосховища на формування підпертого РГВ та непорушені природні рівні за межами впливу водосховища. Якщо зробити проєкцію свердловин на лінію ортогональну до берегової лінії водосховища, то можна розрахувати ухил лінії підпору ґрунтових вод:

$$I = \frac{\Delta H}{X} = \frac{4,88}{16900} = 0,0003. \quad (3)$$

На початку та наприкінці спостережень отримано практично ідентичні значення градієнта, з чого можна зробити висновок, що підпір підземних вод повністю сформувався до 1983 р.

Згідно геоморфологічної характеристики примикаючої до Каховського водосховища правобережної частини Херсонської області (Баер и др., 1978) цей район відноситься до вододільної рівнини (плато), вкритої товщею лесів та лесовидних суглинків середнього і легкого складу. У підшві цієї товщі звичайно лежать більш важкі червоно-бурі суглинки нижньочетвертинного-верхньопліоценового віку товщиною від 2–3 до 10–12 м. Загальна потужність покривних відкладів становить у середньому 20–25 м, проте подекуди до 40–50 м, місцями не більше 10–15 м. Нижче червоно-бурих глин лежать верхньопліоценові піщано-глинисті відклади або вапняки. Авторами (Баер и др., 1978) також виділені три типи ділянок із різним заляганням РГВ у четвертинних відкладах. Можна зрозуміти, що описані вище умови із свердловинами №№ 950, 957 підпадають під третій тип — РГВ у діапазоні 3–5 м від поверхні, ґрунтові води лежать на червоно-бурих глинах.

Як зазначено у роботі (Детальна..., 2015) “слабо-водоносний” горизонт в елювіальних, еолово-делювіальних відкладах нижнього-верхнього неоплейстоцену (e,vdPI-III) має локальне поширення на вододільних площах. Ґрунтові води концентруються звичайно у легких пористих суглинках у нижній частині шару над більш тяжкими та щільними різновидами або над червоно-бурими глинами. Глибина залягання ґрунтових вод змінюється від 0,5–2,0 до 10,0–15,0 м. Потужність горизонту змінюється від 1,3 м до 14,0 м. Мінералізація ґрунтових вод від 0,5–2,8 до 10,0 — 14,0 г/дм³, коефіцієнт фільтрації змінюється від 0,023 до 0,4 м/добу”. Водовмісні породи водоносного горизонту у відкладах верхньосарматського підрегіоярусу верхнього міоцену (N₁s³) представлені вапняками білими, світло-сірими, пелітоморфними, оолітовими, тріщинуватими. В підшві горизонту зустрічаються глини й мергелі того ж віку потужністю 1,5–4,0 м (Детальна..., 2017).

Приймемо середню глибину природного рівня ґрунтових вод у еолово-делювіальних лесовидних

суглинках 7,3 м, в пісках — 6,5 м, вапняках закарстованих — 28 м, тоді, згідно рівняння (1) отримаємо:

$$W_{\text{шз}} \approx 0,5 \cdot 0,9 \cdot 18,24 \cdot 0,06 \cdot 7,3^{0,6} \approx 1,6 \text{ млн м}^3;$$

для водоносного горизонту в піщаних відкладах правобережних дніпровських терас:

$$W_{\text{шз}} \approx 0,5 \cdot 0,9 \cdot 18,24 \cdot 0,13 \cdot 6,5^{0,3} \approx 3,3 \text{ млн м}^3;$$

для напірного горизонту у відкладах верхнього сармату:

$$W_{\text{шз}} \approx 0,5 \cdot 0,9 \cdot 18,24 \cdot 0,14 \cdot 28^{0,6} \approx 8,5 \text{ млн м}^3.$$

Значення фільтраційних втрат для правобережної частини, що примикає до водосховища, в сумі **13,4 млн. м³/рік** виглядає заниженим порівняно із значеннями наведеними в роботі (Баер и др., 1978) — близько 30 млн. м³/рік — для лівобережної частини. І хоча фільтраційні втрати у правий берег водосховища насправді можуть бути меншими, на нашу думку це пов’язано із недосконалістю розрахункового рівняння, яке не враховує потужності товщі, що насичується та довжини берегової лінії, вздовж якої відбувається підпір. Хоча насправді фільтраційні втрати з водосховища у правий берег могли бути меншими взнаки вищих гіпсометричних поверхонь.

Більш точні розрахунки обсягу підземних вод, що зійшов після спуску водосховища можна було б виконати за даними спостережень за рівнем підземних вод. Проте за наявних даних, точніше, за відсутності точної інформації щодо напорів підземних вод в одному створі по нормалі на різній відстані від Дніпра після затоплення правобережної частини водозбору (після підриву рашистами греблі), а також точних даних про рівні води та динаміку затоплення, практично неможливо відтворити лінію поширення підпору. Згодом, під час стікання підземних вод до Дніпра, поширилась депресія в полі їх напорів, яку ще можна відтворити. Наближено ми можемо уявити її, якщо використаємо наявні фільтраційні параметри і нашу уяву про розвиток підпору та депресії у неоднорідних осадових відкладах.

За даними спостережень Південно-Української гідрогеологічної експедиції рівень підземних вод у свердловині № 1084 на водоносний горизонт у відкладах верхнього сармату (N₁s³) під час розливу води із водосховища та наступного її стікання з затоплених територій змінювався досить стрімко (рис. 4).

Свердловина № 1084 розташована у 18,320 км від русла Дніпра, на відстані 41,3 км від греблі Каховської ГЕС, що унеможливорює настільки швидкий вплив розливу водосховища на рівень води у свердловині (рис. 4), навіть із врахуванням того, що до 8 червня 2023 р. Дніпро наблизився на відстань

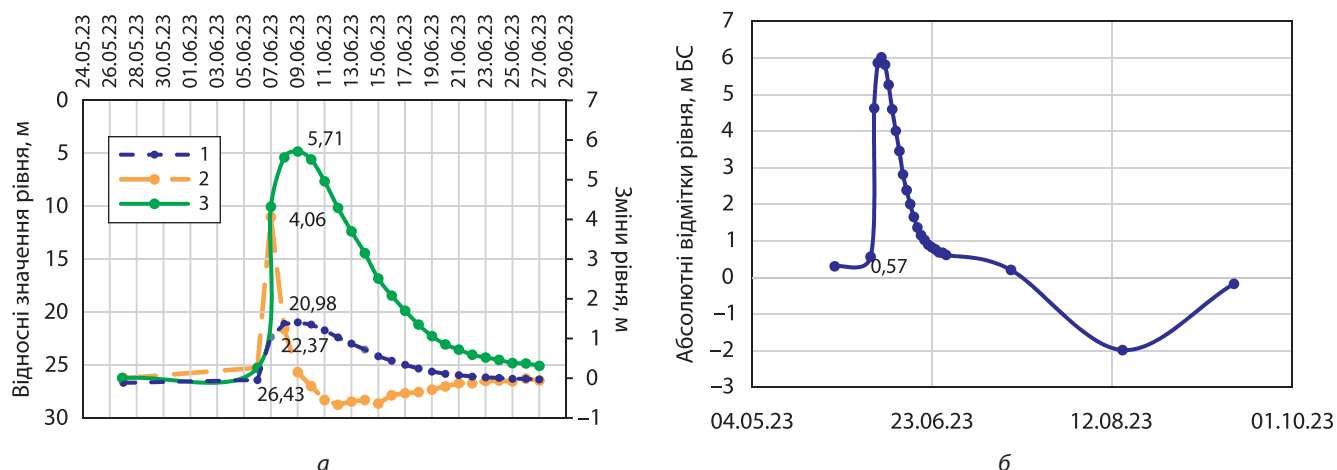


Рис. 4. Динаміка змін рівня підземних вод у свердловині №1084 до початку і під час катастрофічного спуску Каховського водосховища (кінець травня-червень 2023 р.): а: 1 — рівень від поверхні землі, м; 2 — зміна рівня за добу, м; 3 — кумулятивні зміни порівняно із доварійним значенням, м; б — зміни абсолютних значень рівня води у свердловині (абс. відмітка поверхні землі 27,0 м).

16850 м від свердловини. Абсолютні відмітки рівня води по краю затоплення сягали 8,3–10,2 м БС висот. Як можна побачити з карти (рис. 5), такий вплив на рівень водоносного горизонту може бути обумов-

лений лише підпором і підйомом рівня у найближчій до свердловини річці Інгулець (135 м).

Оскільки є достатньо достовірні дані щодо рівнів та відстаней, можна розрахувати коефіцієнт філь-

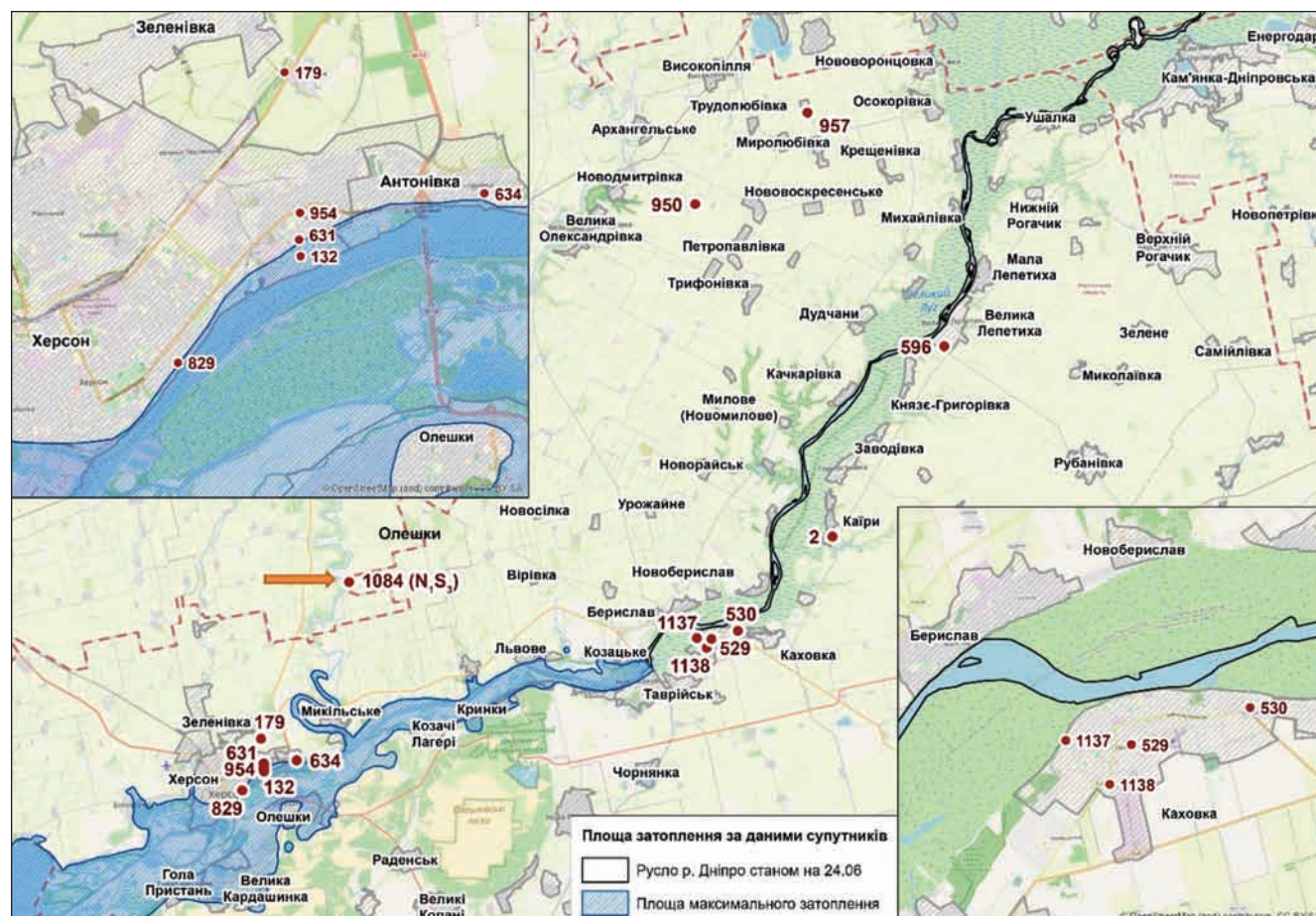


Рис. 5. Карта розташування свердловин державного гідрогеологічного моніторингу в районі Каховського водосховища та нижнього Дніпра (Херсонська область) станом на 9.06.2023 р.

трації верхньосарматських вапняків за звичайним рівнянням ламінарної фільтрації. Якщо прийняти, що підпертий рівень води в річці складав 10,2 м, а у водоносному горизонті 0,57 м на 6.06.2023 р., то враховуючи що вода наблизилась до свердловини на відстань близько 85 м, можна стверджувати, що за градієнта 0,1014 коефіцієнт фільтрації вапняків становить близько 840 м/добу, що відносить їх до сильнозакарстованих (див. *табл. 1*). Тепер перевіримо, які насправді коефіцієнти фільтрації були притаманні вапнякам сармату під час формування підпору. Як ми вже зазначали вище, згідно спостережень за фактичними рівнями в 1956–1976 рр. (Баер, 1978), швидкість просування підпору за друге десятиріччя становила 400 м/рік або 1,096 м/добу. З діаграми на *рис. 3* добре видно, що градієнт потоку у лівий бік від водосховища на 1975 рік складав $(26-12,8)/24000=0,00055$. Це більше, ніж ми визначили за даними 1983–2011 рр. для правобережжя. Якщо ж припускати, що підпір формувався симетрично відносно осі водосховища, то можна зробити висновок, що він на 1975 рік остаточно не сформувався. Використовуючи отримане значення градієнту та швидкості можемо легко порахувати, що коефіцієнт фільтрації складав 1992,7 м/добу, що досить складно уявити. Тим не менш, навіть якщо коефіцієнти фільтрації менші на порядок все одно вони значно вищі ніж представлені у тій самій роботі: 10–30 м/добу (див. *табл. 1*).

У 2023 році, під час катастрофічного сходження та розливу води нижче зруйнованої греблі, спостерігались більші швидкості фільтрації, ніж під час наповнення. Вже через 5 місяців після підриву греблі (6 червня 2023 р.), тобто наприкінці жовтня — на початку листопада, фахівцями Південно-Української гідрогеологічної експедиції було зафіксоване значне зниження рівнів води на 8–10 м у свердловинах централізованого водопостачання сільських населених пунктів Херсонщини, розташованих на відстані 7–13 км від водосховища. Це дало можливість розрахувати швидкість відтоку підземних вод із відкладів верхнього сармату, яка на окремих ділянках сягала 15 км/рік (за середніх значень 4,5–5,5 км/рік). Поясненням цьому може бути лише інтенсивний розвиток закарстованості вапняків верхнього сармату за час існування підпору від водосховища та інтенсивної експлуатації даного горизонту водозаборами.

На роль карсту в прибережних зонах водосховищ звертали увагу й після будівництва інших водосховищ за часів Радянського Союзу. Як відомо розвиток кайнозойського карсту пов'язаний із формуванням сучасної гідрографічної мережі і найбільша інтенсивність процесу *характерна саме*

для придолінних ділянок річок і водосховищ (Опыт и методика, 1959).

Можливо, що такі аномалії водопроникності поширені на невеликій площі (у вигляді нешироких каналізованих потоків), які буде досить складно врахувати при гідрогеологічному моделюванні. Доведеться або збільшувати середні фільтраційні параметри по всій площі, на яку впливає водосховище, що, за відомої значної неоднорідності водомістких порід не відображатиме реальної ситуації, або потрібно будувати детальну карту коефіцієнтів фільтрації та водопровідності основних водоносних горизонтів із урахуванням лінійних аномалій. Для локальних моделей на правобережній та лівобережній частинах Дніпра застосовують звичні фільтраційні параметри, отримані під час дослідно-фільтраційних робіт *in situ* (*табл. 1*). Хоча навіть вони дуже неоднорідні для однотипних порід. Наприклад, для вапняків понтичного ярусу, навіть на невеликих відстанях, коефіцієнти фільтрації (k) відрізняються у десятки, сотні і тисячі разів. Так, на ділянках поширення карстових каверн і тріщин k може досягати кількох сотень метрів за добу, а на ділянках поширення монолітного мергелистого вапняку — частки метра за добу (Смирнов и др., 1973). Щодо пухких відкладів, то варто прийняти до уваги значення коефіцієнтів фільтрації алювіальних відкладів Дніпра, для визначення яких було виконано великий обсяг лабораторних та польових робіт (Еськов, 1970).

Використовуючи такі параметри можна розрахувати питомі втрати на фільтрацію в береги за умов наповнення водосховища та незворотні втрати на стік до річки, — за відсутності водосховища. Питомі витрати підземних вод до річки ($q_{ст}$), за наявності тришарової водоносної товщі (третій шар пісків розвинутий спорадично — на терасах Дніпра, *рис. 6*) можна вирахувати з рівняння:

$$q_{AB} = (ak_1 + bk_2 + ck_3) \frac{H_2^2 - h_1^2}{2L}, \quad (4)$$

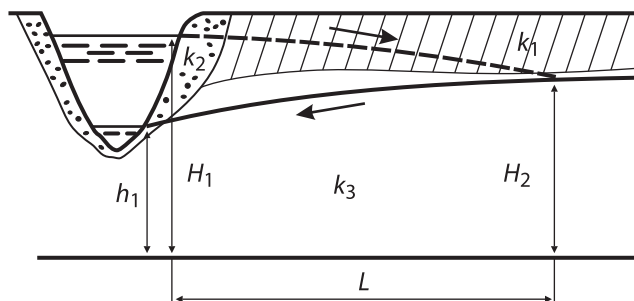


Рис. 6. Схема профільної фільтрації за час функціонування водосховища та після його знищення (див. рівняння (4), (5), (6))

де a, b, c — коефіцієнти дольової участі відносно однорідного за літологічним складом шару в загальній товщі водоносних порід; k_1, k_2, k_3 — коефіцієнти фільтрації відповідних шарів; H_2 — рівень ґрунтових вод на вододілі або на границі області фільтрації або умовного вододілу, тобто в точці, з якої починається рух потоку ґрунтових вод в бік річки (рівень води в річці або каналі, який прокладений субпаралельно руслу Дніпра); h_1 — початковий природний, до будівництва водосховища, а також понижений після його спуску середній рівень води в руслі Дніпра на місці колишнього водосховища; L — відстань між урізом води в річці (h_1) та вододілом (точкою з рівнем H_2).

Тоді питомі витрати фільтраційного потоку з боку водосховища після його наповнення дорівнюватимуть:

$$q_{\phi} = (ak_1 + bk_2 + ck_3) \frac{H_1^2 - H_2^2}{2L}, \quad (5)$$

де H_1 — рівень води у водосховищі; H_2 — рівень ґрунтових вод на межі підпору, тобто рівень близький до природного. Слід зауважити, що коефіцієнти a, b, c у другому випадку зміняться, оскільки зросте потужність незволоженого в звичайних умовах верхнього шару (в нашому випадку це леси або лесовидні суглинки).

Оскільки встановити значення H_2 доволі складно за відсутності ряду свердловин в одному створі по нормалі до берегової лінії, то і розрахунки за формулами (4) і (5) будуть наближеними. Тим більше, що в реальних умовах при формуванні різноспрямованих фільтраційних потоків значення H_2 у зв'язку із зміною L можуть відрізнятися, що зумовлено різною дальністю впливу депресії дренажування та підпору потоку підземних вод. Тому, для того щоб позбутись зайвої невизначеності, припустимо, що H_2 , а отже і L в обох формулах (4) і (5) приблизно однакові. Тоді можна розрахувати величину фільтраційних втрат, як результат різниці цих протилежних потоків (Жернов, 1982). Якщо прийняти, що фільтраційні витрати потоку, що прямує до річки (до наповнення водосховища) має знак плюс, а зворотній потік після наповнення — мінус, отримаємо результуючі фільтраційні втрати водосховища, якщо поміняти знаки місцями — поповнення запасів підземних вод.

Отже, представимо фільтраційний потік із водосховища q_{ϕ} з від'ємним знаком, тоді різниця витрат $q_{\phi} - q_{\text{ст}}$ дасть величину зміни балансу підземних вод, яку можна записати як:

$$q_{\text{втр}} = -(ak_1 + bk_2 + ck_3) \frac{H_1^2 - h_1^2}{2L}. \quad (6)$$

Довжина водосховища становила 230 км (Вишневський, 2011), а довжина берегової лінії правого берега близько 255 км. Прийmemo для орієнтовних розрахунків середній максимальний та середній мінімальний рівні води на станції Нікополь за чотири роки до створення Каховського водосховища (1951–1954). Вони (h_1) відповідно становили 8,63 і 3,69 м над рівнем моря (БС висот) (Vyshnevskiy, Shevchuk, 2024). Середній рівень води у водосховищі нижче Нікополя (гідрометрична станція Нікополь) за період 1966–2020 рр. становив 15,67 м (БС), максимальний рівень 16,46 м і мінімальний 14,18 м н. р. м. Розрахуємо фільтраційні втрати для трьох варіантів, прийнявши додаткове проміжне значення h_1 рівне 5,7 м БС, а відстань L до природного рівня H_2 , спираючись на наші розрахунки градієнта потоку по свердловинах №№ 950 і 957, рівню 35000 м.

Якщо припустити, що фільтраційні втрати в обидва береги приблизно рівні, то для q_{ϕ} можемо прийняти значення 31,2 млн. м³/рік. Тоді

$$\begin{aligned} q_{\text{ст}} &= -q_{\text{втр}} - q_{\phi} = -18,115 - 31,2 = \\ &= -49,315 \text{ (млн м}^3\text{/рік)}. \end{aligned}$$

Таким чином, за відсутності водосховища зі стоком до річки лише з правого берега щорічно безповоротно втрачається в середньому близько 49,3 млн. м³/рік прісних підземних вод доброї якості.

Окрім того варто врахувати витрати води з водосховища на обхідну фільтрацію греблі — з її верхнього б'єфу в нижній. Такі розрахунки краще виконувати за допомогою гідродинамічного моделювання.

Фільтраційні втрати з великих водосховищ під час і після їх наповнення слід розглядати як позитивний процес акумуляції запасів прісної води у фільтраційному середовищі або поповнення запасів підземних вод, що за певних умов сприяє витісненню або розбавленню мінералізованих вод. Штучні запаси підземних прісних вод є більш захищеними від забруднення, ніж поверхневі води і мають кращу

Таблиця 2. **Результати розрахунку фільтраційних втрат в правий берег за наповненого водосховища**

Варіант	$q_{\text{втр}}$, м ² /добу	На всю довжину водосховища з правого берега, м ³ /добу	W , млн м ³ /рік
1	–0,186	–47357,0	–17,285
2	–0,211	–53825,0	–19,646
3	–0,195	–49630,2	–18,115

якість внаслідок механічної затримки та сорбції забруднюючих речовин на початково ненасичених породах та у водонасиченій зоні. Натомість втрати запасів підземних вод після спуску водосховищ, у нашому випадку, — внаслідок підриву окупантами греблі Каховської ГЕС, слід визнати незворотними непродуктивними втратами на тривалий час, що здреновані річкою і продовжують стікати в акваторію Чорного моря, змішуючись із солоними водами.

Поповнення запасів підземних вод внаслідок фільтраційних втрат із водосховища відобразиться у збільшенні модуля експлуатаційних ресурсів у зоні підпору. Отже під час планування водогосподарської діяльності та водопостачання варто перераховувати перспективні ресурси підземних вод для зони впливу водосховища за формулою:

$$M_E = \frac{Sk m}{at + (R_k^2 / 2) \cdot \ln(R_k / r)} \text{ (м/добу)}. \quad (7)$$

Територію, на якій збільшуються запаси підземних вод внаслідок підпору, слід розділити на однорідні за геофільтраційними умовами блоки або, за однорідних умов, покрити рівномірною сіткою. Розмір R_k визначається через площу блоку F_1 : $R_k = (F_1 / \pi)^{1/2}$ або відстань між свердловинами l : $R_k = 0,569l$. Під час вибору кроку сітки варто виходити з природних умов території і потреб у питній воді, тобто глибини залягання і потужності водоносного комплексу, наявності водозаборів, рельєфу місцевості, густоти населених пунктів. З урахуванням цих чинників крок сітки може бути від 5 до 25 км. Радіус водозабірної споруди умовно приймається рівним 10 м (Методи..., 1986).

Значення отриманого модуля експлуатаційних ресурсів поширюється на всі ділянки території з близькими розмірами допустимих знижень, коефіцієнтів водопровідності і п'єзопровідності. Такі ділянки виділяються шляхом аналізу карт фільтраційних параметрів і динаміки підземних вод. Для правого берега нижнього Дніпра вздовж берегової лінії колишнього водосховища можна прийняти орієнтовні значення експлуатаційних запасів питних підземних вод водоносного горизонту у верхньоміоценових відкладах оцінені для ділянки "Бериславська-2" Бериславського родовища. За результатами дослідної відкачки вони оцінені в кількості 242,0 м³/добу (категорія В). За хімічним складом підземні води хлоридно-сульфатного змішаного катіонного складу з мінералізацією до 1,5 г/дм³ (Детальна..., 2017). Водомісткі породи — вапняки, розкриті в інтервалі 36,8–69,0 м. Рівень води в свердловинах фіксувався на глибинах близько 40,0 м від поверхні.

Перетікання через червоно-бурі глини за даними (Смирнов и др., 1973) оцінюється величиною 5–6 мм/рік. Коефіцієнти рівнепровідності для алювіальних крупнозернистих та середньозернистих пісків можна приймати рівними $1,5\text{--}5,5 \cdot 10^{-5}$ м²/добу.

Важливо відмітити, що першим від поверхні місцевим водотривом на досліджуваній території є лесовидні суглинки, бурі та червоно-бурі суглинки четвертинного віку та червоно-бурі глини нижнього неоплейстоцену-верхнього пліоцену. Вони обумовлюють формування верховодки та першого від поверхні постійного водоносного горизонту, а також контролюють п'єзометричні напори та перетікання у нижній водоносний горизонт або з нього. При моделюванні та розрахунках балансу зони активного водообміну важливо відобразити складову перетікання між водоносними горизонтами. Це дозволяє уникнути помилок, пов'язаних із завищенням випаровування та бічного відтоку до річок. Бічний відтік ґрунтових вод по товщі лесів, лесовидних суглинків і червоно-бурих суглинків є незначним і визначається величиною не більше 0,0008 м³/добу (лише по червоно-бурих суглинках — 0,000035 м³/добу). Проте в окремих випадках, коли по роздільному шару проходить не менше 10% від загальних витрат латерального потоку у шаруватій товщі, ним не варто нехтувати.

Щодо **балансу** ґрунтових вод у зоні впливу діючого водосховища, то важливо відмітити, що на відміну, від вододілів за межами впливу водосховищ, варто виділяти дві групи складових балансу. *Позитивні* або живлення: а) за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, б) внаслідок втрат при зрошенні; в) внаслідок перетікання знизу (там де формуються штучні напори у вапняках сармату внаслідок підпору від водосховища); г) внаслідок підпору від водосховища. *Від'ємні*: а) бічний відтік (може бути досить незначним і спрямованим за генеральним напрямком стоку — паралельно потоку річки з водосховищем, до моря); б) перетікання до нижчезалягаючого водоносного горизонту (на підвищених та більш віддалених від водосховища ділянках рельєфу); в) евапотранспірація; г) збільшення статичних запасів внаслідок насичення слабопроникних порід із низькими коефіцієнтами водовіддачі. Остання складова є специфічною саме для смуги поширення підпору від водосховища.

Для *напірного горизонту* у вапняках верхнього сармату, подекуди понту, формування балансу відбувається іншим чином. *Позитивні складові*: а) перетікання ґрунтових вод згори, б) бічний приплив з водозбору; *від'ємні*: а) бічний відтік (від водосховища та обхідна фільтрація в річку нижче греблі водосховища); б) перетікання у нижчі водоносні

горизонти через гідравлічні вікна та водотриви, які здебільшого невитримані; в) витрати на водопостачання та зрошення (ці складові можуть істотно зрости після спуску водосховища); г) збільшення статичних запасів зв'язаних вод у слабопроникних пухких осадових породах.

Для розрахунку інфільтрації опадів у південних районах України можна використати напівемпіричне рівняння (Лялько, 1965):

$$w = \frac{8(A+2)}{\sqrt{h}}, \quad (8)$$

в якому
$$A = \frac{(x_o \cdot x_e) \cdot k}{(x_o - x_e) \cdot t \cdot d}, \quad (9)$$

де k — коефіцієнт фільтрації порід зони аерації, м/доб; d — середньорічний дефіцит вологості повітря, (5,0–5,1 мм); h — потужність порід зони аерації, м.

Дане рівняння вирізняється тим, що враховує суму ефективних опадів холодного періоду (x_e), суму річних опадів x_o (мм) та середньорічну температуру повітря t (°C), тому може виявитись достатньо ефективним і репрезентативним для загальних оцінок (в першому наближенні) змін річного інфільтраційного живлення за рахунок мінливості надходження вологи на РГВ у холодний період року із врахуванням змін температури.

Після спуску водосховища розподіл балансових складових для ґрунтових та напірних підземних вод істотно змінюється, для ґрунтових швидше, для напірних повільніше. Важливо розуміти, що окремі складові, які під час функціонування водосховища були прибутковими стають після його спуску від'ємними і навпаки.

Для з'ясування ступеню залежності коливань РГВ від рівневого режиму водосховища необхідно встановити **закономірності** режиму ґрунтових вод в межах року та в багаторічному плані, чому будуть присвячені наші наступні статті.

ВИСНОВКИ

Описано важливі гідрогеологічні завдання, які потрібно вирішити для оцінки ресурсних втрат та налагодження водопостачання на території прилеглих до колишнього Каховського водосховища.

Виконано фільтраційні розрахунки, що кількісно підтвердили авторську концепцію, згідно якої фільтраційні втрати з великих водосховищ під час і після їх наповнення акумулюються у тріщинно-поровому середовищі і поповнюють запаси прісних підземних вод, тоді як дренажування водоносних горизонтів річкою (зворотній процес), сприяє кількіс-

ному виснаженню підземних вод. Так, за відсутності Каховського водосховища зі стоком до Дніпра лише з його правого берега безповоротно втрачається у середньому до 50 млн. м³/рік прісних підземних вод доброї якості, що приблизно на 18 млн. м³/рік більше, ніж поповнення водоносних горизонтів унаслідок фільтраційних втрат із водосховища. Стік підземних вод до Дніпра у нинішньому стані може бути перехоплений і використаний, так само як і фільтраційні втрати за наявності водосховища. Проте, значне зниження РГВ та зневоднення, що посилюється унаслідок зменшення інфільтраційного живлення водоносних горизонтів на богарних землях, створить значні проблеми для сільського господарства у майбутньому.

Відтворено за даними первинних спостережень динаміку фільтраційних втрат та просування підпору від Каховського водосховища відразу після його наповнення (1956–1976 рр.). Уперше, на основі розрахунків градієнтів потоку, показано, що підпір від Каховського водосховища поширювався на прилеглу правобережну частину більш ніж 20 років (з 1955 приблизно до 1980 р.) і врівноважився на відстані близько 35 км.

Уперше проаналізовано дані спостережень за реакцією рівнів підземних вод під час подій 6–26 червня 2023 р. Встановлено, що після знищення водосховища, у зоні впливу підпору від р. Інгулець, протягом перших 3-х діб відбулось різке зростання рівня підземних напірних вод на 6 м, а потім більш повільне зниження протягом 14–16 діб. Швидкість відтоку підземних вод із відкладів верхнього сармату на окремих ділянках сягала 15 км/рік (за середніх значень 4,5–5,5 км/рік). За фактичними швидкостями поширення підпору та розрахованими градієнтами потоку встановлено, що коефіцієнти фільтрації сильнозакарстованих вапняків міоцену можуть досягати 800–1900 м/добу, що значно більше значень, розрахованих раніше за дослідно-фільтраційними роботами (10–550 м³/добу).

Швидкості осушення водоносної товщі вапняків значно вищі, ніж швидкості просування фільтраційного потоку після наповнення Каховського водосховища, що може свідчити про утворення за час після наповнення водосховища значної кількості карстових порожнин та каналізованих підземних потоків, у яких вода рухається за законами гідравліки, а не фільтрації. Осушення цих порожнин після спуску водосховища призведе до глибоких провалів з поверхні.

Отримані значення параметрів варто використати для побудови гідродинамічних моделей та розрахунків прогностичних ресурсів підземних вод.

ЛІТЕРАТУРА

- Баер, Р.А., Гриза, А.А., Лютаев, Б.В., Смирнов, Р.А. (1978). Инженерно-гидрогеологическое обоснование мелиоративного строительства. Киев: Будівельник, 200 с.
- Вишневецький, В.І. (2011). Ріка Дніпро. Київ.
- Водообмен в гидрогеологических структурах Украины. Водообмен в нарушенных условиях. (1991). Под. ред. В.М. Шестопалова, Е.А. Яковлева и др. Киев: Наукова думка.
- Воропаев, Г.В., Благоверов, Б.Г., Исмаилов, Г.Х. (1986). Экономико-географические аспекты формирования территориальных единиц в водном хозяйстве. Москва: Наука.
- Гур'євських, Л.С. (2015). Інформаційний звіт з моніторингу підземних вод на території Херсонської та Миколаївської областей станом на 01.01.2016 року. Херсон. Причорномор ДРГП, Фонди Причорномор ДРГП.
- Данилишин, Б.М., Дорогунцов, С.І., Міщенко, В.С. та ін. (1999). Природно-ресурсний потенціал сталого розвитку України. Під. Ред. Б.М. Данилишина, Київ, 716.
- Детальна геолого-економічна оцінка експлуатаційних запасів питних підземних вод ділянки "Бериславська-2" Бериславського родовища по свердловинах № 2-183, 2-281 водозабору ПАТ "Бериславський машинобудівний завод" в м. Бериславі Херсонської області. (2017). Звіт про розвідку ділянки родовища підземних вод (з підрахунком запасів станом на 01.10.2017 р.). Лизогуб В.О. та ін., Херсон.
- Детальна геолого-економічна оцінка експлуатаційних запасів питних підземних вод водозабору ПАТ "Новокаховський завод плавлених сирів" в межах ділянки "Окрема" Новокаховського родовища у м.Таврійськ Херсонської області. (2016). Тверда О.В., Лизогуб В.О., Херсон.
- Детальна геолого-економічна оцінка експлуатаційних запасів питних підземних вод ділянки "Херсонська-2" Херсонського родовища по свердловинах №№ 20-212, 20-446 водозабору ПАТ "Дніпровський термінал" в м. Херсоні (станом на 1.11.2015 р.). (2015). Лизогуб В.О., Горбань О.М. та ін., Херсон.
- Еськов, Б.Г. (1970). Инженерно-геологические особенности аллювия верхнего Днепра. Киев: Наукова думка. 156 с.
- Жернов, И.Е. (1982). Динамика подземных вод. Київ: Вища школа.
- Камзіст, Ж.С., Шевченко, О.Л. (2009). Гідрогеологія України. Навч. посібник. Київ: Фірма Інкос.
- Канівець, В.В., Деркач, Г.А. Обзор результатов исследований забруднення Каховського водосховища цезієм-137 і стронцієм-90, які проводились після аварії на Чорнобильській АЕС (1986–2021 рр.). *Метеорологія, гідрологія, моніторинг довкілля*, **1** (5), 27–38.
- Лялько, В.І. (1965). К вопросу формирования баланса грунтовых вод междуречья Днепр – Молочная. Сб. "Водное хозяйство", Вып. 1. Киев: Урожай.
- Методические рекомендации по оценке влияния водохранилищ на ресурсы и запасы подземных вод. (1973). Москва: Изд-во ВСЕГИНГЕО.
- Методы изучения и оценка ресурсов глубоких подземных вод. (1986). Под ред. Бондаренко С.С., Вартаняна Г.С., Москва: Недра.
- Мокляк, В.І. (1962). Втрати на випаровування з водної поверхні. В кн. Гідрологічні розрахунки для річок України. Київ. 187–206.
- Опыт и методика изучения гидрогеологических и инженерно-геологических условий крупных водохранилищ. (1959). Под ред. Золотарева Г.С., Соколова Д.С., Чаповского Е.Г. Изд-во Московского университета. Ч.1. 176 с.
- Отчет о детальной разведке подземных вод для водоснабжения г. Новая Каховка Херсонской области УССР (подсчет эксплуатационных запасов на 1.08.1973 г.). (1973). Пашенко Л.Г., Одесса.
- Смирнов, Р.А., Богданов, В.И., Грыза, А.А., Солдак, А.Г. (1973). Гидрогеологические изыскания на застроенных территориях. Киев: Будівельник, 147 с.
- Тведт, Т. (2013). Подорож у майбутнє води. Київ, Ніка-Центр.
- Чорноморець, Ю.О., Перевозчиков, І.М., Орещенко, А.В., Мала, Л.М. (2023). Визначення стокових характеристик нижнього Дніпра з урахуванням підризу греблі Каховської ГЕС. *Метеорологія. Гідрологія. Моніторинг довкілля*, **2** (4), 51–61. <https://doi.org/10.15407/Meteorology2023.04.075>
- Шевченко А.Л. (1993). Влияние орошения днепровской водой на распределение стронция-90 и цезия-137 в природных компонентах. Оросительные мелиорации — их развитие, эффективность и проблемы. Мат.-лы междунар. науч. конф. Херсон, VI–1993, Херсон, НИИОЗ УААН, 141–142.
- Шевченко, О.Л. (2023). Сучасні водні конфлікти та протистояння (гідрогеологічний аспект). *Метеорологія, гідрологія, моніторинг довкілля*, **2** (4). 75–86. <https://doi.org/10.15407/Meteorology2023.04.075>
- Шевченко, О.Л., Долін, В.В., Шабатура, О.В. (2021). Гідрогеологія родовищ корисних копалин: підручник. Київ: ВПЦ "Київський Університет". 383 с.
- Шевченко, О.Л., Кондратюк, Є.І., Чарний, Д.В. (2022). Автомні системи водопостачання підземними водами — необхідний запобіжник гуманітарних катастроф в умовах воєнної агресії. *Геологічний журнал*, **3**. 3–17. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2022.3.255733>
- Шевченко, А.Л., Скорбун, А.Д., Чарний, Д.В. (2021). Підпорядкованість коливань рівнів ґрунтових вод в басейні р. Південний Буг кліматичним змінам. *Вісник Одеського НУ. Сер.: Географічні та геологічні науки*, **26**, 2(39), 175–194.
- Шевченко, О.Л., Хрущов, Д.П. (2021). Теоретико-прикладні засади заощадливого використання підземних вод. Інфогеофрейми в гідрогеології. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка (Геологія)*, **3** (94), 109–120. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.94.14>.
- Шикломанов, И.А. (1989). Влияние хозяйственной деятельности на речной сток. Ленинград: Гидрометеиздат, 334 с.
- Dai, A. (2013). Increasing drought under global warming in observations and models. *Nat. Climate Change*, **3**, 52–58, <https://doi.org/10.1038/nclimate1633>.
- Falkenmark, Malin and J. Rockstrom. (2004). Balancing water for humans and nature. The new approach in ecohydrology. London: Sterling, VA. 247.
- Van Lanen H.A.J., Laaha G., Kingston D.G., Gauster T., Ionita M. et al. (2016). Hydrology needed to manage droughts: the 2015 European case. *Hydrological Processes*, **30** (17), 3097–3104. [ff10.1002/hyp.10838ff.fffal-01528779](https://doi.org/10.1002/hyp.10838ff.fffal-01528779)
- Vyshnevskiy, V.I. & Shevchuk Serhii, A. (2024). Natural Processes in the Area of the Former Kakhovske Reservoir After the Destruction of the Kakhovka HPP. *Journal of Landscape Ecology*, **17** (2), 2024. 147–164. <https://doi.org/10.2478/jlecol-2024-0014>
- Shevchenko, O., Osadchii, V., Charnyi, D.V., Onanko, Y.A., Grebin, V.V. (2019). Influence of global warming on the groundwater resources of the Southern Bug River basin 18th International Conference "Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects", Geoinformatics 2019 (Kyiv; 13–16 May 2019), art. no. 15890. Conference Paper Cite Score 2019; Kyiv, Ukraine.

REFERENCES

- Baer, R.A., Gryza, A.A., Lyutaev, B.V., & Smirnov, R.A. (1978). Engineering and hydrogeological basis for amelioration construction. Kyiv: Budivelnik, 200 p.
- Chornomorets, Y.O., Perevozchikov, I.M., Oreshchenko, A.V., & Mala, L.M. (2023). Determination of flow characteristics of the lower Dnipro taking into account the demolition of the Kakhovka HPP dam. *Meteorology. Hydrology. Environmental Monitoring*, **2**(4), 51–61. <https://doi.org/10.15407/Meteorology2023.04.075>
- Dai, A. (2013). Increasing drought under global warming in observations and models. *Nat. Climate Change*, **3**, 52–58. <https://doi.org/10.1038/nclimate1633>.
- Danylyshyn, B.M., Dorohuntsov, S.I., Mishchenko, V.S., et al. (1999). Natural resource potential for sustainable development of Ukraine. Ed. B.M. Danylyshyn, Kyiv.
- Detailed geological and economic assessment of operational reserves of drinking groundwater of the Berislavska-2 section of the Berislavsky deposit using wells No. 2-183, 2-281 of the water intake of PJSC Berislavsky Machine-Building Plant in the city of Berislav, Kherson region. (2017). Report on exploration of the groundwater deposit section (with reserve estimates as of 01.10.2017). Lyzohub V.O. et al., Kherson.
- Detailed geological and economic assessment of operational reserves of drinking groundwater of the water intake of PJSC "Novokakhovsky processed cheese factory" within the "Okrema" section of the Novokakhovsky deposit in the city of Tavriysk, Kherson region. (2016). Tverda O.V., Lyzohub V.O., Kherson.
- Detailed geological and economic assessment of operational reserves of drinking groundwater of the Khersonska-2 section of the Kherson deposit in wells No. 20-212, 20-446 of the water intake of PJSC "Dnepr Terminal" in Kherson (as of November 1, 2015). (2015). Lyzohub V.O., Gorban O.M. et al., Kherson.
- Eskov, B.G. (1970). Engineering and geological features of the upper Dnieper alluvium. Kyiv: Scientific opinion.
- Falkenmark, Malin and J. Rockstrom. (2004). Balancing water for humans and nature. The new approach in ecohydrology. London: Sterling, VA.
- Gurievsikh, L.S. (2015). Information report on groundwater monitoring in the territory of Kherson and Mykolaiv regions as of 01.01.2016. Kherson. Prychornomor SEGE, Prychornomor SEGE Funds.
- Kamzist, Z.S., & Shevchenko, O.L. (2009). Hydrogeology of Ukraine. Textbook. Kyiv.
- Kanivets, V.V., Derkach, G.A. (2024). Overview of the results of research of radioactive contamination of the Kakhovka reservoir, which were conducted after the accident at the Chernobyl NPP (1986–2021). *Meteorology. Hydrology. Environmental Monitoring*, **2**(4), 27–38.
- Lyalko, V.I. (1965). On the Formation of the Groundwater Balance in the Dnieper-Molochna Interfluvium. Coll. articles "Water Management", Issue 1. Kyiv.
- Methodological recommendations for assessing the impact of reservoirs on groundwater resources and reserves. (1973). Moscow: VSEGINGEO Publishing House.
- Methods of studying and assessing deep groundwater resources. (1986). Ed. Bondarenko S.S., Vartanyan G.S., Moscow.
- Moklyak, V.I. (1962). Evaporation losses from the water surface. In the book. Hydrological calculations for rivers of Ukraine. Kyiv. 187–206.
- Report on detailed exploration of underground water for water supply in Novaya Kakhovka of the Kherson region of the Ukrainian SSR (calculation of operational reserves as of August 1, 1973). (1973). L.G. Pashchenko, Odessa.
- Smirnov, R.A., Bogdanov, V.I., Gryza, A.A., & Soldak, A.G. (1973). Hydrogeological surveys in built-up areas. Kyiv.
- Shevchenko A.L. (1993). Effect of irrigation with Dnieper water on the distribution of strontium-90 and cesium-137 in natural components. Irrigation melioration — its development, efficiency and problems. Proc. int. sci. conf. Kherson, VI–1993, Kherson, NILOS UAAS, 141–142.
- Shevchenko, O.L. (2023). Modern water conflicts and confrontations (hydrogeological aspect). *Meteorology, Hydrology, Environmental Monitoring*, **2**(4), 75–86. <https://doi.org/10.15407/Meteorology2023.04.075>
- Shevchenko, O.L., Dolin, V.V., & Shabatura, O.V. (2021). Hydrogeology of mineral deposits: textbook. Kyiv: VPC "Kyiv University".
- Shevchenko, O.L., & Khrushchov, D.P. (2021). Theoretical and applied principles of prudent use of groundwater. Infogeophrams in hydrogeology. *Bulletin of Taras Shevchenko National University of Kyiv (Geology)*, **3**(94), 109–120. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.94.14>
- Shevchenko, O.L., Kondratyuk, E.I., & Charny, D.V. (2022). Autonomous groundwater supply systems as a necessary safeguard against humanitarian disasters under military aggression. *Geological Journal*, **3**, 3–17. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2022.3.255733>
- Shevchenko, O., Osadchii, V., Charnyi, D.V., Onanko, Y.A., Grebin, V.V. (2019). Influence of global warming on the groundwater resources of the Southern Bug River basin 18th International Conference "Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects", Geoinformatics 2019 (Kyiv; 13–16 May 2019), art. no. 15890. Conference Paper Cite Score 2019; Kyiv, Ukraine.
- Shevchenko, A.L., Skorbut, A.D., & Charny, D.V. (2021). Subordination of groundwater level fluctuations in the Southern Bug river basin to climate change. *Bulletin of Odesa National University. Series: Geographical and Geological Sciences*, **26**, 2(39), 175–194.
- Shiklomanov, I.A. (1989). Influence of economic activity on river flow. Leningrad: Gidrometeoizdat.
- The experience and methodology of studying hydrogeological and engineering-geological conditions of large reservoirs. (1959). Ed. Zolotarev G.S., Sokolov D.S., Chapovsky E.G. Moscow University Publishing House. Part 1.
- Tvedt, T. (2013). Journey to the future of water. Kyiv: Nika-Center.
- Van Lanen, H.A.J., Laaha, G., Kingston, D.G., Gauster, T., Ionita, M. et al. (2016). Hydrology needed to manage droughts: the 2015 European case. *Hydrological Processes*, **30**(17), 3097–3104. [ff10.1002/hyp.10838ff](https://doi.org/10.1002/hyp.10838ff). [ffhal-01528779](https://doi.org/10.1002/hyp.10838ff)
- Voropaev, G.V., Blagoverov, B.G., & Ismailov, G.Kh. (1986). Economic and geographical aspects of the formation of territorial units in water management. Moscow: "Nauka".
- Vyshnevskiy, V.I. (2011). Dnipro River. Kyiv.
- Vyshnevskiy, V.I. & Shevchuk, S.A. (2024). Natural Processes in the Area of the Former Kakhovske Reservoir After the Destruction of the Kakhovka HPP. *Journal of Landscape Ecology*, **17**(2), 2024. 147–164. <https://doi.org/10.2478/jlecol-2024-0014>
- Water exchange in hydrogeological structures of Ukraine. Water exchange in disturbed conditions. (1991). Ed. V.M. Shestopalov, E.A. Yakovlev, et al. Kyiv: Naukova Dumka.
- Zhernov, I.E. (1982). Dynamics of groundwater. Kyiv.

SOLVING HYDROGEOLOGICAL PROBLEMS IN THE CONTEXT OF ASSESSING RESOURCE LOSSES AND THE FEASIBILITY OF RESTORATION OF THE KAKHOVKA RESERVOIR

¹Oleksii Shevchenko

ORCID: 0000-0002-5791-5354

shevch62@gmail.com

²Ivan Tverdyi

i.tverdyi@ukrgeol.com

¹Andrii Oreshchenko

ORCID: 0000-0002-8363-6885

andrey_o@uhmi.org.ua

¹ Ukrainian Hydrometeorological Institute
of the State Emergency Service of Ukraine and
the National Academy of Sciences of Ukraine

² South Ukrainian Hydrogeological Expedition
SE "Ukrainian Geological Company", Kherson

The contradictory modern perspectives on the significance and role of the Kakhovka Reservoir in various sectors of Ukraine and the natural ecosystem necessitate the development of a systematic approach for a comprehensive assessment of the feasibility/ infeasibility of its restoration. The general algorithm for such an

approach may consist of sequential processing of the following stages: 1) comprehensive evaluation of long-term consequences and problems caused by the destruction of the reservoir dam (without assessing the relatively temporary consequences of the catastrophe itself); 2) assessment of the possibility of overcoming all problems that have arisen without restoring the reservoir and development of appropriate measures to address them; 3) comparison of the costs of these measures with the costs of restoring the reservoir and subsequent mitigation of negative effects from its existence; 4) objective comprehensive conclusion regarding the feasibility of reservoir restoration. The article also discusses hydrogeological assessments of filtration losses during reservoir filling and the depletion of artificial groundwater reserves after water discharge. The rates of backwater propagation (1956–1975) and groundwater runoff from the flood zone after the war crime committed by the occupiers in 2023 are compared. It is emphasized that reservoirs, especially large ones, are important factors in replenishing fresh groundwater resources and creating their artificial storage, as former local and sometimes regional groundwater discharge area transform into recharge areas. General features of formation and approaches to calculations of groundwater balance in reservoir influence zones are examined, as well as important specific features of hydrogeological conditions in the territory adjacent to the lower Dnipro.

Keywords: water reservoir, groundwater flow, level, backwater, filtration, restoration, water supply, assessment of consequences.

