

**ТЕОРЕТИЧНІ І МЕТОДИЧНІ ПІДХОДИ СТОСОВНО НОРМУВАННЯ
ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ З НЕВЕЛИКИХ РІЧКОВИХ
ВОДОЗБОРІВ**

У статті обґрунтовується розрахунковий варіант формули максимального стоку з невеликих водозборів.

Ключові слова: невеликі водозбори, максимальний стік, теорія ізохрон, нормування розрахункових характеристик

Вступ. Невеликі річки становлять значно більшу частину гідрографічної мережі порівняно з середніми за розмірами, а тим більш великими водозборами. Особливо слід мати на увазі те, що при будівництві автомобільних і залізничних шляхів приходиться майже через кожні 2-5 км перетинати численні яри, балки та яруги. А це в свою чергу потребує розрахунків максимальних витрат води від дощових паводків і водопіль, щоб забезпечити безпечність існування мостів і різного роду переходів через невеликі річки. У сучасній практиці нормативними документами передбачається різний методичний підхід при визначенні розрахункових характеристик паводків і водопіль. Зокрема, в СНіП 2.01.14-83 максимальні модулі весняного водопілля розраховуються за однією структурною базою, незалежно від розміру водозборів, а саме

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + b)^{n_1}}, \quad (1)$$

де q_m – максимальний модуль річкового стоку;

k_0 – коефіцієнт „дружності” водопілля;

Y_m – шар стоку за період водопілля;

F – площа водозборів.

Стосовно дощових паводків для невеликих водозборів ($F < 200$ км²) використовується формула граничної інтенсивності

$$q_m = \bar{\psi}(\tau) H_\delta \cdot \eta, \quad (2)$$

де $\bar{\psi}(\tau)$ – ординати редуційної кривої дощових опадів у часі;

τ – розрахункова тривалість опадів

$$\tau = 1.2 t_p^{1.1} + t_{cx}, \quad (3)$$

H_δ – добовий максимум дощових опадів;

η – розрахунковий коефіцієнт стоку;

t_p – тривалість руслового добігання паводкової хвилі;

t_{cx} – тривалість схилового добігання.

Аналіз недоліків сучасної нормативної бази в галузі максимального стоку з невеликих водозборів. Основним недоліком структури (1) є те, що вона може застосуватись лише за умови, коли у межах тієї чи іншої території підлягає осередненню тривалість схилового припливу T_0 [1]. Лише у цьому випадку редуційні складові можуть бути інтегрально описані за допомогою розмірів водозборів F , а k_0 – районоване. Наявність у структурі нормативного документа [2] поправкових

коефіцієнтів на залісеність і заболоченість водозборів фактично спростовує (1), у першу чергу, стосовно тих водозборів, де цей вплив на k_0 є суттєвим.

Більш значні недоліки відносяться до формули (2), яка використовується у такому або дещо іншому вигляді не лише у країнах колишнього союзу, але й у багатьох країнах світу при розрахунках максимального дощового стоку з невеликих водозборів. У статті [3], зокрема, показано, що ординати редукційної кривої $\bar{\psi}(\tau)$ у формулі (2) відображають не опади, а схиловий приплив, оскільки

$$\bar{\psi}(\tau) = \varphi / t_p, \quad (4)$$

де φ - коефіцієнт повноти схилового припливу, причому:

а) при $t_p / T_0 < 1.0$

$$\bar{\psi}(\tau) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (5)$$

б) при $t_p / T_0 \geq 1.0$

$$\bar{\psi}(\tau) = \frac{1}{t_p}, \quad (6)$$

$(n+1)/n$ – коефіцієнт нерівномірності схилового припливу у часі.

Верхньою межею для $\bar{\psi}(\tau)$, очевидно, є коефіцієнт схилової трансформації $\frac{n+1}{n} / T_0$, який повністю співпадає з так званим коефіцієнтом „дружності” k_0 у структурі (1), тобто

$$k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}. \quad (7)$$

З іншого боку, в [4] розрахункова тривалість τ визначається окремими характеристиками схилового (n і T_0) і руслового (t_p) стоку, а саме:

а) при $t_p / T_0 < 1.0$

$$\tau = T_0 / \left\{ \frac{n+1}{n} \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \right\}; \quad (8)$$

б) при $t_p / T_0 \geq 1.0$

$$\tau = t_p; \quad (9)$$

в) при $t_p / T_0 = 0$

$$\tau = \frac{T_0}{(n+1)/n}. \quad (10)$$

Більш ґрунтовні дослідження (теоретичного плану) структури (2) показали, що трансформаційна функція $\bar{\psi}(\tau)$ залежить не лише від характеристик схилового

припливу та руслового добігання t_p , а також і від форми річкових водозборів, причому [5]:

а) при $0 < \frac{t_p}{T_0} < 1.0$

$$\bar{\psi}(\tau) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \left[1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (11)$$

б) при $\frac{t_p}{T_0} \geq 1.0$

$$\bar{\psi}(\tau) = \frac{1}{t_p} \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right]; \quad (12)$$

в) при $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\bar{\psi}(\tau) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}, \quad (13)$$

де m – показник степеня у рівнянні ізохрон руслового добігання.

Викладене свідчить про те, що використана у нормативному документі структура (2) є недосконалою як у теоретичному, так й у методичному відношенні. Необхідно звернути увагу ще й на те, що при використанні (11) – (13) потрібно мати криву ізохрон руслового добігання, яка потребує наявності топографічних карт крупного масштабу. Тому автори пропонують дещо інший підхід до побудови розрахункової бази для нормування характеристик максимального стоку з невеликих водозборів, причому - єдину у структурному відношенні як для дощових паводків, так й для водопіль.

Постановка задачі до обґрунтування теоретичної моделі максимального стоку. Необхідно спочатку визначитись з деякими поняттями стосовно віднесення водозборів за їх розмірами до невеликих, середніх і великих. За довідником О.І.Чеботарьова [6] до невеликих відносяться річки з відповідними площами $F < 1-2$ тис.км², до середніх – від 2 до 50 тис.км², до великих – з $F > 50$ тис.км².

У тій задачі, що розглядається нами, такі визначення є не досить ґрунтовними. Більш сприйнятним можна вважати класифікацію А.М.Бефані [7], який розглядаючи формування максимального паводкового стоку, до невеликих (елементарних) водозборів відносить ті з них, що представлені первинною гідрографічною мережею і можуть моделюватися у вигляді прямокутника з одним руслом посередині. Інші, тобто розгалужені річкові системи, незалежно від їх розмірів, мають грушоподібну форму. Однак, ми вважаємо, що цих умов недостатньо.

Потрібно у кожному окремому випадку розглядати ще й відношення між тривалостями руслового стоку t_p і схилового припливу T_0 . Невеликим водозборам повинно відповідати співвідношення $\frac{t_p}{T_0} < 1.0$, коли у формуванні максимальної витрати води бере участь уся площа водозбору, але не увесь шар схилового припливу. Для великих водозборів характерним є $\frac{t_p}{T_0} \geq 1.0$, коли у формуванні максимальної витрати води бере участь весь шар схилового припливу, але не вся площа водозбору. Схематично водозбори, віднесені нами до невеликих і великих, показані на рис.1 і 2.

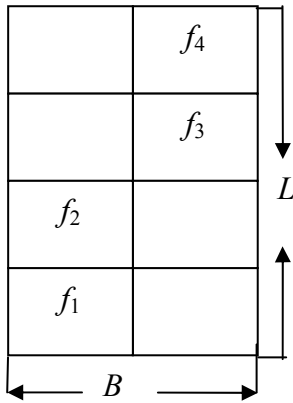


Рисунок 1 – Річковий водозбір прямокутної форми з ізохронами руслового добігання.

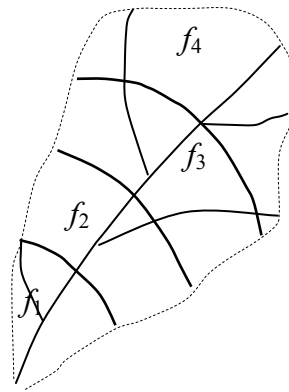


Рисунок 2 – Річковий водозбір довільної форми з ізохронами руслового добігання.

Розглянемо спочатку модель невеликого водозбору прямокутної форми, наведеного на рис.1. Згідно з теорією руслових ізохрон максимальна витрата води буде визначатися (за умови, що $t_p < T_0$) за рівнянням [8]

$$Q_m = \sum_{t_p} q'_t f_t \varepsilon_t, \quad (14)$$

де q'_t – модулі редуційного гідрографа схилового припливу;
 f_t – міжізохронні площадки;
 ε_t – коефіцієнти русло-заплавного регулювання.

Для прямокутного за формою водозбору, очевидно:

$$f_t = BV\Delta t, \quad (15)$$

де B – ширина водозбору;
 V – швидкість руслового добігання;
 Δt – розрахунковий крок у часі.

За умови $\Delta t \rightarrow 0$, вираз (14) набуде інтегрального вигляду

$$Q_m = BV \int_0^{t_p} q'_t \varepsilon_t dt. \quad (16)$$

Враховуючи, що ε_t не підлягають поки-що вимірюванню, здійснимо спрощення (16), а саме

$$(Q_m)_{cn} = BV\bar{\varepsilon}_{t_p} \int_0^{t_p} q'_t dt. \quad (17)$$

Якщо взяти q'_t згідно з рекомендаціями [3], то

$$(Q_m)_{cn} = BV\bar{\varepsilon}_{t_p} q'_m t_p \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right], \quad (18)$$

де q'_m – максимальний модуль схилового припливу;
 n – показник степеня у рівнянні редуційного гідрографа схилового припливу.

Перехід від (18) до (16) можна здійснити за допомогою коефіцієнта k_ε , який є відношенням $Q_m/(Q_m)_{cn}$. Тоді

$$Q_m = k_\varepsilon (Q_m)_{cn} = BVq'_m t_p \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F, \quad (19)$$

де $\varepsilon_F = k_\varepsilon \cdot \bar{\varepsilon}_{t_p}$ - коефіцієнт русло-заплавного регулювання максимальної витрати води.

Максимальний модуль руслового стоку q_m є:

$$q_m = \frac{Q_m}{B \cdot L} = q'_m \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F. \quad (20)$$

При прямокутній формі водозбору, як видно з (20), максимальний модуль залежить від характеристик схилового припливу (q'_m , n і T_0), тривалості руслового добігання (t_p) і русло-заплавного регулювання (ε_F). Розглядаючи (20), легко прийти до висновку, що воно відповідає не лише невеликим водозборам, але й іншим, якщо останні моделюються у вигляді прямокутників. Таким чином, наявність прямокутної форми є необхідною, але мабуть, недостатньою умовою віднесення водозборів до невеликих. Тому потрібно ще враховувати й співвідношення між t_p і T_0 , а воно повинно бути наступним – $T_0 > t_p$.

Розглянемо тепер випадок довільної форми водозбору. Вихідне рівняння для Q_m буде тим же, що й у разі невеликого водозбору, тобто (14). Міжізохронні площадки можна записати у вигляді

$$f_t = B_t V \Delta t, \quad (21)$$

де B_t – середня ширина водозбору у межах міжізохронної площадки.
З урахуванням (21) і за умови $\Delta t \rightarrow 0$

$$Q_m = V \int_0^{t_p} q'_t B_t \varepsilon_t dt. \quad (22)$$

Скористуємося рекомендаціями [8] стосовно функцій q'_t і B_t і запишемо спрощений варіант для (22)

$$\begin{aligned} (Q_m)_{cn} &= B_m V q'_m \bar{\varepsilon}_{t_p} \int_0^{t_p} \left[1 - \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m \right] dt = \\ &= B_m \frac{m}{m+1} V q'_m \bar{\varepsilon}_{t_p} t_p \left[1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right], \end{aligned} \quad (23)$$

де m – показник степеня у рівнянні кривих руслових ізохрон;
 B_m – максимальна ширина водозборів по ізохронах руслового добігання.
Виходячи з (23), запишемо (22) у більш зручній редакції:

$$Q_m = k_\varepsilon (Q_m)_{cn} = B_m \frac{m}{m+1} V q'_m t_p \left[1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F. \quad (24)$$

Максимальний модуль стоку q_m , ураховуючи, що

$$B_m \frac{m}{m+1} = B_{сер}, \quad (25)$$

становить

$$q_m = q'_m \left[1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^m \right] \varepsilon_F. \quad (26)$$

З метою дослідження впливу форми водозборів на величину максимальних витрат води поділимо (26) на (22). Тоді

$$k_m = \left[1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] / \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right], \quad (27)$$

де k_m – коефіцієнт впливу форми водозборів на величину максимальних витрат води.

Аналіз впливу форми і розміру водозборів на максимальний стік річок.

Очевидно, що чисельник (27) є трансформаційною функцією розпластування паводкових хвиль за рахунок часу руслового добігання з водозборів довільної форми у плані, тоді як знаменник характеризує той же процес, але з прямокутних водозборів. Моделювання k_m виконувалось для трьох значень n (0.25; 0.5 і 1.0) і m (2.0; 1.0 і 0.5), як таких, що відповідають реальній більшості природних співвідношень графіків припливу і форми річкових водозборів. Задаючись t_p/T_0 від 0 (нижня межа) до 1.0 (верхня межа), були спочатку обраховані k_m , а потім здійснений їх аналіз з точки зору впливу форми водозборів на кінцевий результат. Оскільки точність розрахунків максимальних витрат води не виходить за межі 10 %, у табл.1 наведені ті співвідношення між t_p і T_0 , які її забезпечують за різних значень n і m .

Таблиця 1 – Співвідношення t_p/T_0 , за яких похибки розрахунку максимальних витрат води не виходять за межі 10 %, при різних n і m

m	n										
	0.05	0.10	0.15	0.20	0.25	0.30	0.40	0.50	0.60	0.80	1.0
2.0	0.10	0.12	0.15	0.18	0.20	0.23	0.28	0.34	0.39	0.50	0.60
1.0	-	0.05	0.07	0.09	0.12	0.14	0.18	0.23	0.27	0.36	0.45
0.5	-	-	-	0.02	0.04	0.06	0.11	0.16	0.21	0.30	0.40

З табл.1 видно, що чим вищі значення n і m , тим більші площі водозборів можуть бути віднесені до невеликих. Наприклад, при $n=0.25$ умові неврахування форми водозборів відповідають наступні співвідношення t_p/T_0 : при $m=2.0$ (найменші водозбори) вони становлять 0.20, при $m=1.0$ – вже 0.12, а при $m=0.5$ (дещо розгалужені водозбори) – усього 0.04. За умови, що $n=0.5$ співвідношення t_p/T_0 будуть майже у 2-2,5 рази вищими. Ще вищими вони будуть за $n=1.0$, а саме: 0.60, 0.95 і 0.40 відповідно. Самі ж співвідношення t_p/T_0 не характеризують розміри водозборів, бо T_0 змінюється у досить значному діапазоні – від 50-250 год (весняне водопілля) до усього 2.5-5.0 год (дощові паводки у межах степової зони України). Для таких значень T_0 , наприклад, при $n=0.25$ і $m=0.5$ величини t_p будуть становити від 11.5-57.5 год до 0.58-1.15 год. Щоб перейти до розмірів водозбірних площ, скористуємось рівнянням, запропонованим для території Приазов'я й Причорноморської низовини [9]

$$F = 8.87t_p^{1.61}, \quad (28)$$

де F – площа водозбору, км²;

t_p - тривалість руслового добігання, год.

На підставі (28) досить просто визначити межові значення F для різних тривалостей схилового припливу. Для наведеного вище прикладу F змінюється від 450-6040 км² до 3.7-11.0 км². Таким чином, при розрахунках максимального стоку весняного водопілля до невеликих будуть відноситись водозбори з площами $F > 450$ км², тоді як стосовно дощових паводків $F < 15$ км². Правда, необхідно зауважити, що для дощових паводків більш характерними є $n=0.5$. Але й тоді, навіть, при $m=2.0$ розмір площ невеликих водозборів не буде перевищувати 6.8-20.8 км². Якщо є можливість визначити не лише n , але й m (на підставі крупномасштабних карт), то для встановлення t_p/T_0 , які відповідають розрахункам максимальних витрат води з похибкою у межах 10%, можна рекомендувати табл.2.

Таблиця 2 – Співвідношення t_p/T_0 , за яких похибки розрахунку максимальних витрат води не виходять за межі 10%, при різних n і m

n	m									
	0.2	0.4	0.6	0.8	1.0	1.2	1.4	1.6	1.8	2.0
0.25	0.02	0.5	0.06	0.08	0.1	0.12	0.14	0.16	0.18	0.20
0.5	0.11	0.14	0.17	0.20	0.23	0.25	0.27	0.30	0.33	0.35
1.0	0.37	0.39	0.41	0.43	0.45	0.47	0.49	0.51	0.53	0.55

Рекомендації стосовно використання формули (20) при розрахунках максимального стоку з невеликих водозборів. Вираз, що стоїть у квадратних дужках цієї структури, являє собою функцію розпластування повенеких чи водопільних хвиль за рахунок часу руслового добігання, тобто

$$1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n = \psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right). \quad (29)$$

Тоді (20) набуде вигляду

$$q_m = q'_m \psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F. \quad (30)$$

Виходячи з редуційного гідрографа схилового припливу [1, 8],

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \quad (31)$$

де $(n+1)/n$ – коефіцієнт нерівномірності схилового припливу у часі;

Y_m – шар стоку.

Для весняного водопілля можна замість (31) рекомендувати дещо інший її варіант, а саме

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} (S_m + x) \eta, \quad (32)$$

де S_m – максимальні снігозапаси на початок весняного сніготанення;

x – кількість опадів від початку сніготанення до закінчення водопілля;

η - об'ємний коефіцієнт стоку.

Стосовно дощових паводків можливий варіант (30) у редакції

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} H_m \eta, \quad (33)$$

де H_m – паводкоформуєчі опади теплового періоду.

Але кожного разу, коли йдеться про використання як розрахункової структури (30), необхідно спочатку за допомогою табл.1 або табл.2 визначити t_p/T_0 . Потім за розрахунковим значенням T_0 обчислюється t_p , а на підставі (28) – ще й критичне значення $F_{кр}$. Умовою розрахунку q_m за (30) є співвідношення $F \leq F_{кр}$. За інших умов можна рекомендувати дещо змінену структуру (30)

$$q_m = q'_m \Psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F \cdot k_m. \quad (34)$$

Для визначення k_m (у межах $\frac{t_p}{T_0} < 1$) рекомендується відповідна таблиця значень k_m (табл.3). Складена вона для різних n при фіксованому $m=1.0$, що відповідає більшості невеликих водозборів.

Таблиця 3 – Коефіцієнти впливу розміру водозборів k_m на величину максимальних витрат води паводків і водопіль ($m=1.0$)

n	t_p/T_0										
	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0
0.25	1.0	1.09	1.13	1.16	1.19	1.23	1.26	1.30	1.34	1.39	1.45
0.5	1.0	1.05	1.08	1.12	1.15	1.18	1.21	1.25	1.30	1.34	1.40
1.0	1.0	1.02	1.03	1.06	1.09	1.11	1.14	1.18	1.22	1.27	1.33
сер.	1.0	1.05	1.08	1.11	1.14	1.17	1.20	1.24	1.29	1.33	1.39

Аналіз табл.3 показує, що k_m в залежності від t_p/T_0 змінюється у межах від 1.0 (при усіх n) до 1.45 (при $n=0.25$). В цій таблиці наведені осереднені (по n) значення k_m , які коливаються від 1.0 при $\frac{t_p}{T_0} = 0$ до 1.39 – при $\frac{t_p}{T_0} = 1.0$. Середні значення k_m можна використовувати й у практичних розрахунках, оскільки відхилення від них при різних n не виходять за 5.5 %, що значно менше за точність вихідних даних по максимальному стоку.

Висновки:

1. Використані у нормативному документі СНіП 2.01.14-83 базові формули для розрахунків максимального стоку з невеликих водозборів мають суттєві теоретичні і методичні недоліки і тому не можуть рекомендуватися для подальшого використання.

2. Теоретичною базою для обґрунтування нормативних характеристик максимального стоку паводків і водопіль може бути модель руслових ізохрон, успішно реалізована у цій статті.

3. Визначення розмірів невеликих водозборів, для яких можна використати формулу (30), необхідно здійснювати в залежності від форми гідрографів схилового припливу і кривих руслових ізохрон та співвідношення між t_p і T_0 .

4. Для уніфікації розрахунків за формулою (30) у статті наводиться допоміжна таблиця коефіцієнта k_m .

5.Заропонована методика рекомендується для практичного здійснення розрахунків як з використанням шарів стоку (паводки і водопілля), так і снігозапасів

(для весняного водопілля) та паводкоформуєчих опадів теплого періоду (для дощових паводків).

Список літератури

1. Гопченко Е.Д., Гушля А.В. Гидрология с основами мелиорации. – Л.: Гидрометеиздат. - 1989. – 302 с.
2. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеиздат. - 1984. – 447 с.
3. Гопченко Е.Д. Некоторые проблемные вопросы расчета максимального паводочного стока. – ДАН СССР. – 1988. – Т.302. - №4. – С.955-957.
4. Гопченко Е.Д. О перспективах дальнейшего использования формул предельной интенсивности для расчетов максимального стока с малых водосборов // Метеорология и гидрология. – 1997. - №9.- С.104-109.
5. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е., Романчук О.К. Теоретические аспекты формул предельной интенсивности // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2005. – Вип.49.- С.414-423.
6. Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. – Л.: Гидрометеиздат. – 1978-307с.
- 7.Бэфани А.Н. Основы теории ливневого стока // Труды ОГМИ, 1958. – Ч.2. – Вып. 14. – 305 с.
- 8.Гопченко Е.Д., Романчук М.Е. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности. – К.: КНТ. – 2005. – 148 с.
- 9.Гопченко Е.Д., Романчук М.Е., Бурлуцкая М.Э., Хоанг Тхи Лан Ань. О структурных особенностях формул редуцированного типа и области их применения // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – 2005. – Вип.49. – С.424-431.

Теоретические и методические подходы относительно нормирования характеристик максимального стока с малых речных водосборов.

Гопченко Е.Д., Дорошенко О.Н., Бин Салем Фуад Фараг

В статье рассматривается расчетный вариант формулы максимального стока с небольших речных водосборов.

Ключевые слова: малые водосборы, максимальный сток, теория изохрон, нормирование расчетных характеристик.

The Theoretical and methodical approaches concerning normalizing of the maximal runoff characteristics from small river catchments.

Gopchenko E.D., Doroshenko O.N., Bin Salem Fuad Farag

In article the calculation variant of the maximal runoff formula from small river catchments is considered.

Keywords: small catchments, maximal runoff, theory of isochrones, normalizing of the rated characteristics.