

ВИКОРИСТАННЯ ФОРМУЛ ОБ'ЄМНОГО ТИПУ ДЛЯ НОРМУВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ Р.СІВЕРСЬКИЙ ДОНЕЦЬ

Розглядається науково-методична база для нормування характеристик максимального річкового стоку, яка опирається на структурне рівняння об'ємного типу.

Ключові слова: максимальний стік весняного водопілля, нормативна база, об'ємна формула.

Вступ. Як відомо, в Україні до цього часу при розрахунках максимального стоку дощових паводків і весняних водопілля використовується нормативний документ СНіП 2.01.14-83 [1], хоча його засновники – Російський державний гідрологічний інститут і Держбуд Росії запровадили новий СП 33.101-2003. Тому зараз виникає досить актуальне і принципове завдання, пов'язане з розробкою в Україні теж нового ДЕСТУ в сфері розрахунків максимального стоку річок. При цьому слід мати на увазі, що застосована у російських виданнях нова нормативна база, має суттєві недоліки і не може бути безпосередньо використана в Україні.

Сучасний стан по використанню формул об'ємного типу. Автори статті пропонують, як один із можливих варіантів, науково-методичний підхід, заснований на моделі руслових гідрографів. Свого часу у колишньому Радянському Союзі (включаючи й Україну) такі спроби вже робилися, але поширення вони не знайшли через складність визначення деяких розрахункових параметрів, зокрема, тривалості паводків і водопілля.

Найбільш відомою вважається модель Д.Л.Соколовського [2], яка базується на схематизації руслових гідрографів у вигляді двох парабол, що перетинаються у вершині. Для таких модельних гідрографів отримані у загальній редакції формули:

$$q_m = \frac{Y_m}{t_n} \cdot f \quad (1)$$

або

$$q_m = \frac{Y_m}{T_n} f(1 + \gamma), \quad (2)$$

де q_m - максимальний модуль стоку;

Y_m - шар стоку за період весняного водопілля;

t_n - тривалість підйому водопілля;

T_n - загальна тривалість водопілля;

$\lambda = \frac{t_{cn}}{t_n}$ – співвідношення між тривалістю спаду і підйому гідрографів;

f - коефіцієнт, що визначається формою гідрографів стоку.

Правда, у подальшому, тобто при реалізації (1) і (2) для дощових паводків, вихідна структура набула дещо іншого вигляду, а саме

$$q_m = \frac{(H - H_0)\alpha}{T_n} f(1 + \gamma), \quad (3)$$

де H - паводкоформуєчі опади за розрахунковий період T ;
 α - коефіцієнт паводкового стоку;
 H_0 - початковий шар опадів, які не утворюють поверхневого стоку.

Щоб вирішити питання про можливість прийняття (1), (2) і (3) для нормування характеристик максимального стоку водопіль і паводків, необхідно зупинитися на окремих методичних підходах, запропонованих при використанні наведених вище структур. Оскільки тривалість підйому t_n визначити для невивчених річок складно, в [2] запропоновано його нормувати за співвідношенням

$$t_n = K'_n \cdot t_p, \quad (4)$$

де t_p - тривалість руслового добігання паводкових і водопільних хвиль;

K'_n - перехідний коефіцієнт, який змінюється від одиниці для коротких злив і складає 1,3÷1,6 – для тривалих зливових дощів [2].

На наш погляд, такі рекомендації не є коректними (зокрема, це відноситься до понять «короткі» або «тривалі дощі») і дещо помилковими, оскільки величини K'_n повинні визначатися співвідношенням між часом руслового добігання t_p і тривалістю схилового приливу T_0 . Так, при $t_p < T_0$ завжди буде $t_n > t_p$, а при $t_p \geq T_0$, навпаки, - $t_n < t_p$. Таким чином, у першому випадку $K'_n > 1.0$, а у другому - $K'_n \leq 1.0$. Очевидно, що в [2] все рекомендується навпаки.

Не менш суттєве зауваження стосується розрахункових величин опадів H у формулі (3). За пропозицією Д.Л.Соколовського [2],

$$H = S(60T)^{1-n_1}, \quad (5)$$

де n_1 - показник редукції зливових опадів і дощів;
 S - миттєва інтенсивність опадів [2]

$$S = A + B \lg N, \quad (6)$$

A і B - географічні параметри;
 N – повторюваність розрахункових опадів;

$$T = \mu t_p, \quad (7)$$

T - розрахункова тривалість опадів;
 μ - коефіцієнт «уповільнення» стоку, який в залежності від співвідношення між T і t_p , приймає значення: $T_n = t_p$: 24 і 36 год.

Очевидно, що в залежності від розміру водозборів (тобто від t_p), шар опадів H буде різним. Але, з іншого боку, за своєю сутністю у формулах об'ємного типу шар стоку Y_m чи опадів H повинен співпадати з їх загальною кількістю за водопілля або за окремий дощ. У такому випадку замість загального шару стоку у (3) використовується його еквівалент $(H - H_0) \leq Y_m$, розрахований за час t_p .

Науково-методична база, що пропонується, та її використання для нормування характеристик максимального стоку водопілля в басейні р.Сіверський Донець. Виходячи з вищесказаного, можна дійти висновку, що розглянуті структурні побудовання (1), (2) або (3) не можуть бути використані ні для весняних водопілля, як базові при нормуванні характеристик максимального стоку, ні, тим більше, для дощових паводків.

Більш обґрунтовану структуру об'ємного типу можна отримати іншим шляхом. Для цього досить розглянути одноmodalний редуційний гідрограф, який описується рівнянням [3]

$$q_t = q_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_n} \right)^m \right], \quad (8)$$

де m - показник степені, який залежить від форми гідрографів стоку;

q_m - максимальний модуль стоку.

Якщо (8) проінтегрувати по T_n , то отримаємо шар стоку за період водопілля або паводка

$$Y_m = \int_0^{T_n} q_t dt = \frac{m}{m+1} q_m T_n. \quad (9)$$

Виходячи з (9), можна записати вираз відносно q_m

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_n}, \quad (10)$$

де $\frac{m+1}{m}$ - коефіцієнт часової нерівномірності річкового стоку під час водопілля або паводку, причому

$$\frac{m+1}{m} = \frac{Q_m T_n}{Y_m F}, \quad (11)$$

де F - площа водозборів.

Реалізувати (10) так само складно, як і (2) або (3), і головним чином через відсутність науково-методичних підходів до визначення T_n . Природа цієї величини досить складна, оскільки

$$T_n = T_0 (f_{\bar{e}} f_{\dot{a}}) + t_p + \Delta t, \quad (12)$$

де T_0 - тривалість схилового припливу, як функція від залісненості ($f_{\bar{e}}$) і заболоченості ($f_{\dot{a}}$) водозборів;

Δt - додатковий час, необхідний для спрацювання русло-заплавної ємності регулювання водопілля.

Для спрощення (10) доцільно записати його у дещо іншій редакції, а саме

$$q_m = \frac{m+1}{m} \cdot \frac{Y_m}{T_0 + t_p} \cdot k_n, \quad (13)$$

де $k_n = \frac{T_0 + t_p}{T_n} = \frac{1}{(1 + \Delta t)/(T_0 + t_p)}$ – коефіцієнт русло-заплавного регулювання, який очевидно зверху обмежений одиницею, а в подальшому має спадаючий вигляд при збільшенні площі водозборів.

Методика визначення параметрів, що входять до (13), викладена у статті [4].

Узагальнення $\frac{m+1}{m}$ відбувається, звичайно, шляхом побудування регіональних залежностей $\frac{m+1}{m} = f(F)$.

Для визначення T_0 і k_n запишемо (13) відносно T_0 у такій редакції

$$T_0 = \frac{m+1}{m} \cdot \frac{Y_m}{q_m} \cdot k_n - t_p. \quad (14)$$

Вирішити (14) безпосередньо алгебраїчним шляхом неможливо, оскільки до нього входить два невідомих - T_0 і k_n . У роботі [4] рекомендується визначення T_0 і k_n здійснювати, використовуючи спрощені процедури. З цією метою на першому етапі k_n приймається на рівні одиниці. При цьому усі визначені величини T_0 будуть завищеними, окрім граничного випадку, коли $k_n=1,0$ при $F=0$. Щоб знайти середнє районне значення T_0 досить результати першого наближення надати у вигляді залежності $T_0 = f[\lg(F+1)]$ і проєкстраполювати її на вісь ординат [4]. Таким чином, по завершенню першого етапу наближення буде визначена середня районна тривалість схилового припливу T_0 . Після цього можна при відомому вже T_0 , опираючись на (13), розрахувати коефіцієнт русло-заплавного регулювання

$$k_m = \frac{m}{m+1} q_m (T_0 + t_p) / Y_m. \quad (15)$$

Отримані k_n у подальшому підлягають узагальненню цього параметра у вигляді регіональних залежностей від розмірів водозборів. Потім, визначаючи з цієї залежності величини k_n , розраховується тривалість схилового припливу у другому (тобто кінцевому) наближенні. Узагальнення ж T_0 відбувається з урахуванням географічного положення водозборів, їх залісеності та заболоченості, які розглядаються як природні чинники регулювання водопіль та паводків на схилах.

Саме за такою методикою було отримано розрахункові параметри весняного водопілля річок басейну р.Сіверський Донець:

- величини коефіцієнтів русло-заплавного регулювання були отримані в рамках типових гідрографів і представлені у вигляді залежності $\frac{m+1}{m} = f(F+1)$, а точніше

$$\frac{m+1}{m} = 4.12 - 0.11 \cdot \lg(F+1); \quad (16)$$

- коефіцієнти русло-заплавного регулювання на досліджуваній території змінюються від 0.15 до 0.45, а в розрахунковому варіанті узагальнені описується рівнянням

$$k_n = e^{-0.43 \lg(F+1)}; \quad (17)$$

- розрахунковий шар стоку $Y_{1\%}$ представлено у вигляді карти ізоліній (рис.1). Як видно він змінюється з 160 (у північно-західній частині водозбору) до 80 мм (у північно-східній частині).



Рис. 1 - Карта-схема ізоліній максимального шару стоку $Y_{1\%}$ в басейні р. Сіверський Донець, мм.

Розрахувавши величину k_n на 2-ому етапі наближення, та використовуючи формулу (14), визначаються для кожного з водозборів величини T_0 . Перед тим, як

осереднити результати розрахунків T_0 по території басейну, вихідні дані були перевірені за допомогою критерію Гауса, тобто

$$\frac{\sigma_{T_0}}{\rho_{T_0}} = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (T_{0_i} - \bar{T}_0)^2}{n-1}}}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^N |T_{0_i} - T_0|}, \quad (18)$$

де σ_{T_0} - середнє квадратичне відхилення тривалості схилового припливу;

ρ_{T_0} - середнє арифметичне відхилення визначення тривалості схилового припливу.

Для басейну р.Сіверський Донець таке співвідношення складає 1.248, що говорить про випадковість розподілу T_0 по території і можливості прийняття T_0 на рівні 206 год.

Час руслового добігання t_p (год) є не що інше, як відношення $\frac{L}{V_{\bar{a}}}$, де L (км) – довжина річки, а $V_{\bar{a}}$ (км/год) - швидкість руслового добігання і розраховується за регіональною формулою [5]

$$V = 0.135 \cdot F^{0.23} \cdot I^{0.33}, \quad (19)$$

де I – нахил водної поверхні, ‰.

Виконані за викладеною методикою перевірочні розрахунки стосовно $q_1\%$ задовольняють точності вихідних даних. Середнє відхилення результатів складає 22 ‰, при середній квадратичній похибці вихідних даних $\sigma_{Q_1\%} = 25\%$.

Список літератури

1. *Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик* (СНиП 2.01.14-83). - Л.: Гидрометеиздат, 1983.
2. *Соколовский Д.Л.* Речной сток. - Л.: Гидрометеиздат, 1968. - 538 с.
3. *Гопченко Е.Д.* Анализ структуры объемных формул // *Метеорология, климатология и гидрология*, 1976. - Вып.12. - С.84-90.
4. *Гопченко Е.Д., Сербов Н.Г.* Метод расчета максимального стока весеннего половодья рек Западно-Сибирской равнины // *Метеорология и гидрология*, 1990. - № 5.- С.79-85.
5. *Ткаченко Т.Г.* Обґрунтування розрахункової формули швидкості руслового добігання повеневих хвиль в басейні р. Сіверський Донець // *Метеорологія, кліматологія і гідрологія*, 2005. - Вип. 49. - С. 439-445.

Использование формул объемного типа для нормирования характеристик весеннего половодья в бассейне р. Северский Донец. Е.Д. Гопченко, С.В. Авгайтис

Рассматривается научно-методическая база для нормирования характеристик максимального речного стока, которая опирается на структурное уравнение объемного типа.

Ключевые слова: *максимальный сток весеннего половодья, нормативная база, объемная формула.*

Use of formulas of by volume type for setting of norms of descriptions of spring tide in a pool Severskiy Donec. E. Gopchenko, S. Avgajtis

A scientifically-methodical base is examined for setting of norms of descriptions of maximal river flow, which leans against structural equalization of by volume type.

Keywords: *maximal flow of spring tide, normative base, by volume formula.*