

УДК 556.3:504.05

**П.Г. ПІГУЛЕВСЬКИЙ**, д-р геол. наук, головний науковий співробітник відділу антропогенних змін геологічного середовища Інституту проблем природокористування та екології НАН України, м. Дніпропетровськ, Україна

**І.М. ПОДРЕЗЕНКО**, канд. геол.-мін. наук, старший науковий співробітник відділу антропогенних змін геологічного середовища Інституту проблем природокористування та екології НАН України, м. Дніпропетровськ, Україна

**О.К. ТЯПКІН**, д-р геол. наук, заступник директора з наукової роботи Інституту проблем природокористування та екології НАН України, м. Дніпропетровськ, Україна

**І.М. ЯРОШЕВИЧ**, інженер II категорії відділу антропогенних змін геологічного середовища Інституту проблем природокористування та екології НАН України, м. Дніпропетровськ, Україна

### ОЦІНКА ЗМІН ПРИРОДНОГО РЕЖИМУ ПІДЗЕМНИХ ВОД ПІД ВПЛИВОМ ФУНКЦІОНУВАННЯ КРУПНИХ ВОДОСХОВИЩ (НА ПРИКЛАДІ КАХОВСЬКОГО ВОДОСХОВИЩА НА р. ДНІПРО)

Проаналізовано особливості водного балансу водосховищ. Встановлено, що балансовим методом, який враховує прибуткову та витратну частини припливу води у водосховище, неможливо пояснити зменшення витрати р. Дніпро відносно природного стану, тому що цей метод розглядає вже сформовану рівновагу між припливом і стоком річки. Обґрунтовано, що надходження поверхневих та підземних вод у водосховища значно зменшується за рахунок зменшення їх градієнту напору порівняно з природним станом в районах, прилеглих до водосховищ Дніпровського каскаду, що в свою чергу викликає зменшення витрати р. Дніпро.

**Ключові слова:** балансовий метод, водосховище, градієнт напору, динаміка підземних вод, граничний підпір, витрата річки.

#### Вступ

Незважаючи на багаторічну історію створення великих водосховищ, їх водний режим, баланс і вплив на навколишнє середовище вивчені все ще недостатньо. Про це свідчать прорахунки, що допускаються при їх проектуванні та створенні й нерідко призводять до погіршення екологічного стану прилеглих територій та відбиваються на екологічних показниках самого водного середовища. Якість води у водосховищах, а також у підземних водах внаслідок їх підпору в цілому погіршується з кожним роком. Корінна перебудова природного гідрологічного циклу в результаті створення великих водосховищ призводить до формування нових природно-техногенних систем: річковий басейн – водосховище, вивчення яких становить не тільки значний науковий інтерес,

а й має важливе практичне значення для вирішення проблеми раціонального використання та охорони водних ресурсів. Особливо це важливо для великих водосховищ (об'ємом понад 1 км<sup>3</sup>), створення яких спричиняє найбільш відчутні зміни у різних компонентах природного середовища, у тому числі у процесах водообміну на навколишніх територіях.

Найбільш повну інформацію про особливості водообміну великих водосховищ із навколишнім природним середовищем можна отримати при розгляді трьох аспектів такої взаємодії: особливостей водного балансу водосховищ, закономірностей формування та використання їх водних ресурсів та впливу водосховищ на річковий і підземний стік з урахуванням первісного природного стану. Основою цих робіт можуть бути результати досліджень Бабинця А.Е., Бабченка Т.С., Виржиковського Р.Р., Горлицького Б.О.,

Грезе В.М., Губіна В.Г., Дробнохода Н.І., Карабасова Ю.С., Коненка Г.Д., Красавцева Г.Н., Лялька В.І., Міщенко В.С., Огняника Н.С., Пелешенка В.І., Ситникова А.Б., Філіппова Н.С., Полікарпова Г.Г., Романенка В.Д., Сірікова Н.Ф., Шапара А.Г., Шестопалова В.М., Яцика А.В. та інших стосовно природного стану річкових басейнів та його змін після створення водосховищ.

Будь-яка техногенна зміна стану об'єктів геологічного середовища або сформованих між ними зв'язків супроводжується порушенням природної швидкості і масштабів

геологічних процесів. При цьому має місце й зворотний вплив змін геологічного середовища на техногенні об'єкти, в результаті чого формуються нові геотехнологічні системи. Ширина зон впливу підпору водосховищ на порядок і більше перевищує їх розміри. На сьогодні для повернення навіть такої великої річки як Дніпро до природного стану не існує суттєвих проблем, яких неможливо було б вирішити [1-3]. Але необхідність прийняття цих рішень потребує додаткового всебічного наукового обґрунтування.

### Загальні відомості щодо формування режиму підземних вод у районі водосховища

Відповідно до існуючих уявлень, підземні компоненти водного балансу водоєм підрозділяють на підземні припливи й відтоки, що представляють собою окремі компоненти, які характеризують зміну запасів підземних вод у береговій зоні за розрахунковий інтервал часу [4]. Відповідно, перший компонент входить у прибуткову частину рівняння водного балансу, другий – у видаткову, а третій відноситься до акумуляційних складових. Слід зазначити, що в багатьох публікаціях дані про ці компоненти наведені без визначення конкретних часових інтервалів, за які вони отримані. Це є суттєвою перешкодою, тому що в різні роки підземний водообмін може мати різні знаки через зміну рівня (режиму) водоєми. Для більшості озер, що мають досить стабільне положення рівня на протязі тривалого проміжку часу, режим підземних вод у береговій зоні мало змінюється з року в рік. Зовсім інше формування режиму підземних вод у районі водосховища. При його створенні на річці (або каналі) на прилеглих територіях умови руху підземних вод змінюються (у порівнянні із природними). Під впливом підйому горизонту води при створенні водосховища природний потік підземних вод змінює свій напрямок, форму вільної поверхні, витрату, глибину й швидкість [5]. Крім того, поблизу водосховища й греблі з'являються нові фільтраційні потоки. Відповідно до існуючих уявлень, під час наповнення водосховища в берегах річки й під її дном виникає область фільтрації з верхнього б'єфа в нижній. При заповненні водосховища тривалий час після цього область фільтрації з водосховища змінюється: при заповненні водосховища площа її

збільшується й через деякий проміжок часу після заповнення досягає максимальних розмірів. Ця область, охоплює зону фільтрації з водосховища в нижній б'єф через тіло й основу греблі –  $A_1$  і зону фільтрації з водосховища в нижній б'єф через обидва береги річкової долини –  $A_2$  (обхідна фільтрація) (рисунк 1).

Границя між цими зонами проходить по лініях  $dp$  і  $d_{1p}$ . Природний підземний потік віджимается фільтраційними течіями з водосховища у бік нижнього б'єфа. Його можна розділити на дві зони – В і С, у яких рух підземних вод залежить від характеру їх зв'язку з річкою та їх витратою уздовж річкової долини. Після створення й заповнення водосховища рух підземних вод поблизу нього тривалий час має несталый характер. У цей час зони  $A_1$  і  $A_2$  та зони природного потоку В і С безупинно змінюють своє положення й розміри. Зона  $A_1$  у період заповнення водосховища збільшується доти, поки під дном водосховища не стабілізується потік підземних вод, що є напірним і визначається закономірностями пружного режиму фільтрації. Зона  $A_2$  при заповненні водосховища також безупинно збільшується, однак напір і швидкості фільтрації в цій зоні менші в порівнянні із зоною  $A_1$ , тому що тут має місце безнапірний режим фільтрації. Межа між зонами В і С у період заповнення водосховища віддаляється від греблі. При сезонному “спрацюванні” й наступному наповненні водосховища загальна зона фільтрації й положення граничної лінії змінюються: при спрацюванні зона фільтрації зменшується, а при наповненні збільшується. Таким чином, при заповненні водосховища під впливом

напору, що збільшується, у річці рівень підземних вод підіймається й відносно сухі

породи зони аерації насичуються водою.

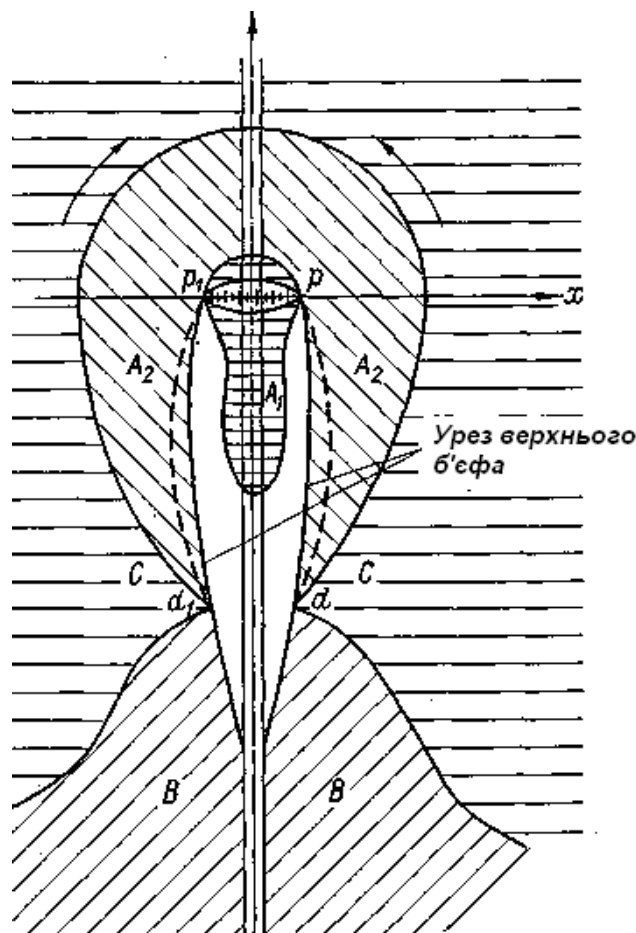


Рисунок 1 – Зони фільтрації поблизу водосховища [6, 10].  
Умовні позначення в тексті

Внаслідок цього в районі водосховища утвориться область підпору підземних вод і водонасичення сухих порід, яка захоплює зону берегової фільтрації  $A_2$  і зони природного підземного потоку В і С. Зона підпору й водонасичення являє собою свого роду “підземне водосховище”, що оточує з усіх боків наземне. Характер водообміну між підземним і наземним водосховищами й буде визначати роль підземних компонентів у водному балансі останнього. При заповненні водосховища область підпору підземних вод поширюється досить швидко й доходить до зовнішніх границь підземного потоку. Однак відчутний підйом рівня підземних вод спостерігається не в усій області поширення підпору, а лише в тій її частині, що прилягає до водосховища. Питання про граничну межу поширення підпору досить важливе, тому що цей показник широко використову-

ють при розрахунках характеристик водообміну підземних вод у береговій зоні водосховища. З даного питання є різні точки зору. Деякі автори пропонують вважати граничною межею поширення підпору підземних вод від водосховища лінію, де підпір в умовах усталеного руху дорівнює половині розмаху природних коливань рівня підземних вод [6]. У практиці проектування водосховищ зону підтоплення обмежують лінією, де рівні підземних вод залягають на глибині 1 м і менше від поверхні [7, 8]. Межею зони впливу водосховища на режим підземних вод може бути умовна лінія, де підйом рівня підземних вод за рахунок впливу водосховища становить не менш 0,5 м [9]. Для різних водосховищ ширина області підпору й водонасичення різна й може змінюватися від декількох метрів до десятків кілометрів. Зменшення підземного живлення річки й

збільшення фільтрації з неї при створенні водосховища в сумі становлять втрати на фільтрацію. У перші роки роботи водосховища ці втрати можуть бути більше 50 % від річного стоку, особливо при створенні водосховищ на малих річках.

Для воднобалансових розрахунків, важливо знати, які види фільтраційних втрат формуються протягом усього часу існування водосховища. Відповідь на це питання дає графік, наведений на рисунку 2. У період заповнення водосховища втрати формуються за рахунок витрати води на насичення дна ( $W_d$ ), берегів водосховища ( $W_b$ ) і внаслідок зменшення його живлення природним підземним потоком ( $W_n$ ). Після закінчення

заповнення водосховища сумарні втрати на фільтрацію протягом тривалого проміжку часу зменшуються. Спочатку вони формуються в основному за рахунок витрат води на насичення берегів ( $W_b$ ) і витрати, що втрачається внаслідок зменшення підземного живлення водосховища ( $W_o$ ). Із часом все більшого значення починають набувати втрати на фільтрацію в тілі й основі греблі й в обхід її ( $W_{ob}$ ), а також – у сусідні річкові долини ( $W_n$ ). Після стабілізації руху фільтраційних і підземних вод сумарні втрати формуються за рахунок зменшення підземного живлення ( $W_n$ ) і витрат води на фільтрацію в нижній б'єф ( $W_o$ ) і в сусідні річкові долини ( $W_{ob}$ ).

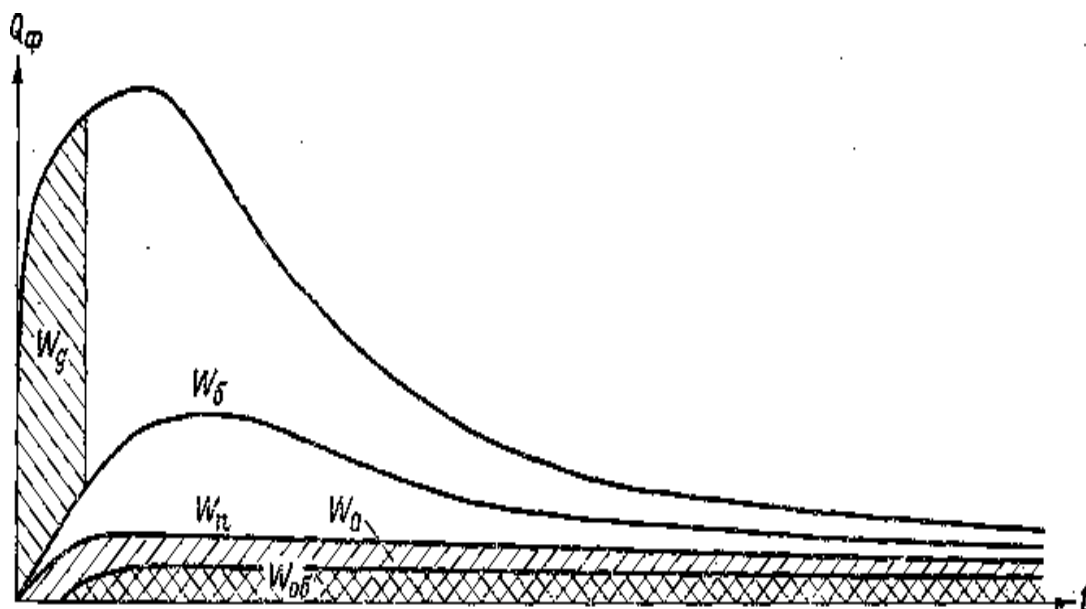


Рисунок 2 - Криві, що характеризують зміну різних видів фільтраційних втрат з водосховища в часі [10]. Умовні позначення в тексті

Крім зазначених вище втрат при певних гідрометеорологічних і гідрогеологічних умовах можуть мати місце витрати фільтраційних вод, які пов'язані зі збільшенням випари підземних вод при їх близькому заляганні до поверхні або зі збільшенням глибинного стоку підземних вод через ложе водопровідного шару, обумовленого підвищенням гідродинамічних напорів.

Таким чином зрозуміло, що елементи підземного водообміну водосховищ треба розраховувати з урахуванням конкретної стадії розвитку процесу взаємодії потоку фільтруючих з водосховища вод із підземним потоком, що формується в його басей-

ні. Запропоновано [6] відповідно до викладеної схеми при виконанні воднобалансових розрахунків розрізняти три періоди, протягом яких режим підземних вод у районі водосховища має характерні риси:

- період заповнення водосховища, коли відбувається інтенсивна фільтрація в дно й береги водосховища;
- період початку експлуатації водосховища, протягом якого стабілізується рух фільтраційних і підземних вод;
- період експлуатації водосховища в умовах сталого режиму підземних вод у його береговій зоні.

На жаль, наявні в теперішній час нечисленні дані про характеристики підземного водообміну водосховищ, отримані при ви-

конанні воднобалансових розрахунків, – це здебільшого дані без урахування періоду розвитку водосховища [11-13].

### Основні методики оцінки складових підземного водообміну

Конкретні розрахункові методики застосовують залежно від того, для якої із трьох зазначених вище стадій розвитку підземного водообміну здійснюють воднобалансові розрахунки. У період заповнення водосховища такі розрахунки пов'язані зі значними труднощами через неповну (недостатню) в більшості випадків вихідну інформацію. Існують аналітичні рішення такої задачі (запропоновані, наприклад, у монографії [12]), однак для їх реалізації необхідні дані про коефіцієнт фільтрації ґрунту, п'єзопроводність шару, потужність підземного потоку, витрати підземних вод, які, як

правило, відсутні. Тому часто в таких випадках використовують непрямі прийоми. Прикладом може бути оцінка фільтрації в нижній б'єф Цимлянського гідровузла в період заповнення водосховища шляхом подвоєння об'ємів води, отриманих на підставі виміру витрат води в відводячих канавах глибинного дренажу, закладеного уздовж греблі [12]. За цими даними об'єм фільтрації в створі греблі цього гідровузла в 1954 р. склав 0,4 км<sup>3</sup> (близько 1 % сумарного скидання через водопропускні отвори).

Як відомо, рівняння водного балансу водойми має наступний загальний вид [4]:

$$I_{\Pi} + I_{Г} + P - E_{В} - Q_{\Pi} - Q_{Г} + \Delta W_{\Pi} + s = 0, \quad (1)$$

де  $I_{\Pi}$  – поверхневий приплив;  $I_{Г}$  – приплив підземних вод;  $P$  – опади на поверхню водойми;  $E_{В}$  – випар з водної поверхні;  $Q_{\Pi}$  – поверхневий стік;  $Q_{Г}$  – підземний стік;  $\Delta W_{\Pi}$  – зміна об'єму води у водоймі за розрахунковий інтервал часу;  $s$  – нев'язка рівняння водного балансу.

Розглядаючи структуру рівняння (1) стосовно водосховищ, необхідно звернути увагу на наступну його особливість. Наявність складових  $I_{Г}$  і  $Q$  припускає існування односпрямованих потоків підземних вод до водойми, або від нього. Провідні українські вчені (Пелешенко В.І., Шестопалов В.М., Яцик А.В. та інші) вважають, що на фоні загального напрямку руху підземних вод на південь уздовж р. Дніпро спостерігається багато найрізноманітніших течій, обумовлених дренавальним впливом малих річок і балок, які мають напрямок до Дніпра [14, 15, 16]. Отже, у районі розташування каскаду Дніпровських водосховищ напрямок руху підземних вод спрямований до р. Дніпро відповідно до напрямку малих річок і балок, які впадають у водосховища. Тоді підпір підземних вод водосховищами повинен зменшити градієнт напору цих вод по відношенню до їх природного стану, що у свою чергу призведе до зменшення їх припливу в річку в районах розташування водосховищ. Зменшення припливу підземних вод за рахунок

підпору вод у порівнянні із їх природним режимом у р. Дніпро дотепер детально не розглядався. Вплив підпору на зміну градієнта напору річки уздовж устя й верхів'я водосховища наведено на рис. 3, де проілюстровано, як змінюється поздовжній ухил ділянки річки з утворенням підпору від греблі при різних оцінках рівня водосховища. По досягненню оцінки нормального підпертого рівня (НПР) й зниженню витрат річки до межених, поверхня водосховища, включаючи його верхню зону, стає горизонтальною й тільки на невеликій ділянці примикання водосховища до русла річки відзначається відсутністю ухилу водної поверхні. Виділяються дві зони: верхня – виклинцювання підпору й нижня – малих ухилів. Межа між цими зонами непостійна й зміщується з наповненням водосховища до гори в зону змінного ухилу. Слід зауважити, що явище змінного ухилу практично не виражено на Каховському водосховищі на р. Дніпро, яке маючи велику площу і за цією ознакою наближається до озероподібних водосховищ, залишаючись у всіх інших показниках річковим водосховищем із властивими йому особливостями. Детально питання зміни припливу підземних вод при їх природному режимі й при підпорі вод буде розглянуто нижче на прикладі розгляду припливу цих вод у Каховське водосховище.

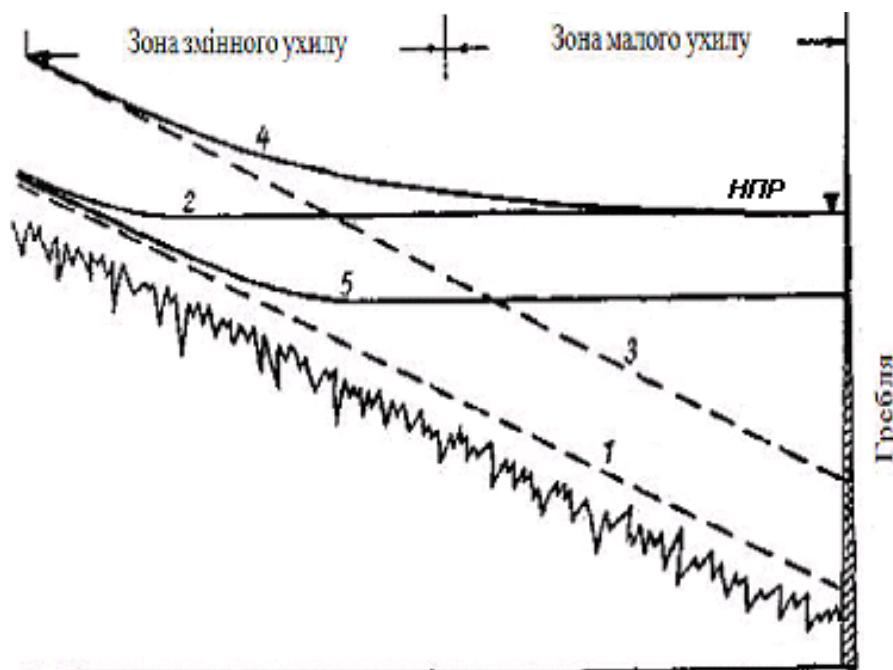


Рисунок 3 – Схема поздовжнього профілю водосховища при різному наповненні [17]:  
 1 – нормальний межений рівень у природних умовах; 2 – те ж після підпору;  
 3 – максимальний рівень повіддя в природних умовах; 4 – те ж після підпору;  
 5 – межений рівень при спрацьованому водосховищі

Для оцінки фільтраційних втрат з водосховища в дно й берегову зону протягом другого характерного періоду (від досягнення відмітки НПР до формування усталеного руху підземних вод) запропоновані різні методичні прийоми [18, 19]. Для воднобалансових розрахунків за конкретний період часу (рік, місяць) об'єм цих втрат треба розраховувати балансовим шляхом за різницею запасів підземних вод у зоні формування підпору на початку й кінці розрахункового періоду. Розрахунки запасів підземних вод на певний момент часу визначають шляхом множення об'єму водонасиченої товщі на коефіцієнт водовіддачі порід.

Для того щоб визначити об'єм водонасичення товщі, необхідні дані про середню її потужність у межах території, яку обмежено зоною поширення підпору підземних вод. Ці дані можуть бути отримані як з літературних джерел, так і в результаті проведення спеціальних гідрогеологічних робіт у районі водосховища. Так межі зони поширення підпору підземних вод було визначено при проведенні комплексних гідрогеологічних досліджень по оцінці впливу водосховищ Волзького й Дніпровського каскадів на зміну режиму, ресурсів і запасів

підземних вод [20]. Але у зв'язку з тим, що такі роботи носять обмежений характер, фільтраційні втрати підземних вод за поточні інтервали часу (рік, місяць) при воднобалансових розрахунках у більшості випадків не визначають. Найчастіше розраховують фільтраційні втрати в береги й ложе водосховища за весь період від початку заповнення водосховища до формування сталого режиму підземних вод у його береговій зоні.

Розглянемо ув'язку водних балансів Кременчуцького водосховища [6]. У таблиці 1 наведені основні компоненти річних водних балансів цього водосховища, включаючи похибки («нев'язки») за період 1961-1980 рр., а також дані про їх середньоквадратичне відхилення й матриця коефіцієнтів кореляції. На підставі цих даних складені таблиці 2 та 3, у яких наведені значення коефіцієнтів парної кореляції та поправочних коефіцієнтів  $b_i$ , визначених за методикою Андріянова-Бабкіна. Подальша ув'язка здійснюється таким чином. Оскільки значення  $b_i$  отримані для припливу й відтоку, виявилися одного знаку, за їх різницею встановлене нове значення коефіцієнта  $b_i=1$ , за яким визначені виправлені значення припливу. Що стосується поправочних коефі-

цієнтів до опадів і параметрів, що характеризує зміну об'єму води у водосховищі. Вони виявилися однаковими як за значенням, так і за знаком. У зв'язку з тим, що зазначені елементи при визначенні неув'язаного балансу входять у рівняння із протилежними знаками, отримані коефіцієнти взаємно

компенсують один одного, внаслідок чого не треба вводити в зазначені коефіцієнти виправлення. Таким чином, при ув'язці водного балансу уведені поправки тільки в значення припливу. Остаточні результати ув'язки річних водних балансів Кременчуцького водосховища наведені в таблиці 4.

Таблиця 1. Річний водний баланс Кременчуцького водосховища за 1961-1980 рр. і матриця коефіцієнтів кореляції його компонентів

Рік	Компонент водного балансу, км <sup>3</sup>					
	$I_{\Pi}$	$P$	$Q_{\Pi}$	$E$	$\Delta W$	$s$
1961	37,33	0,64	34,38	1,51	0,15	1,93
1962	55,36	0,85	48,82	1,48	3,57	2,34
1963	40,88	0,74	43,83	1,54	-6,28	2,53
1964	32,47	0,74	27,11	1,51	2,65	1,94
1965	36,41	1,13	31,40	1,75	2,56	1,83
1966	52,77	1,49	51,78	1,74	-1,09	1,83
1967	47,17	0,78	45,76	1,70	-1,13	1,62
1968	40,92	0,94	40,30	1,45	-0,03	0,14
1969	45,39	0,93	44,73	1,44	0,81	-0,66
1970	82,88	1,25	75,64	1,70	1,50	5,29
1971	61,34	1,29	57,84	1,52	-0,66	3,93
1972	34,48	1,09	40,48	1,49	2,08	0,43
1973	34,11	1,02	35,12	1,66	-0,66	-0,99
1974	43,48	1,00	40,48	1,49	2,08	0,43
1975	43,86	0,59	44,89	1,84	-1,94	-0,34
1976	34,25	1,09	32,74	1,27	0,01	1,32
1977	46,28	1,37	45,60	1,25	-0,94	1,74
1978	50,00	1,14	47,09	1,25	1,54	1,26
1979	54,94	1,01	52,31	1,41	-0,50	2,73
1980	60,09	1,39	57,62	1,07	0,67	2,12
Середнє значення	46,72	1,01	44,51	1,51	0,11	1,60
$\sigma_i$	12,23	0,26	11,33	0,20	2,10	1,49

Таблиця 2. Матриця коефіцієнтів парної кореляції

№ компоненту	$I_{\Pi}$	$P$	$Q_{\Pi}$	$E$	$\Delta W$	$s$
1	0,692	0,340	0,616	-0,034	0,042	1,00
2	1,000	0,512	0,980	-0,048	0,117	-
3	-	1,00	0,511	-0,331	0,139	-
4	-	-	1,00	-0,046	-0,059	-
5	-	-	-	1,000	-0,141	-
6	-	-	-	-	1,000	-

Порівняння матриці коефіцієнтів парної кореляції, отриманої після введення поправок, з вихідною матрицею (табл.1) показало, що після ув'язки балансу тіснота кореляційних зв'язків ряду припливу з рядами інших компонентів балансу змінилася дуже

несуттєво (коефіцієнти кореляції розрізняються не більше ніж на 0,004).

Виходячи з даних таблиць 1-4 слід зауважити, що балансним методом, який враховує прибуткову та витратну частини припливу води у водосховище, неможливо

пояснити зменшення витрати р. Дніпро відносно природного стану, тому що цей ме-

тод розглядає вже сформовану рівновагу між припливом і стоком річки.

Таблиця 3. Поправочні коефіцієнти  $b_i$  до компонентів водного балансу Кременчуцького водосховища

Компоненти	$\sigma_i$	$\sigma_b$	$\sigma\delta_i$	$b_i$
Приплив	12,23	1,49	0,69	5,68
Опади	0,26	1,49	0,34	0,06
Стік	11,33	1,49	0,62	4,68
Випар	0,20	1,49	0,03	0,00
Зміна запасу води у водосховищі	2,10	1,49	0,04	0,06

Таблиця 4. Ув'язаний річний баланс Кременчуцького водосховища за 1961-1980 рр.

Рік	Компоненти водного балансу, км <sup>3</sup>				
	$I_{\text{п}}$	$P$	$Q_{\text{п}}$	$E$	$\Delta W$
1961	35,40	0,64	34,38	1,51	0,15
1962	52,02	0,85	48,82	1,48	3,57
1963	38,35	0,74	43,83	1,54	-6,28
1964	30,53	0,74	27,11	1,51	2,65
1965	34,58	1,13	31,40	1,75	-1,09
1966	50,94	1,49	51,78	1,74	-1,09
1967	45,55	0,78	45,76	1,70	-1,13
1968	40,78	0,94	40,30	1,45	-0,03
1969	46,05	0,93	44,73	1,44	0,81
1970	77,59	1,25	75,64	1,70	1,50
1971	57,41	1,29	57,84	1,52	-0,66
1972	33,47	0,74	32,71	1,59	-0,09
1973	35,10	1,02	35,12	1,66	-0,69
1974	43,05	1,00	40,48	1,49	2,08
1975	44,20	0,59	44,89	1,84	-1,94
1976	32,93	1,09	32,74	1,27	0,01
1977	44,54	1,37	45,60	1,25	-0,94
1978	48,74	1,14	47,09	1,25	1,54
1979	52,21	1,01	52,31	1,41	-0,50
1980	57,97	1,39	57,62	1,07	0,67
Середнє значення	45,12	1,01	44,51	1,51	0,11
$\sigma_i$	11,25	0,26	11,33	0,20	2,10

### Оцінка змін природного режиму підземних вод під впливом функціонування Каховського водосховища

Використано результати досліджень впливу підпору цього водосховища на прилеглі території [21]. Розглянута територія розташована в районі, що примикає до Каховської греблі і простягається до затоки Куций. У даному районі розріз представлений алювіальними відкладеннями р. Дніпро

та її притоків. Верхня частина розрізу складається з покривних супесів і суглинків потужністю 15-20 м (рисунок 4). Коефіцієнт фільтрації цих порід, визначений за даними дослідно-фільтраційних робіт, дорівнює 0,2 м/добу.



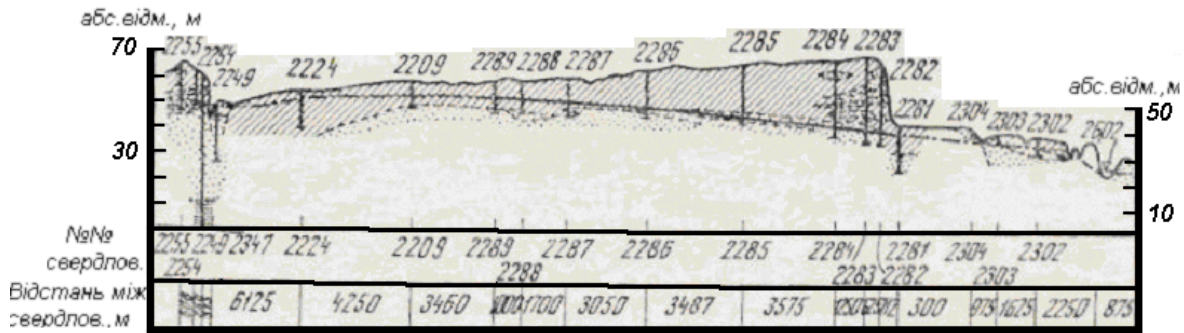


Рисунок 4 – Геологічний розріз по створу спостережних свердловин

Нижче залягає товща алювіальних пісків середньою потужністю близько 40 м, що має в основі добре виражений по площі прошарок грубозернистого гравелістого піску та галечника (рисунок 4). До цих відкладів приурочений водоносний горизонт, водоупором для якого є потужна товща глин неогенового віку. Провідність водоносної товщі на розглянутій території 700-800 м<sup>2</sup>/добу. Поверхня підземного потоку на більшій частині території розташовувалася в природних умовах у межах верхнього суглинного шару. Живлення водоносного горизонту здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, а його розвантаження в природних умовах відбувалися в річку Дніпро та її притоку (нині представляє собою початок Каховського магістрального каналу), що мали в період межені абсолютні відмітки відповідно 26 і 47 м (рисунок 5).

Наповнення водосховища відбувалося в 2 етапи. У перший рік заповнення рівень води у водосховище піднявся практично миттєво до абсолютної відмітки 45,5 м. На початку другого року уріз перемістився на відмітку 53 м. Подальший режим зміни напорів у водосховище характеризувався відносно стабільним їх положенням у весняно-літній період на відмітках ~53 м і поступовим зниженням до 47-48 м в осінньо-зимовий час (рисунок 6).

У результаті наповнення водосховища відбулося істотне переміщення берегової лінії, так що ширина межиріччя в центральній частині масиву скоротилася до 22 км. Спостережні свердловини, розташовані за меридіанально спрямованим створом, уже в перший рік наповнення водосховища зафік-

сували істотну зміну напорів на територіях, що примикають до нього (рисунок 6).

За даними режимних спостережень у період наповнення водосховища визначалися гідрогеологічні параметри потоку – коефіцієнт рівнепровідності  $a$  й опір ложа водосховища  $\Delta L$ .

Аналіз розподілу напорів у районі межиріччя в умовах природного режиму потоку на третій рік роботи водосховища (рисунок 5) дозволив зробити висновок про те, що на території, пов'язаною з режимним створом, фільтраційний потік деформується в плані несуттєво й при розрахунку може бути прийнятий лінійним.

У межах розглянутої частини межиріччя піщана водоносна товща повсюдно перекрита покривним суглинним шаром (із середнім коефіцієнтом фільтрації  $k_{\text{п}}=0,2$  м/добу), у якому й розташовується вільна поверхня потоку. У процесі розвитку підпору зміна напорів уздовж профілю буде відбуватися тільки в покривному шарі, завдяки чому провідність потоку в часі практично буде залишатися постійною і дорівнювати 750 м<sup>2</sup>/добу. Приймемо, крім того, потік за довжиною однорідним. Оцінимо для цих умов можливість вирішення задачі без урахування двошарової водоносної товщі шляхом визначення за формулою:

$$\Delta H = \Delta H^0 F(x, t) \quad (2)$$

де  $x$  – відстань, при якій відбувається зміна напору  $\Delta H$  за час  $t$ ;  $F(x, t)$  – функція, з якою пов'язана зміна напору залежно від відстані й часу впливу на підтоплення території.

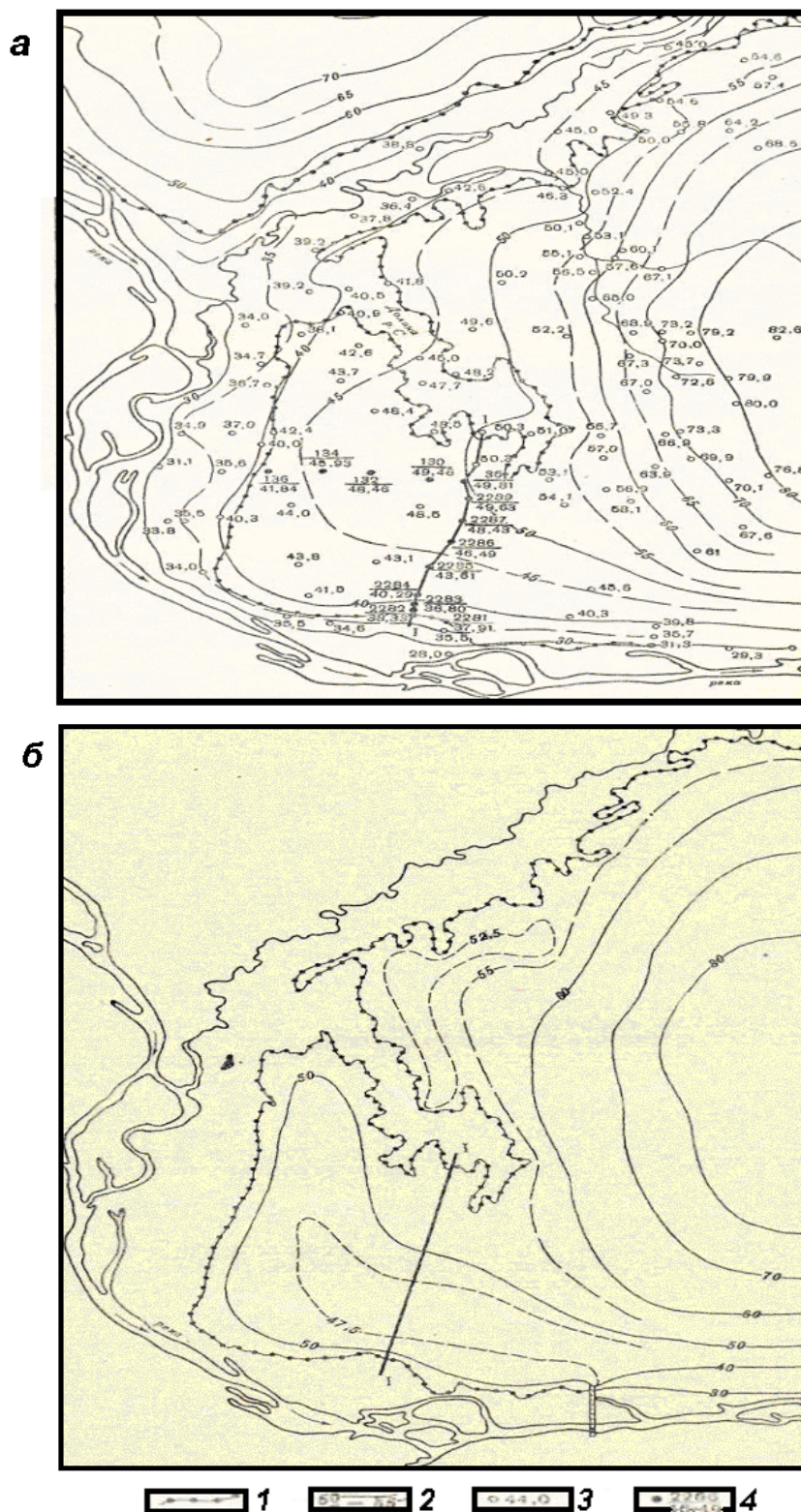


Рисунок 5 – Карти-схеми гідроізогіпс підземного потоку (дамба – затока Куца):  
 а – при природному режимі; б — на третій рік після початку наповнення водосховища:  
 1 – межа урізу водосховища; 2 – гідроізогіпси; 3 – колодязі й свердловини (цифри поруч – абсолютні відмітки ґрунтових вод); 4 – спостережні свердловини (у чисельнику – номер свердловини, у знаменнику – абсолютна відмітка рівня води в ній)

Оцінимо для цих умов можливість рішення задачі без урахування двошарової водоносної товщі шляхом визначення за формулою (2) мінімального часу  $t$  монотонної зміни напорів підземного потоку.

Призначимо спочатку припустиму похибку розрахунку  $\delta$ , маючи на увазі, що зміна напору до максимального на границі потоку становить 15 м (рисунок 6). Вважаючи задовільним при оцінці параметрів збіг розрахункових і натурних даних з точністю до 0,05 м, одержимо, що величина  $\delta=0,003$  (0,3 %).

Прийнявши в першому наближенні значення коефіцієнта гравітаційної ємності для суглинних порід  $\mu=0,05$ , а середню потужність обводненої частини покривного шару  $m_{II}=10$  м, будемо мати при  $k_{II}=0,2$  м/добу:

$$t > \frac{0,05 \cdot 10}{8 \cdot 0,2 \cdot 0,03} = 100 \text{ діб.}$$

Отриманий результат свідчить про можливість не врахування двошаровості потоку, оскільки період монотонної зміни напорів “у природі” істотно перевищує розрахункове значення. Умови на межах потоку визначаються режимом функціонування водосховища й характеризуються графіком, зображеним на рисунку 6. Завдяки значній глибині залягання підземних вод практично уздовж усього профілю інтенсивність інфільтрації в процесі розвитку підпору будемо вважати незмінною.

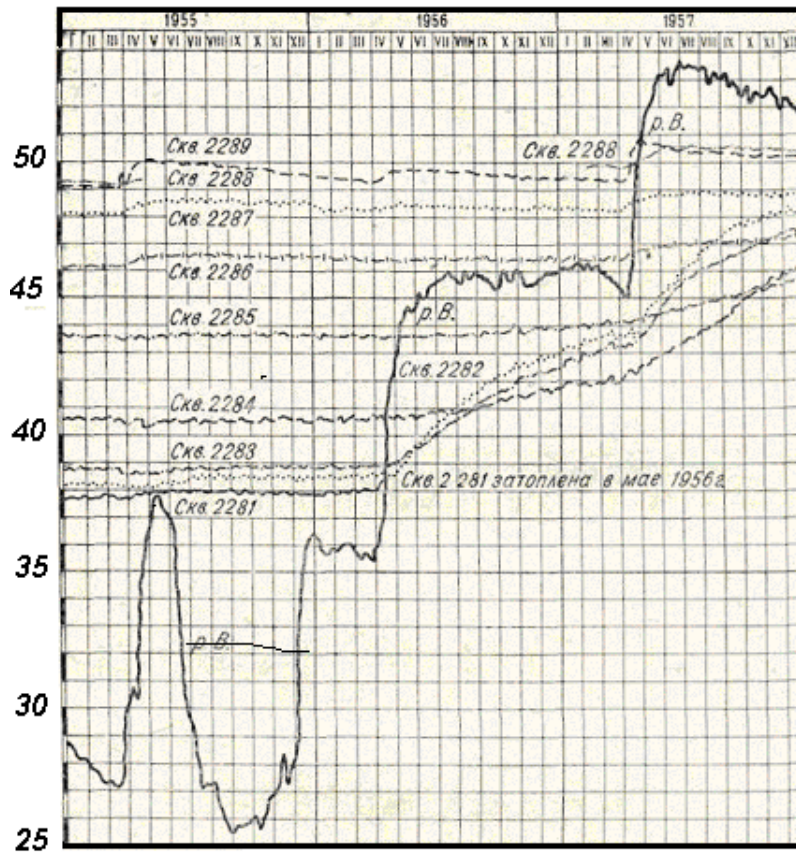


Рисунок 6 – Графіки коливань рівнів у водосховищі й спостережних свердловинах

Розглянута вище розрахункова схема, що обумовлює сталість у часі провідності й інфільтраційного живлення потоку, а також лише кількісна зміна граничних умов, дозволяє використовувати для вирішення задачі принцип суперпозиції. Умови однорідності потоку по довжині дають можливість застосувати аналітичні методи розрахунку.

Для визначення коефіцієнта рівнепровідності використовуємо режимні спостереження по свердловинам, розташованим у зоні істотного впливу водосховища (свердловини 2282, 2283, 2284, 2285). При цьому щораз найближчу до водосховища свердловину (2282) будемо вважати граничною, а більше вилучену – спостережною. Відстані

між свердловинами наведені на рисунку 4. Перехід до несталого режиму в свердловині 2282 відбувається 01.05.56 р. При співставленні кривих депресій, що спостерігаються уздовж профілю на різні моменти часу, з літологічною схемою профілю переконаємося в тому, що на ділянці між свердловиною 2282 і 2283 істотних змін у літологічному складі порід по вертикалі не відбувається. Внаслідок цього як розрахунковий період  $t$  можна взяти перший рік наповнення водосховища й вважати, що отримані параметри будуть характеризувати підземний потік протягом усього періоду розвитку підпору. Визначення  $a$  по свердловинах 2282-2284, а також по свердловинах 2282-2285 варто проводити по більш пізніх строках, коли депресійна крива цілком увійде в суглинний покрив і, таким чином, виникнуть умови, характерні майже для всього періоду розвитку підпору.

Визначимо коефіцієнт рівнепровідності між свердловинами 2282 і 2283, розташова-

ними на відстані 625 м. Для попереднього розрахунку приймемо інтервал часу  $t=150$  діб (з 01.05 до 10.10.56 р.) і замінимо діючий графік коливань рівнів у свердловині 2282 прямою лінією. За цей час зміна напору в свердловині 2282  $\Delta H^0=3,3$  м, а в свердловині 2283  $\Delta H=2,4$  м (рисунок 6). За залежністю:

$$\Delta H = vR(\lambda); \quad \lambda = \frac{x}{2\sqrt{at}}, \quad (3)$$

де  $v$  – швидкість зміни рівня, визначимо

$$R(\lambda) = \frac{\Delta H}{\Delta H^0} = \frac{2,4}{3,3} = 0,727.$$

У таблиці 5 знайдемо значення  $\lambda=0,137$ , а потім визначимо величину  $a$

$$a = \frac{x^2}{4\lambda^2 t} = \frac{625^2}{4 \cdot 0,137^2 \cdot 150} \cong 3,5 \cdot 10^4 \text{ м}^2/\text{добу}.$$

Таблиця 5. Значення функції  $R(\lambda)$

$\lambda$	$R(\lambda)$	$\lambda$	$R(\lambda)$	$\lambda$	$R(\lambda)$	$\lambda$	$R(\lambda)$
0	1	0,18	0,654	0,36	0,412	0,60	0,209
0,02	0,956	0,20	0,623	0,38	0,391	0,70	0,154
0,04	0,913	0,22	0,592	0,40	0,370	0,80	0,112
0,06	0,872	0,24	0,558	0,42	0,349	0,90	0,080
0,08	0,832	0,26	0,535	0,44	0,331	1,00	0,057
0,10	0,794	0,28	0,509	0,46	0,313	1,10	0,040
0,12	0,757	0,30	0,483	0,48	0,296	1,20	0,027
0,14	0,721	0,32	0,458	0,50	0,280	1,30	0,018
0,16	0,687	0,34	0,434	0,55	0,242	1,50	0,008

Уточнимо отримане значення  $a$  наступним чином:

$$\sum_{i=0}^n (v_i - v_{i-1}) \sqrt{x - t_i}$$

та

$$\lambda_i = \frac{x}{2\sqrt{a(x-t_i)}} \quad (4)$$

Проводимо розрахунок за більший інтервал часу з урахуванням зміни швидкості підйому підземних вод у ході розвитку підпору. Візьмемо загальний інтервал часу  $t=300$  діб (з 01.05.56 р. по 01.03.57 р.). Усередиці цього інтервалу для свердловини

2282 виділяються 2 періоди: перший –  $\Delta t_1=150$  діб (з 01.05 по 01.10.56 р.) зі швидкістю підйому рівнів  $v_0$  і другим –  $\Delta t_2=150$  діб (з 01.10.56 р. по 01.03.57 р.) зі швидкістю підйому рівнів  $v_1$ . Зміна рівня в свердловині 2282 ( $\Delta H^0$ ) за період часу  $\Delta t_1$  дорівнює 3,5 м; за період часу  $\Delta t_2$  – 1,5 м. Обчислимо швидкості  $v_0$  і  $v_1$ :

$$v_0 = \frac{3,5}{150} = 0,023 \frac{\text{м}}{\text{добу}}; \quad v_1 = \frac{1,5}{150} = 0,01 \frac{\text{м}}{\text{добу}}.$$

Спостережуваний підйом рівня в свердловині 2283 ( $\Delta H$ ) з 01.05.56 р. до 01.03.57 р., за графіком (рисунок 6), становить 4,0 м. Задаючись різними значеннями  $a$ , домагає-

мося, щоб фактична зміна рівня в спостережній свердловині  $\Delta H$  дорівнювала розрахунковій зміні  $\Delta H_p$ , яку визначаємо за рівнянням (4).

Прийmemo в першому наближенні отримане раніше значення коефіцієнта рівнепровідності  $a=3,5 \cdot 10^4$  м<sup>2</sup>/добу. Тоді

$$\lambda = \frac{x}{2\sqrt{at}} = \frac{625}{2\sqrt{3,5 \cdot 10^4 \cdot 300}} = 0,096;$$

$$\lambda_1 = \frac{x}{2\sqrt{a(t-t_1)}} = \frac{625}{2\sqrt{3,5 \cdot 10^4 \cdot 150}} = 0,136.$$

За даними таблиці 5 знаходимо  $R(\lambda)=0,802$  і  $R(\lambda_1)=0,728$ . Потім за формулою (4) визначаємо  $\Delta H_p$  у перетині спостережної свердловини:

$$\Delta H_p = v_0 \cdot t \cdot R(\lambda) + (v_1 - v_0) \cdot (t-t_1) \cdot R(\lambda_1) = 0,023 \cdot 300 \cdot 0,802 - 0,013 \cdot 150 \cdot 0,728 = 4,11 \text{ м.}$$

Порівнюючи отриману величину із природною, переконуємося в тому, що значення  $a$  декілька завищене. У другому наближенні прийmemo  $a=2,5 \cdot 10^4$  м<sup>2</sup>/дiб. Тоді

$$\lambda = \frac{625}{2\sqrt{2,5 \cdot 10^4 \cdot 300}} = 0,113;$$

$$R(\lambda) = 0,769;$$

$$\lambda_1 = \frac{625}{2\sqrt{2,5 \cdot 10^4 \cdot 150}} = 0,16;$$

$$R(\lambda_1) = 0,687;$$

$$\Delta H_p = 0,023 \cdot 300 \cdot 0,769 - 0,013 \cdot 150 \cdot 0,687 = 3,97 \text{ м.}$$

Прийmemo в якості остаточного значення коефіцієнта рівнепровідності між свердловинами 2282 і 2283  $a=2,5 \cdot 10^4$  м<sup>2</sup>/добу. Розрахунки по свердловинам 2282-2284 на 01.01.58 р. дали значення коефіцієнта рівнепровідності  $a=2 \cdot 10^4$  м<sup>2</sup>/добу; по свердловинам 2282-2285  $a=3,25 \cdot 10^4$  м<sup>2</sup>/добу.

У якості розрахункового приймаємо середнє значення коефіцієнта рівнепровідності  $a=2,5 \cdot 10^4$  м<sup>2</sup>/добу. Тоді при середній провідності потоку вздовж профілю  $T=750$  м<sup>2</sup>/добу отримаємо

$$\mu = \frac{T}{a} = \frac{750}{2,5 \cdot 10^4} = 0,03.$$

Отримане значення  $\mu$  відповідає величині гравітаційної водовіддачі для супіщано-суглинних порід, що складають покривний шар, у межах якого відбувається зміна кривої депресії.

Внаслідок істотного переміщення урізу водосховища визначення величини  $\Delta L$  по періоду стаціонарного режиму неприйнятно, тому проведемо оцінку  $\Delta L$  за даними несталого режиму фільтрації. Розрахунки проводимо за залежністю (5) для випадку миттєвої й східчастої зміни напорів на границі

$$\Delta H = \sum \Delta H_i^0 \operatorname{erfc} \lambda_i^*; \quad \lambda_i^* = \frac{x + \Delta L_i}{2\sqrt{a(t-t_1)}}. \quad (5)$$

Оцінимо приблизно величину  $\Delta L$  по першому ступеню наповнення водосховища без уточнення величини підпору на границі у відповідності зі значенням  $\Delta L$ .

У якості розрахункового виберемо інтервал часу  $t=300$  дiб (з 01.05.56 р. до 01.03.57 р.).

Наповнення водосховища прийmemo миттєвим до середньої абсолютної відмітки 45,5 м. Величина підпору  $\Delta H^0=7,27$  м визначається як різниця абсолютних відміток води у водосховищі (45,5 м) і природного потоку в перетині урізу водосховища (38,23 м). За графіком (див. рисунок 6) визначаємо зміну напору  $\Delta H$  у найближчій до водосховища спостережній свердловині 2282 ( $\Delta H=5$  м), яка розташована на відстані  $x=350$  м від урізу водосховища. Далі, за формулою (5) обчислюємо значення функції  $\operatorname{erfc} \lambda^*$ :

$$\operatorname{erfc} \lambda^* = \frac{\Delta H}{\Delta H^0} = \frac{5}{7,27} = 0,688,$$

і за даними таблиці 5 знаходимо  $\lambda^* = 0,285$ . З огляду на прийняте значення коефіцієнта рівнепровідності  $a = 2,5 \cdot 10^4$  м<sup>2</sup>/добу, обчислимо за рівнянням (6) величину  $\Delta L_i$

$$\frac{\Delta H}{\Delta H^0} = \operatorname{erfc} \lambda^* ;$$

$$\lambda^* = \frac{x + \Delta L_i}{2\sqrt{at}}, \quad (6)$$

Звідки

$$\Delta H_p^0 = \Delta H^0 + I^0 \Delta L^0 = \Delta H_p' + I' \Delta L, \quad (7)$$

$$\Delta L_t = 2\lambda^* \sqrt{at} - x = 2 \cdot 0,285 \sqrt{2,5 \cdot 10^4 \cdot 3 \cdot 10^2} - 350 = 1170 \text{ м.}$$

$$\Delta H_p^0 = \Delta H^0 + I^0 \Delta L^0 = 7,27 + 0,00064 \cdot 1260 = 8,08 \text{ м.}$$

Потім визначаємо:

$$\theta_t = \frac{\sqrt{at}}{\Delta L_t} = \frac{\sqrt{2,5 \cdot 10^4 \cdot 3 \cdot 10^2}}{1170} = 2,4,$$

Приймаючи тепер величину підпору на границі розглянутого потоку, яка дорівнює 8,08 м, проведемо по викладеній вище методиці наступний етап визначення  $\Delta L$

$$\operatorname{erfc} \lambda^* = \frac{\Delta H}{\Delta H_p^0} = \frac{5}{8,08} = 0,619;$$

$$\lambda^* = 0,35;$$

де  $\theta_t$  – вологовміст вільної (незв'язаної) води в порах породи на момент часу  $t$ .

За графіком (рисунок 7, крива 2) знаходимо  $\bar{L} = 0,93$ , після чого обчислюємо значення  $\Delta L$ :

$$\Delta L = \frac{\Delta L_t}{\bar{L}} = \frac{1170}{0,93} = 1260 \text{ м.}$$

$$\Delta L_t = 2\lambda^* \sqrt{at} - x = 2 \cdot 0,35 \sqrt{2,5 \cdot 10^4 \cdot 3 \cdot 10^2} - 350 = 1570 \text{ м;}$$

$$\theta_t = \frac{\sqrt{at}}{\Delta L_t} = \frac{\sqrt{2,5 \cdot 10^4 \cdot 3 \cdot 10^2}}{1570} = 1,53;$$

$$\bar{L} = 0,87; \quad \Delta L = \frac{\Delta L_t}{\bar{L}} = 1800 \text{ м.}$$

Уточнимо величину підпору на границі відповідно до отриманого значення  $\Delta L$ , маючи на увазі, що градієнт природного потоку в перетині урізу водосховища (рисунок 4) був рівний 0,00064

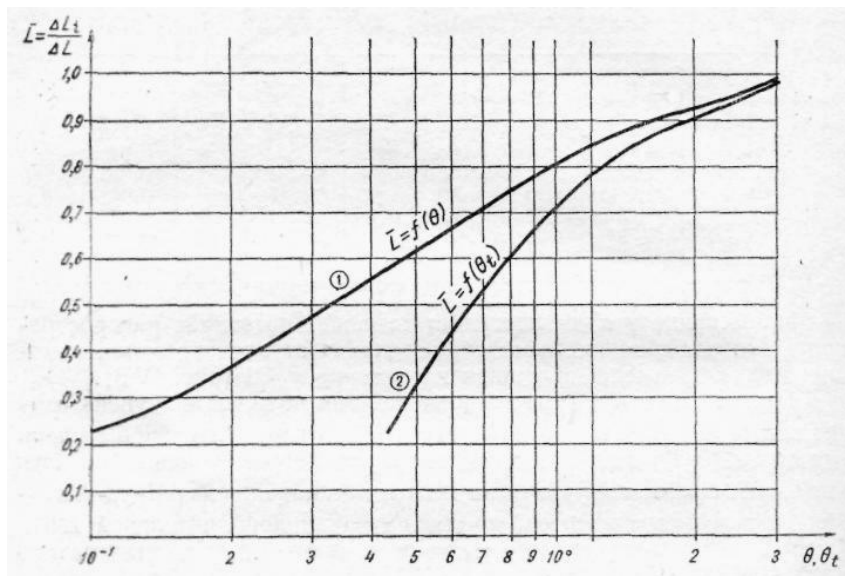


Рисунок 7 – Розрахунковий графік для величини  $\Delta L_t$ :  
1 – залежність  $L$  від  $\theta$ ; 2 – залежність  $L$  від  $\theta_t$

Після декількох наближень одержуємо остаточне значення  $\Delta L=2400$  м, що характеризує опір ложа водосховища в період 1-го етапу його заповнення – до абсолютної відмітки 45,5 м.

Проведемо подальше уточнення величини  $\Delta L$ , використовуючи для розрахунку режимні спостереження за період наповнення водосховища до проектних відміток. Виберемо в якості розрахункового інтервалу ча-

су  $t=600$  діб (з 01.05.56 р. до 01.01.58 р.). Зміна напору в перетині урізу водосховища ( $\Delta H_{01}$ ) становить на 1-му етапі його заповнення 7,27 м, а середня величина 2-го ступеня ( $\Delta H_2$ ) за період з 01.05.57 р. до 01.01.58 р. рівняється 7,1 м. Таким чином, час дії 2-го ступеня ( $t-t_1$ ) становить 240 діб. Зміна напорів  $\Delta H$  у спостережливій свердловині 2282 за розрахунковий період складала 9,7 м (рисунок 6).

Вирішення задачі проводиться підбором за залежністю (5), що при двоступінчастому графіку зміни напорів на границі приймає вид:

$$\Delta H_p = \Delta H_{1p}^0 \operatorname{erfc} \lambda_1^* + \operatorname{erfc} \lambda_2^*,$$

де  $\Delta H_p$  — розрахункове значення підпору в перетині спостережної свердловини.

Прийmemo як перше наближення  $\Delta L = 2400$  м, отримане при одноступінчастій зміні напорів на границі, і визначимо за (7) розрахункову величину підпору в період дії 1-го ступеня

$$\Delta H_{1,p}^0 = \Delta H_{1p}^0 + \Gamma \Delta L^0 = 7,27 + 0,00064 \times 2400 = 78,81 \text{ м}$$

Далі, обчислимо  $\theta_1$  і  $\theta_2$  й за графіком (рисунок 7, крива 1) визначимо  $\bar{L}$ , що відповідають отриманим значенням  $\theta$ . Після цього, маючи на увазі, що  $\bar{L} = \frac{\Delta L_t}{\Delta L}$ , обчислимо  $\Delta L_t$

$$\lambda_1^* = \frac{x + \Delta L_{t,1}}{2\sqrt{at}} = \frac{350 + 2150}{2\sqrt{2,5 \cdot 10^4 \cdot 6 \cdot 10^2}} = 0,323; \quad \operatorname{erfc} \lambda_1^* = 0,648;$$

$$\lambda_2^* = \frac{x + \Delta L_{t,2}}{2\sqrt{at}} = \frac{350 + 1930}{2\sqrt{2,5 \cdot 10^4 \cdot 2,4 \cdot 10^2}} = 0,471; \quad \operatorname{erfc} \lambda_1^* = 0,505.$$

Таблиця 6. Значення функції  $\operatorname{erfc} \lambda$

$\Lambda$	$\operatorname{erfc} \lambda$	$\lambda$	$\operatorname{erfc} \lambda$	$\Lambda$	$\operatorname{erfc} \lambda$
0	1	0,50	0,480	1,0	0,157
0,05	0,944	0,55	0,437	1,1	0,120
0,10	0,887	0,60	0,396	1,2	0,090
0,15	0,832	0,65	0,358	1,3	0,066
0,20	0,777	0,70	0,322	1,4	0,048
0,25	0,724	0,75	0,289	1,5	0,034
0,30	0,671	0,80	0,258	1,6	0,024
0,35	0,621	0,85	0,229	1,8	0,011
0,40	0,572	0,90	0,203	2,0	0,005
0,45	0,524	0,95	0,179	2,2	0,002

Розрахункове значення підпору  $\Delta H_p$  у перетині спостережливої свердловини

$$\Delta H_p = \Delta H_{1,p}^0 \cdot \operatorname{erfc} \lambda_1^* + \Delta H_2^0 \cdot \operatorname{erfc} \lambda_2^* = 8,81 \cdot 0,648 + 7,1 \cdot 0,505 = 9,3 \text{ м.}$$

Зіставляючи цю величину з фактичною зміною напорів у свердловині 2282 ( $\Delta H = 9,7$  м), переконуємося в тому, що значення  $\Delta L$  трохи завищені. Подальшими

$$\theta_1 = \frac{\sqrt{at}}{\Delta L} = \frac{\sqrt{2,5 \cdot 10^4 \cdot 6 \cdot 10^2}}{2400} = 1,6;$$

$$\bar{L}_1 = 0,895;$$

$$\Delta L_{t,1} = 0,895 \cdot 2400 = 2150 \text{ м;}$$

$$\theta_2 = \frac{\sqrt{a(t-t_1)}}{\Delta L} = \frac{\sqrt{2,5 \cdot 10^4 \cdot 2,4 \cdot 10^2}}{2400} = 1;$$

$$\bar{L}_2 = 0,802;$$

$$\Delta L_{t,2} = 1930 \text{ м.}$$

З урахуванням отриманих значень  $\Delta L_t$  обчислюємо за (5)  $\lambda_1^*$  і  $\lambda_2^*$  й за таблицею 6 визначаємо значення функції  $\operatorname{erfc} \lambda$ .

2282 визначаємо за наведеною вище залежністю

розрахунками отримано задовільний збіг розрахункових та спостережливих змін напорів у свердловині 2282 при  $\Delta L = 2100$  м ( $\Delta H = 9,7$  м;  $\Delta H_p = 9,8$  м).

Розрахунок підпору підземних вод у районі водосховища аналітичними методами. Проводимо оцінку підпору підземних вод по меридіональному створі, який збігається зі створом спостережливих свердловин, розглянутих вище.

Приймаємо схему лінійного в плані, однорідного по довжині потоку з постійною в часі провідністю  $T = 750 \text{ м}^2/\text{добу}$  та інфільтраційним живленням, що не змінюється в процесі розвитку підпору. Коефіцієнт рівнепровідності потоку  $a = 2,5 \times 10^4 \text{ м}^2/\text{добу}$ . Прийmemo також, що опір ложа водосховища в районі затоки ( $\Delta L'$ ), як і з боку річки Дніпро ( $\Delta L_0$ ), оцінюється величиною 2100 м.

Проведемо кількісну оцінку умов на границях потоку та зміни їх в часі у зв'язку з режимом роботи водосховища. При оцінці  $\Delta L$  була визначена величина підпору з боку річки Дніпро в період першого етапу наповнення водосховища ( $\Delta H_{10} = 7,27 \text{ м}$ ). Розрахункове значення підпору на цій границі потоку  $\Delta H_{10,p}$  визначається згідно (7) з урахуванням величини  $\Delta L_t$  і градієнта природного потоку в перетині урізу водосховища ( $I^0 = 0,00064$ ). При прогнозі стаціонарного режиму величина  $\Delta H_{10,p}$  визначається з урахуванням  $\Delta L = 2100 \text{ м}$

$$\Delta H_{10,p}^0 = \Delta H_{10}^0 + I^0 \Delta L^0 = 7,27 + 0,00064 \times 2100 = 8,61 \text{ м}$$

Внаслідок того, що рівень води в притоці річки Дніпро при природному режимі розташовувався на відмітці 47 м, величина підпору на північній границі потоку в період 1-го ступеня заповнення водосховища  $\Delta H_1 = 0$ .

Для наступного часу візьmemo середню абсолютну відмітку рівня водосховища рівною 51,5 м, приймаючи її незмінною протягом усього розрахункового періоду. Тоді величина другого ступеня наповнення водосховища для південної частини профілю буде:  $\Delta H_2 = 51,5 \text{ м} - 45,5 \text{ м} = 6 \text{ м}$ . Для північної частини профілю при абсолютній відмітці природного потоку в перетині урізу водосховища  $H_e = 50,5 \text{ м}$  і практично нульовому градієнті потоку в цій області величина підпору  $\Delta H_2 = 51,5 \text{ м} - 50,5 \text{ м} = 1 \text{ м}$ .

Таким чином, прогноз підпору підземних вод буде здійснюватися з урахуванням наступних граничних умов: перший рік наповнення водосховища –  $\Delta H_{1p} = 8,61 \text{ м}$  (може

змінюватися залежно від величини  $\Delta L_0$ ;  $\Delta H_1 = 0$ ; наступний розрахунковий період –  $\Delta H_2 = 6 \text{ м}$ ;  $\Delta H_2 = 1 \text{ м}$ . Внаслідок того, що при вирішенні задачі використовується метод суперпозиції, початкові умови (при  $t=0$ ) будуть виражатися нульовою зміною напорів уздовж усього профілю ( $\Delta H = 0$ ).

У розглянутій постановці задача з оцінки підпору підземних вод може бути вирішена аналітичними методами. Наведемо розрахунок підпору для перетинів (таблиця 7).

При розрахунку граничного підпору (на кінцеву стадію його розвитку) будемо враховувати максимальні зміни напорів на границях – до абсолютної відмітки 53 м. Приймаючи як і раніше  $\Delta L_0 = \Delta L' = 2100 \text{ м}$ , згідно (7) визначимо розрахункові значення підпору на границі водосховища з боку річки Дніпро та її притоку

$$\Delta H_p^0 = 14,77 + 0,00064 \cdot 2100 = 16,11 \text{ м}$$

Для притоку, як вказано раніше, будемо вважати  $I' = 0$ , тому  $\Delta H_p = \Delta H = 2,5 \text{ м}$ .

На поверхні межирічного масиву є улоговини й балки, які в кінцеву стадію розвитку підпору, можливо, будуть здійснювати дренавальну дію. Проведемо спочатку визначення граничного підпору уздовж режимного створу без урахування впливу цих балок. Розрахунок найпростіше проводити графічним способом. Загальна довжина межирічного масиву уздовж розглянутого режимного створу в умовах роботи водосховища становить 22 км. Оскільки опір ложа водосховища  $\Delta L_0 = \Delta L' = 2100 \text{ м}$ , то розрахункова довжина потоку  $L_p = 26200 \text{ м}$ . Відповідно до наведених вище значень підпору на границях визначимо величину підпору уздовж профілю, маючи на увазі, що для умов постійної провідності потоку справедливий лінійний розподіл підпору між заданими границями.

Визначимо насамперед підпір у перетинах 12350 м, 15050 м и 17000 м, які відповідно склали 8,9 м, 7,6 м, та 6,4 м. Склавши ці величини з абсолютними відмітками природного потоку у відповідних перетинах, одержимо абсолютні відмітки підземних вод на кінцеву стадію розвитку підпору. У такий же спосіб визначаємо підпір і в інших перетинах профілю (таблиця 7).



Таблиця 7. Результати розрахунку підпору підземних вод аналітичним методом

Відстань від водосховища, м	№ спостережливості свердловини	Абсолютна відмітка у природному стані, м	Значення підпору ΔН, м на 01.01.59 р.				Значення підпору ΔН, м на 31.08.65 р.				Значення підпору ΔН, м на 01.05.66 р.				Перед. підпір, м
			ΔН n	ΔН W	ΔН розр.	ΔН факт	ΔН n	ΔН W	ΔН розр.	ΔН факт	ΔН n	ΔН W	ΔН розр.	ΔН факт	
350	2282	38,45	10,33	—	10,33	10,4	12,29	—	12,29	—	12,29	—	12,29	—	14,75
975	2283	38,9	9,26	—	9,26	9,6	11,75	—	11,75	12,2	11,82	—	11,82	—	14,4
2225	2284	40,6	7,3	—	7,3	7,2	10,56	—	10,56	10,62	10,85	—	10,85	10,30	13,8
5800	2285	43,65	3,16	—	3,16	3,55	7,84	0,1	7,94	7,52	8,0	0,1	8,1	7,55	11,95
9300	2286	46,45	1,14	0,3	1,44	1,2	5,47	0,3	5,77	5,05	5,74	0,3	6,04	5,25	10,2
12350	2287	48,25	0,43	0,35	0,78	1,0	3,95	0,45	4,4	3,71	4,19	0,45	4,64	3,65	8,6
15050	2289	49,3	0,23	0,4	0,63	1,0	2,95	0,7	3,65	3,23	3,16	0,7	3,86	3,3	7,2
17000	—	49,95*	0,26	0,4	0,66	—	2,34	0,7*	3,04	—	2,48	0,7*	3,18	—	6,2
19000	—	50,45*	0,4	0,4	0,8	—	1,77	0,7*	2,47	—	1,92	0,7*	2,62	—	5,15
21000	—	50,53*	0,6	0,4	1,0	—	1,36	0,7*	2,06	—	1,52	0,7*	2,22	—	4,10
21500	—	50,56*	—	—	—	—	1,38	—	2,08	—	1,41	—	1,41	—	3,8

Примітка. \*Значення напорів та їх зміни, отримані інтерполяцією або екстраполяцією.

В якості приклада оцінимо витрату фільтраційного потоку (Q) уздовж лінії I-I між свердловинами 2286 і 2282, використовуючи закон Дарсі

$$Q = kwI, \quad (8)$$

де I – градієнт напору (приріст напору, віднесений до довжини шляху фільтрації) у

напрямку, нормальному до площини перетину w; k – коефіцієнт фільтрації. Для цього визначимо градієнт напору для природного режиму, його фактична зміна через 10 років при заповненні Каховського водосховища, а також його значення при прогнозі граничного підпору (таблиця 8).

Таблиця 8. Значення градієнта напору між свердловинами 2286 і 2282

Свердловина	2282	2286
Відстань від водосховища, м	350	9300
Абсолютна відмітка води при природному режимі, м	38,45	46,45
Градієнт напору при природному режимі	0,00089	
Фактична абсолютна відмітка води через 10 років, м	50,74	52,90
Сталий градієнт напору через 10 років	0,00024	
Прогнозна абсолютна відмітка води при граничному підпорі, м	53,20	56,65
Прогнозний градієнт напору при граничному підпорі	0,0004	

Виходячи із залежності (8) і наведених вище даних щодо фільтрації одержуємо фактичне зменшення через 10 років підтоку підземних вод у річку Дніпро в районі Ка-

ховського водосховища в 3,7 рази. Прогнозне зменшення підтоку цих вод у р. Дніпро при граничному підпорі досягає 2,2 рази.

### Висновки

Балансовим методом, який враховує прибуткову та витратну частини припливу води у водосховище, неможливо пояснити зменшення витрати р. Дніпро відносно природного стану, тому що цей метод розглядає вже сформовану рівновагу між припливом і стоком річки.

В результаті проведених досліджень вперше було застосовано такий показник, як величина підпору підземних вод, для визначення границь техногенного впливу в динаміці на територіях, прилеглих до водосхо-

вищ Дніпрового каскаду, а також виконано прогнозні розрахунки характеристик впливу на стан природного середовища.

На базі дослідження гіросферних особливостей складних техноекосистем, розташованих в межах басейну р. Дніпро, обґрунтовано, що надходження води у водосховища значно зменшується за рахунок зменшення градієнту напору підземних вод в районах, прилеглих до водосховищ Дніпровського каскаду, що в свою чергу викликає зменшення витрати річки.

### Перелік посилань

1. Шапар А.Г. Еколого-економічні проблеми переведення екосистеми річки Дніпро до режиму сталого функціонування / А.Г.Шапар, О.О.Скрипник, С.М.Сметана // Екологія і природокористування. – Дніпропетровськ, 2011. – Вип. 14. – С. 26-48.
2. Шапар А.Г. Можливі технічні рішення для повернення техноекосистеми р. Дніпро до природного стану / А.Г.Шапар, О.О.Скрипник, Д.В.Чілій // Екологія і природокористування. – Дніпропетровськ, 2013. – Вип. 16. – С. 83-9.
3. Скрипник О.А. Техногенное воздействие водохранилищ на эдафическую основу пойменных экосистем и прогноз возможных сценариев развития вторичных почв / О.А.Скрипник // Екологія і природокористування. – Дніпропетровськ, 2013. – Вип. 16. – С. 92-99.
4. Викулина З.А. Водный баланс озер и водохранилищ Советского Союза / З.А.Викулина. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 175 с.
5. Кожевников В.П. О расчете испарения с водоемов с учетом температурной стратификации атмосферы / В.П.Кожевников // Труды ГГИ, 1969. – Вып. 158. – С. 97-105.
6. Вуглинский В.С. Водные ресурсы и водный баланс крупных водохранилищ СССР / В.С.Вуглинский. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 220 с.
7. Емельянов А.Г. Принципы и методика прогноза подтопления берегов водохранилищ / А.Г.Емельянов // Труды координационных совещаний по гидротехнике, 1976. – Вып. 107. – С. 161-169.
8. Емельянов А.Г. Натурное моделирование как метод прогнозирования подтопления берегов водохранилищ. / А.Г.Емельянов // Материалы конференций и совещаний по гидротехнике. – Л., 1979, С. 105-113.
9. Разумов Г.А. Подъем уровня вод в прибрежной зоне водохранилищ. / Г.А.Разумов // Водные ресурсы. – 1984. – №6. – С. 41-47.
10. Фильтрация из водохранилищ и прудов / Под ред. Н.Н.Веригина. – М: Колос, 1975. – 304с.
11. Булат В.Г. Исследование стока Днепра и элементов режима Каховского водохранилища применительно к расчетам его водного баланса. – Автореф. дис. ... канд. геогр. наук / Украинский ин-т инженеров водного хозяйства, Ровно, 1975. – 25 с.
12. Рубан С.Д. Водный баланс Цимлянского водохранилища / С.Д.Рубан // Сборник работ Цимлянской ГМО, 1952. – 304 с.
13. Семенов Е.Ф. Основные гидрологические характеристики крупных водохранилищ юга Европейской части СССР. – Автореф. дис. ... канд. геогр. наук / М.: МГУ, 1973. – 30 с.
14. Пелешенко В.И. Оценка взаимосвязи химического состава природных вод (на примере равнинной части Украины) / В.И.Пелешенко. – К.: Вища школа, 1975. – 168 с.
15. Шестопапов В.М. Водообмен в гидрогеологических структурах Украины // В.М.Шестопапов, И.В.Лялько, Н.С.Огняник. – К.: Наук. думка, 1989. – 288 с.
16. Яцик А.В. Водогосподарська екологія / А.В.Яцик. – К.: Генеза, 2003. – Т.1. – 400 с.
17. Авакаян А.Б. Водохранилища гидроэлектростанций СССР. / А.Б.Авакаян., В.А.Шарапов. – М.-Л.: Госэнергоиздат, 1962. – 120 с.

- 18.Браславский А.П. Потери воды на испарение из водохранилищ засушливой зоны Казахстана. / А.П.Браславский, К.Б.Шергина. – Алма-Ата: Наука, 1965. – 228 с.
- 19.Веригин Н.Н. О неустановившемся движении грунтовых вод вблизи водохранилищ. / Н.Н.Веригин // ДАН СССР, 1949. – Т. 66. – № 6. – С. 1067-1070.
- 20.Оценка изменений гидрогеологических условий под влиянием производственной деятельности / Под ред. В.М.Фомина. – М: Недра, 1978. – 264 с.
- 21.Шестаков В.М. Практикум по динамике подземных вод // В.М.Шестаков, И.П.Кравченко, И.С.Пашковский. – М.: Изд-во МГУ, 1975. – 270 с.

*Стаття надійшла до редколегії 21.10.2013 р. українською мовою  
Стаття рекомендована членом редколегії канд. техн. наук М.А. Ємцем*

**П.И. ПИГУЛЕВСКИЙ, И.Н. ПОДРЕЗЕНКО, О.К. ТЯПКИН, И.Н. ЯРОШЕВИЧ**

*Институт проблем природопользования и экологии НАН Украины,  
г. Днепропетровск, Украина*

**ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНОГО РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД  
ПОД ВЛИЯНИЕМ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ КРУПНЫХ ВОДОХРАНИЛИЩ  
(НА ПРИМЕРЕ КАХОВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА НА р. ДНЕПР)**

Проанализированы особенности водного баланса водохранилищ. Установлено, что балансовым методом, который учитывает приходную и расходную часть притока воды в водохранилище, невозможно объяснить уменьшения расхода р. Днепр относительно природного состояния, так как этот метод рассматривает уже сформированное равновесие между приходом и стоком реки. Обосновано, что поступление поверхностных и подземных вод в водохранилище значительно уменьшается за счет уменьшения градиента их напора по сравнению с их природным состоянием в районах, прилегающих к водохранилищам Днепровского каскада, что в свою очередь вызывает уменьшение расхода р. Днепр.

*Ключевые слова:* балансовый метод, водохранилище, градиент напора, динамика подземных вод, предельный подпор, расход реки.

**P.G. PIGULEVSKY, I.M. PODREZENKO, O.K. TYAPKIN, I.M. YAROSHEVICH**

*Institute for Nature Management Problems and Ecology of National Academy of Sciences of Ukraine,  
Dnipropetrovsk, Ukraine*

**ESTIMATION OF CHANGES OF NATURAL MODE OF UNDERGROUND WATERS  
UNDER INFLUENCE OF FUNCTIONING OF LARGE RESERVOIRS (ON AN EXAMPLE  
OF KAKHOVSK RESERVOIR ON DNEPER)**

The features of water balance of reservoirs are analyzed. It's established that by balance method in view of arrival and charge of inflow of water in reservoir, it is impossible to explain reduction of the charge of the Dnieper concerning a natural condition. This method examines already generated balance between arrival and drain of the river. It's proved that inflow of superficial and underground water in reservoir considerably decreases because of reduction of gradient of their pressure in comparison with their natural condition in areas near reservoirs of Dnieper cascade. It reduces the charge of Dnieper.

*Keywords:* balance method, reservoir, gradient of pressure, dynamics of underground waters, limiting support, charge of river.