

Є.Д. Гопченко, В.А. Овчарук, Н.С. Кічук

## **ПРОБЛЕМИ ВИЗНАЧЕННЯ РОЗРАХУНКОВОЇ ТРИВАЛОСТІ ПРИПЛИВУ ВОДИ ЗІ СХИЛІВ ДО РУСЛОВОЇ МЕРЕЖІ**

У статті розглядаються питання, пов'язані з удосконаленням науково-методичної бази розрахунків максимального стоку дощових паводків.

**Ключові слова:** дощові паводки, тривалість схилового припливу, нормування характеристик максимального стоку.

### **Вступ**

Дощові паводки й весняні водопілля формуються в результаті трансформації схилового припливу (в період випадання дощів або сніготанення) в русловій мережі. Серед параметрів схилового стоку провідну роль відіграють тривалість припливу, особливості його часової динаміки та об'єми стоку. Система гідрологічного моніторингу була і залишається, на жаль, дуже обмеженою і фактично в розпорядженні дослідників наявними є лише об'єми стоку. Щодо коефіцієнтів часової нерівномірності схилового припливу і його тривалості, то матеріали на них можна отримати лише за даними мережі воднобалансових станцій. А їх в Україні лише три. Отже, потреби нормування характеристик максимального стоку фактично не забезпечуються в жодному з регіонів України. Тому актуальним напрямком покращення й розвитку розрахункової бази треба вважати вирішення так званих обернених задач відносно невідомих параметрів, а серед найважливіших ті, які належать до блоку трансформації «схилловий приплив - русловий стік».

### **Сучасний стан вирішення проблеми одержання характеристик схилового припливу**

До розрахункових схем параметри схилового стоку входять в явному або прихованому вигляді. У найпростішій структурі редуційної формули:

$$q_m = \frac{q'_m}{(F + 1)^{n_1}}, \quad (1)$$

де  $q_m$  – максимальний модуль стоку;  $q'_m$  – максимальний модуль схилового припливу;  $n_1$  – показник редукції максимального модуля стоку в разі зростання площі водозборів  $F$ , який залежить від генетичного типу паводків або водопілля.

Схилові складові максимального стоку (тривалість припливу  $T_0$  і коефіцієнт часової нерівномірності  $(n+1)/n$ ) комплексно враховуються величиною  $q'_m$ , оскільки [1]

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \cdot \frac{1}{T_0} \cdot Y_m, \quad (2)$$

де  $Y_m$  – шар стоку за паводок (водопілля).

У досконалішій редукційній структурі [2]

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F+1)^{n_2}}, \quad (3)$$

де  $n_2$  – показник редукції співвідношення  $q_m/Y_m$  в разі зростання площі водозборів  $F$ ;  $k_0$  – коефіцієнт схилової трансформації, причому:

$$k_0 = \frac{n+1}{n} \cdot \frac{1}{T_0}. \quad (4)$$

Розглядаючи (1) або (3), очевидно, що так чи інакше необхідно мати уявлення про базові величини схилового припливу  $T_0$  і  $(n+1)/n$ .

І у варіанті (1), і в (3) ми маємо часткові рівняння з двома невідомими ( $T_0$  і  $(n+1)/n$ ), які не утворюють системи, а тому простими алгебраїчними обчисленнями не можуть бути встановленими. Для обґрунтування  $(n+1)/n$  необхідно мати дані воднобалансових станцій, оскільки:

$$(n+1)/n = \frac{Q'_m T_0}{Y_m F} k_p, \quad (5)$$

де  $Q'_m$  – максимальна витрата води схилового стоку;  $k_p$  – коефіцієнт розмірності.

У роботі [3] запропоновано метод отримання  $(n+1)/n$  за матеріалами спостережень гідрологічної мережі постів, а саме:

$$(n+1)/n = \left( \frac{m+1}{m} \right) F \rightarrow 0 = \frac{Q_m T_n}{Y_m F} k_p, \quad (6)$$

де  $Q_m$  – максимальна витрата води паводка (водопілля);  $(m+1)/m$  – коефіцієнт нерівномірності руслового припливу;  $T_n$  – тривалість паводка (водопілля).

Щоб отримати  $(n+1)/n$ , необхідно побудувати регіональну залежність  $(m+1)/m = f(F)$  і екстраполювати її на вісь ординат, коли  $F = 0$ .

Розглянемо другу групу формул максимального стоку – об’ємного типу. У загальному вигляді їх структуру можна представити наступним чином:

$$q_m = k_\phi \frac{Y_m}{T_n}, \quad (7)$$

де  $k_\phi = (m+1)/m$ .

Тривалість схилового припливу  $T_0$  складовою входить у тривалість паводків (водопіль)  $T_n$ . У розрахунковій методиці О.В. Огієвського [4], наприклад:

$$T_n = T_c + t_p, \quad (8)$$

де  $T_c$  – тривалість сніготанення;  $t_p$  – час руслового добігання.

Враховуючи, що в період весняного водопілля тривалість сніготанення  $T_c$  значно перевищує тривалість схилового добігання  $t_{cx}$ , можна погодитись з припущенням:

$$T_0 \approx T_c + t_{cx} \approx T_c \quad (9)$$

Аналогічним способом вирішується проблема встановлення  $T_0$  і в роботах В.І. Мокляка [5], а саме:

$$T_n = T_c + t_p + t_\phi, \quad (10)$$

де  $t_\phi$  – тривалість переміщення фронту сніготанення (водовіддачі) в межах окремих водозборів.

Наведені відомості відносяться до водопіль. Щодо дощових паводків, то припущення  $T_\partial = T_0$  неправомірне ( $T_\partial$  – тривалість дощу), оскільки  $t_{cx}$  становить значну частку в тривалості припливу.

Оригінальною треба вважати методологію встановлення  $T_0$  в структурі об’ємної формули, запропоновану в [6].

З цією метою (7) модифіковано до рівня:

$$q_m = \frac{Y_m}{T_0 + t_p} k_m k_n, \quad (11)$$

де  $k_m = \frac{k_\phi}{k'_\phi}$  – коефіцієнт, який залежить від часової нерівномірності схилового ( $k'_\phi = (n+1)/n$ ) і руслового ( $k_\phi$ ) стоку;  $k_n = \frac{T_0 + t_p}{T_n}$  – коефіцієнт русло-заплавного регулювання.

З (11) тривалість  $T_0$  обчислюється оберненим шляхом у два етапи. Спочатку  $k_n$  приймається рівним одиниці, а:

$$T'_0 = \frac{Y_m}{q_m} k_m - t_p . \quad (12)$$

У зв'язку з тим, що до цього  $k_n = 1.0$ , усі величини  $T'_0$ , обчислені за допомогою (12), будуть завищеними. Для виключення невідповідності складової досить побудувати залежність  $T'_0 = f(F)$ . Її екстраполяція на вісь ординат дає змогу отримати середнє регіональне значення  $T_0$ . Використовуючи це значення  $T_0$ , з формули (11) виокремлюється  $k_n$ , тобто:

$$k_n = \frac{q_m}{k_m Y_m} (T_0 + t_p) . \quad (13)$$

На закінчення першого етапу вирішення задачі відносно  $T_0$  будується залежність  $k_n = f(F)$ , яка зверху обмежена одиницею за  $F = 0$ . Тепер на другому етапі можна визначати пошукові величини  $T_0$ :

$$T_0 = \frac{Y_m}{q_m} k_m k_n - t_p \quad (14)$$

Отримані за (14) тривалості  $T_0$  надалі підлягають просторовому й факторному узагальненню.

Різницеві структури (12) і (14) є не досить надійними, оскільки можливі, особливо для дощових паводків (за їх короткочасність), навіть від'ємні значення  $T_0$ , що суперечить природі явища. Ефективним цей спосіб може бути лише для весняних водопіль, які супроводжуються великими тривалостями сніготанення (водовіддачі).

Досить широке використання отримала чисельна схема встановлення  $T_0$ , отримана Є.Д. Гопченком [7], у структурі формули А.М. Бефані [8].

Вихідні рівняння, за допомогою яких визначається  $T_0$ , мають вигляд:

- за  $t_p/T_0 < 1.0$

$$\frac{n \cdot q_m}{Y_m \varepsilon_F} T_0^{n+1} - (n+1)T_0^n + \frac{m+1}{n+m+1} t_p^n = 0 \quad (15)$$

- за  $t_p/T_0 \geq 1.0$

$$\frac{1}{m+1} T_0^m + \frac{m(m+n+1)}{(n+1)(m+n+1)} \left[ \frac{q_m}{Y_m \varepsilon_F} t_p - \frac{m+n+1}{n+1} t_p^m \right] = 0, \quad (16)$$

де  $n$  – степеневий показник у рівнянні редуційного гідрографа схилового припливу;  $m$  – степеневий показник у рівнянні кривих руслових ізохрон;  $\varepsilon_F$  – коефіцієнт русло-заплавного регулювання паводків (водопіль).

Очевидно, що рівняння (16), у разі допущення  $\varepsilon_F = 0$ , вирішується відносно  $T_0$  алгебраїчним шляхом. Рівняння (15), на відміну від (16), має два дійсних корені, причому фізично властивим є лише верхній, який відповідає умові  $t_p < T_0$ . Ітераційна процедура до нього збігається з двох сторін (за умови, що  $t_p < T_0$ ), тобто зверху і знизу. Програмне забезпечення для обчислення  $T_0$  розроблено свого часу на кафедрі гідрології суші ОДЕКУ. Під час застосування цієї методології виявилися й деякі недоліки розрахункової схеми. Вони полягають у тому, що об'єктивно надійними є лише вирішення в структурі (15), з якої, власне, й розпочинається ітераційний процес. Якщо в якийсь час у процесі ітерації виявиться, що  $T_0 < t_p$ , то автоматично програма переадресується до рівняння (16). А воно, як встановлено експертно, має недоліки різницевого характеру, внаслідок чого можуть бути випадки, коли  $T_0$  отримує від'ємність.

Наведений короткий огляд можливих методів встановлення тривалості схилового припливу  $T_0$  свідчить про суттєві труднощі, особливо для паводкового стоку.

### Методика, що пропонується

За вихідну модель приймається редуційний гідрограф руслового стоку, який описується рівнянням [1]:

$$q_t = q_m \left[ 1 - \left( \frac{t}{T_n} \right)^m \right], \quad (17)$$

де  $q_t$  – ординати редуційного гідрографа стоку;  $q_m$  – максимальний модуль руслового стоку.

Після інтегрування (17) по  $T_n$  і деяких перетворень отримуємо базове рівняння вигляду:

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{1 + t_p / T_0} k_m k_n, \quad (18)$$

де  $k_0$  – коефіцієнт схилової трансформації, який описується рівнянням (4);  $k_m = \frac{m+1}{m} / \left( \frac{n+1}{n} \right)$  – коефіцієнт форми гідрографів схилового і руслового стоку;  $k_n = \frac{T_0 + t_p}{T_n}$  – коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання паводків (водопіль).

Якщо в межах досліджуваної території осереднити  $T_0$ , то базове рівняння спроститься до рівня (3), оскільки:

$$\frac{k_m k_n}{1 + t_p / T_0} = f(F) = \frac{1}{(F+1)^{n_2}}. \quad (19)$$

Реалізуючи методику щодо дощових паводків на річках Півдня України, використано дані 55 гідрологічних постів з періодами спостережень по 2010 рік і площами водозборів від 28,2 км<sup>2</sup> (балка Гаваноси – с. Гаваноси) до 9280 км<sup>2</sup> (р. Інгулець – с. Могилівка). У результаті статистичної обробки часових рядів шарів стоку і витрат води розрахункові характеристики паводкового стоку приведено до забезпеченості  $P = 1\%$ .

Надалі в логарифмічних координатах побудовано залежність  $q_{1\%} / Y_{1\%} = f(F)$ , яка описується рівнянням:

$$q_{1\%} / Y_{1\%} = 0.42 / (F+1)^{0.59}. \quad (20)$$

Чисельник у правій частині (20) є:

$$k_0 = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}. \quad (21)$$

Звідси для території Півдня України:

$$T_0 = 0.28 \frac{n+1}{n} / 0.42 = 0.67 \frac{n+1}{n}. \quad (22)$$

Коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу  $(n+1)/n$  визначимо за методикою, запропонованою в [9]. Вона полягає в тому, що

за відсутності спостережень за характеристиками схилового припливу, можна скористатися даними стаціонарної гідрологічної мережі постів. З цією метою, по аналогії зі схиловим стоком, обчислюються коефіцієнти нерівномірності руслового стоку:

$$\frac{m+1}{m} = \frac{Q_m T_n}{Y_m F} k_p, \quad (23)$$

де  $k_p$  – коефіцієнт розмірності.

Обчислені по всіх гідрологічних постах величини  $(m+1)/m$  змінюються в досить широких межах – від 7,3 до 1,7. Залежність же між  $(m+1)/m$  і розмірами водозборів майже відсутня, що спонукало до осереднення коефіцієнтів часової нерівномірності паводкового стоку на рівні 3.7, незалежно від  $F$ . Таким чином, за  $(n+1)/n = \left(\frac{m+1}{m}\right)_{F=0} = 3.7$

тривалість схилового припливу паводкового стоку в басейнах річок Півдня України буде становити 2,5 год. З'ясувалось також, що від місцевих чинників (залісеності і заболоченості) розрахункова тривалість  $T_0$  майже не залежить.

### Висновки

Пряких методів визначення тривалості припливу води зі схилів до руслової мережі фактично немає через відсутність систематичних спостережень за схиловим стоком. Відомі рекомендації застосування чисельних способів в основному адаптовано до весняних водопіль, які відрізняються від дощових паводків значнішою тривалістю схилового стоку і можливістю використання, завдяки цьому, різницевої схем.

Автори для обчислення тривалості схилового припливу дощових паводків у басейнах річок Півдня України використали спрощену модель одноmodalьних паводків. Отримане значення  $T_0 = 2,5$  год добре узгоджується з літературними джерелами інших дослідників. Надалі цю величину  $T_0$  буде використано для нормування характеристик максимального стоку паводків на території Півдня України.

\* \*

1. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности. – К.: КНТ, 2005. – 148 с.
2. Соколовский Д.Л. Речной сток. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 538 с.

3. Гопченко Е.Д., Гушля А.В. Гидрология с основами мелиорации. – Л.: Гидрометеоздат, 1989. – 303 с.
4. Огиевский А.В. Гидрология суши. – М.: Сельхозиздат, 1952. – 515 с.
5. Мокляк В.І. Максимальні витрати від талих вод УРСР. – К.: Вид-во АН УРСР, 1957. – 163 с.
6. Гопченко Е.Д., Сербов Н.Г. Метод расчета максимального стока весеннего половодья рек Западно-Сибирской равнины // Метеорология и гидрология, 1990. – № 5. – С. 79-85.
7. Гопченко Е.Д. О редукации максимальных модулей дождевого стока по площади // Метеорология и гидрология, 1975. – № 2. – С. 66-71.
8. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока // Тр. ОГМИ, 1958, ч. II. – Вып. XIV. – 306 с.
9. Гопченко Е.Д., Симонова Т.А. О расчете максимальных расходов весеннего половодья в бассейне р. Оки // Водные ресурсы, 1984. – №6. – С. 54-61.

*Одеський державний екологічний університет*

**Е.Д. Гопченко, В.А. Овчарук, Н.С. Кичук**

**Проблемы определения расчетной продолжительности притока воды со склонов в русловую сеть**

*В статье рассматриваются вопросы, относящиеся к усовершенствованию научно-методической базы в области расчета характеристик максимального стока дождевых паводков.*

**Ключевые слова:** дождевые паводки, продолжительность склонового притока, нормирование характеристик максимального стока.

**E.D. Gopchenko, V.A. Ovcharuk, N.S. Kichuk**

**Problems of determination of calculation duration of inflow of water from slopes in a river-bed network**

*Questions, related to the improvement of scientifically-methodical base in area of calculation of descriptions of maximal flow of rain floods, are examined in the article.*

**Keywords:** rain floods, duration of slope influx, setting of norms of descriptions of maximal flow.