

### МЕТОДИКА РОЗРАХУНКУ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В РАЙОНІ БАСЕЙНУ ДНІПРА З УРАХУВАННЯМ ВПЛИВУ ЗМІН КЛІМАТУ

Для розрахунку максимального стоку весняного водопілля різної ймовірності перевищення в районі басейну Дніпра в межах України рекомендується формула операторного вигляду, запропонована Гопченко Є.Д. (2000) та модифікована Овчарук В.А. (2017):

$$q_p = q'_{1\%} \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F r \lambda_p k_{zm}, \text{ м}^3/\text{с}\cdot\text{км}^2, \quad (1)$$

де  $q'_{1\%}$  - розрахунковий модуль схилового припливу 1%-ої ймовірності перевищення;  $\psi(t_p / T_0)$  - трансформаційна функція, яка обумовлена часом руслового добігання;  $\varepsilon_F$  - коефіцієнт русло-заплавного регулювання;  $r$  - коефіцієнт трансформації, зв'язаний з наявністю на водозборі озер, водосховищ чи ставків руслового типу;  $\lambda_p$  - коефіцієнт переходу від опорної 1%-ої ймовірності перевищення до будь-якої іншої;  $k_{zm}$  - коефіцієнт змін клімату, який розраховується за необхідності їх врахування.

Для здійснення розрахунків необхідний такий мінімум вихідних даних: площа водозбору ( $F$ , км<sup>2</sup>), середньозважений уклон водотоку ( $I$ , ‰), гідрографічна довжина річки ( $L$ , км), залісеність водозбору ( $f_L$ , ‰), заболоченість водозбору ( $f_{\bar{b}}$ , ‰). Порядок розрахунку опорного значення  $q_p = q_{1\%}$  здійснюється в такій послідовності:

1. Максимальний модуль схилового припливу  $q'_{1\%}$  обчислюється за формулою

$$q'_{1\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} (S_m + \sum X)_{1\%} \eta, \text{ м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2), \quad (2)$$

де  $(n+1)/n$  - коефіцієнт нерівномірності схилового припливу до руслової мережі;  $T_0$  - тривалість схилового припливу (у годинах);  $\eta$  - коефіцієнт стоку;  $S_m$  - максимальні снігозапаси до початку водопілля;  $X$  - кількість опадів від дати  $S_m$  до закінчення водопілля.

1.1 Коефіцієнт нерівномірності схилового припливу в період весняного водопілля  $(n+1)/n$  для річок басейну Дніпра дорівнює 13,04<sup>1</sup>;

- 1.2 Тривалість схилового припливу  $T_0$  визначається у такому порядку:

- за регіональною картою<sup>1</sup> по геометричних центрах водозборів визначається величина  $T_0$  (за умови  $f_{\bar{b}} = 0$  і  $f_L = 0$ );

- за схемою районування<sup>1</sup> визначається район, до якого відноситься водозбір;

- коефіцієнти впливу заболоченості ( $k_{\bar{b}}$ ) та залісеності ( $k_L$ ) на тривалість схилового

припливу  $T_0$  (год) визначаються як:

$$\begin{aligned} k_{\bar{b}} &= 1 + a_{k_{\bar{b}}} \lg(f_{\bar{b}} + 1) \\ k_L &= 1 + a_{k_L} \lg(f_L + 1), \end{aligned} \quad (3)$$

де  $a_{k_{\bar{b}}}$  для I району дорівнює 1,78, а для II - 0,92;  $a_{k_L} = 0,78$  (I район) та 0,47 (II район);

- з урахуванням отриманих коефіцієнтів шукана величина  $T_0$  розраховується як:

<sup>1</sup> Звіт з науково-дослідної роботи «Нормування розрахункових величин максимального весняного стоку рідкісної ймовірності перевищення в басейні р.Дніпро», № ДР 0117U002424

$$T_0 = (T_0)_{f_L=0, f_{\bar{\sigma}}=0} \cdot k_L \cdot k_{\bar{\sigma}}; \quad (4)$$

1.3 Коефіцієнт стоку  $\eta$  знімається з регіональної карти<sup>1</sup> по геометричних центрах тяжіння водозборів;

1.4 Сумарне надходження води на водозбір визначається як

$$(S_m + \sum X)_{1\%} = (\bar{S}_m + \sum X) k_{1\%}, \quad (5)$$

де  $\bar{S}_m$  - середня багаторічна величина максимальних снігозапасів на початок водопілля, яка визначається за регіональною картою<sup>1</sup> по геометричних центрах водозборів. Для врахування розбіжності у снігозаписах в полі і в лісі снігозапаси на басейні визначаються як середньозважене значення  $S_{m_{сер.зв}} = S_{m_n} (1 + 0,21 f_L)$ ;  $\sum X$  - кількість опадів за період

весняного водопілля  $\bar{X} = 19,7 k_T (F + 1)^{0,126}$ ;  $k_{1\%}$  - модульний коефіцієнт забезпеченості  $P = 1\%$ , який розраховується за допомогою таблиць трипараметричного гама-розподілу, маючи на увазі, що  $k_{1\%} = f(P = 1\%; C_v; C_s / C_v)$ . Значення коефіцієнту варіації максимальних снігозапасів на початок весняного водопілля представлені у вигляді карти<sup>1</sup>, а величина  $C_s / C_v$  - для досліджуваного басейну прийнята на рівні 1,5;

2. Трансформаційна функція розраховується як:

$$\psi(t_p / T_0) = \begin{cases} 1 - 0,88 \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^{0,09} & \text{при } 0 < \frac{t_p}{T_0} < 1,0 \\ 0,082 \frac{T_0}{t_p} \left[ 2 - 0,52 \left( \frac{T_0}{t_p} \right) \right] & \text{при } \frac{t_p}{T_0} \geq 1,0 \end{cases} \quad (6)$$

або при обмеженості морфометричної інформації

$$\psi(t_p / T_0) = e^{-\gamma(\lg(F+1))}, \quad (7)$$

де  $\gamma$  - показник степені (зона мішаних лісів -0,469, лісостепова -0,472, степова -0,510);

2.1 Час руслового добігання  $t_p$ , в свою чергу, визначається як  $t_p = L / V_{\bar{\sigma}}$ , через довжину річки та швидкість руслового добігання;

2.2 Швидкість руслового добігання  $V_{\bar{\sigma}}$  визначається за формулою  $V_{\bar{\sigma}} = a_0 F^{\beta_1} I_{36}^{0,33}$  з урахуванням параметрів, наведених у відповідній таблиці<sup>1</sup>;

3. Коефіцієнт русло-заплавного регулювання  $\varepsilon_F = e^{-0,39 \lg(F+1)}$ , а при  $F < 100 \text{ км}^2$  за відповідною таблицею<sup>1</sup>;

4. Коефіцієнт руслової трансформації  $r$  пропонується визначати за рекомендаціями нормативного документу СНиП 2.01.14-83;

5. Якщо є необхідність переходу від опорної 1%-вої забезпеченості до інших ( $P = 3, 5, 10\%$ ), тоді визначається коефіцієнт забезпеченості  $\lambda_{3\%} = 0,80$ ;  $\lambda_{5\%} = 0,71$ ;  $\lambda_{10\%} = 0,58$ ;

6. Якщо на етапах первинної статистичної обробки виявлено наявність значущих трендів у величинах максимальних витрат води та аналіз показує, що ці тренди обумовлені сучасними змінами клімату, то у розрахунковій методиці є можливість врахування змін клімату через коефіцієнт:

$$k_{зм} = \frac{((\bar{S}_m + \sum \bar{X}) \cdot \eta)_{прогн}}{((\bar{S}_m + \sum \bar{X}) \cdot \eta)_{сучасн}}; \quad (8)$$

В формулі (8) прогнзні значення середньобагаторічних максимальних снігозапасів, опадів та коефіцієнтів стоку весняного водопілля отримані з використанням їх залежностей від прогнзних значень температури та опадів за обраним сценарієм та моделлю. Відповідні сучасні значення тих же самих величин отримані за результатами розрахунків по

наявних рядах спостережень. Точність розрахункової методики становить  $\pm 21,7\%$ . при точності вихідної інформації по витратах води 1 % забезпеченості  $\pm 21,4\%$ .

УДК 556.166

**Овчарук В.А., Іващенко С.В**

*Одеський державний екологічний університет*

### **ОЦІНКА ОДНОРІДНОСТІ ТА СТАЦІОНАРНОСТІ ЧАСОВИХ РЯДІВ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ДОЩОВИХ ПАВОДКІВ В СУББАСЕЙНІ Р.ДЕСНА**

В умовах сучасних кліматичних змін в Україні, так і як в світі в цілому суттєво підвищується ймовірність настання екстремальних гідрологічних явищ, зокрема, паводків різного походження.

Для більшості рівнинних річок України максимальний стік дощових паводків за своїми абсолютними величинами є значно меншим, ніж величини максимальних витрат води весняного водопілля, але в окремі роки можливі перевищення максимальних витрат води паводків над водопіллями, перш за все, на малих водозборах. На відміну від водопілля, паводки виникають нерегулярно, та якщо вони відбуваються послідовно один за одним, можуть спричинити повінь.

Умови формування дощових паводків залежать від взаємодії *метеорологічних чинників*, які значно змінюються в часі та просторі, і саме вони визначають характер випадіння зливових опадів (інтенсивність, тривалість, площу зрошення), а також чинників *підстильної поверхні* водозборів, які визначають величину втрат на інфільтрацію, швидкість та час добігання по схилах та руслу річки. Взаємодія цих чинників визначається фізико-географічними умовами території басейну річки [1,2].

Для аналізу часових рядів максимального стоку дощових паводків в суббасейні р. Десни використана багаторічна інформація про максимальні витрати та шари стоку води дощових паводків по 12 гідрологічних постах Державної Гідрометслужби ДСНС України с періодом спостережень від їх початку до 2015 р. включно.

Враховуючи той факт, що на сучасному етапі в рядах стоку часто спостерігаються тренди різних направленостей необхідним є перевірка часових рядів на статистичну однорідність у часі. Для перевірки часових рядів максимальних витрат води і шарів стоку дощових паводків в суббасейні р. Десни використані дані постів з періодом спостережень більше 40 років. Перевірка проводилась на рівнях значущості  $P=1\%$  та  $P=5\%$  за двома параметричними критеріями (Фішера та Стьюдента) та непараметричним – Уїлкоксона[2].

За критерієм Фішера, який оцінює однорідність дисперсій, при  $P=1\%$  виявилися *неоднорідними* 3 ряди максимальних витрат води дощових паводків річок суббасейну р.Десна, а при рівні значущості  $P=5\%$  – 5 постів були неоднорідними, тобто майже половина вихідної інформації. За критерієм Стьюдента при  $P=1\%$  виявлено *неоднорідність* у 2-х, а при  $P=5\%$  - у 3-х випадках.

Максимальний стік дощових паводків характеризується не тільки витратами води, але й також шарами стоку. Результати аналізу часових рядів шарів стоку показали що, за критерієм Фішера, також як і за критерієм Стьюдента, при  $P=1\%$  всі ряди є *однорідними*, при  $P=5\%$  - лише 1 ряд є *неоднорідний*.

Отже, як по максимальних витратах, так й по шарах стоку паводків ряди у більшості випадків є *однорідними*.

При встановленій неоднорідності рядів виникає необхідність проаналізувати хронологічний хід стоку в цих рядах з подальшою метою виявлення характеру можливих трендів, тобто тенденцій спрямованих або у бік збільшення або у бік зменшення стоку річки.

З цією метою були побудовані хронологічні графіки ходу максимальних витрат води та шарів стоку дощових паводків. Аналізуючи отримані результати, можна зазначити, що на річках досліджуваного басейну Десни у більшості випадків спостерігається від'ємний тренд, як по максимальним витратам, так і по шарах стоку води дощових паводків.

Наочне просторове уявлення про характер напрямків тенденцій у часових рядах

ISSN:2306-5680 Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2019. № 3 (54)