

АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ И ПАРАМЕТРОВ ФОРМУЛ ПРЕДЕЛЬНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ

В статье рассматриваются теоретические аспекты структуры формул предельной интенсивности и входящих в них параметров.

Ключевые слова: склоновый сток, паводки, половодья, теория русловых изохрон, максимальный сток рек.

Введение. Формулы предельной интенсивности получили широкое распространение в мировой и отечественной практике при расчётах, главным образом, максимальных расходов воды с небольших водосборов (обычно не более 200 км²). Классическим их вариантом является структура вида

$$q_m = \bar{a}_\tau \cdot \eta, \quad (1)$$

где q_m - максимальный модуль стока паводка;

\bar{a}_τ - интенсивность осадков, средняя за расчётное время τ ;

η - коэффициент паводочного стока.

При подготовке нормативного документа СН 435-72, учитывая ограниченность данных по записям выдающихся ливней на территории СССР, составителями рекомендаций сначала произведено обобщение кривых $\bar{a}_\tau = f(\tau)$ в зависимости от величин суточных максимумов осадков H_c , а затем отношение $\bar{a}_\tau / H_c = \bar{\psi}(\tau)$ было районировано. Всего на огромном пространстве бывшего Союза выделено 30 регионов с однотипными кривыми $\bar{\psi}(\tau) = f(\tau)$ во времени с диапазоном τ от 5 до 2880 мин. В результате структура (1) приняла расчётный вид

$$q_m = \bar{\psi}(\tau) H_c \eta = \bar{\psi}(\tau) Y_m, \quad (2)$$

где Y_m - слой стока за паводок при условии, что H_c совпадает с количеством осадков за дождь H_m .

Нашла распространение в Украине и несколько иная структура формулы предельной интенсивности, предложенная П.Ф.Вишневым [1]

$$q_m = h_m \varphi, \quad (3)$$

где h_m - максимальная интенсивность водоотдачи за 10 мин;

φ - редуцированный коэффициент, который, на наш взгляд, получил ошибочную трактовку «коэффициента полноты стока».

Принципиальное различие между (2) и (3) состоит лишь в том, что в (2) редуция модулей учитывается при помощи временной кривой осадков $\bar{\psi}(\tau)$, а в (3) – через φ , зависящего от соотношения t_p / T_0 , где t_p - время руслового добега, а T_0 - продолжительность склоновой водоотдачи (в нашей трактовке – «продолжительность притока воды со склонов в русловую сеть»). Правда, если в (3) учёт залесённости и русло-пойменного регулирования производится при помощи двух отдельных

редукционных коэффициентов, то в (2) все трансформационные эффекты в скрытом виде переносятся на функцию $\bar{\psi}(\tau) = f(\tau)$.

В Украине имеется опыт использования структуры предельной интенсивности также и для нормирования характеристик максимального стока весеннего половодья. Принадлежит она В.И.Мокляку [2], а по содержанию практически полностью совпадает с (3), т.е.

$$q_m = a_m \varphi_1, \quad (4)$$

где a_m - часовая интенсивность водоотдачи снега;

φ_1 - редукционный коэффициент, зависящий, как и в случае (3), от соотношения t_p/T_0 .

Для сравнения приведём приближённые значения h_m и a_m для рек левобережья Днестра. В частности, h_m изменяются от 3 до 4 мм/10 мин [1], а a_m - от 6 до 7 мм/час [2]. Последние в 3-3,4 раза ниже, по сравнению с h_m (в сопоставимых масштабах).

Ниже мы остановимся на наиболее существенных недостатках структурной базы формул предельной интенсивности и параметрах, их описывающих.

Анализ структуры формул предельной интенсивности. Прежде всего, в блочном виде представим процесс формирования стока (без учёта прудов и водохранилищ руслового типа), как цепочку «осадки (водоотдача) – склоновый приток – русловой сток» (рис.1).



Рис. 1 - Принципиальная схема формирования паводков и половодий;

1 – научно-методическая база построения формул предельной интенсивности.

Из рис.1 видно, что природная модель трансформации осадков (или склоновой водоотдачи) в склоновый, а затем в русловой сток, в варианте предельной интенсивности, сводится к упрощённой схеме: «осадки (водоотдача) – русловой сток». Естественно, в зависимости от характера склонового стекания паводочных и половодных вод сделанные упрощения в той или иной мере будут отражаться и на параметрах расчётных формул. Согласно же теории русловых изохрон [3],

$$q_m = q'_m \psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F, \quad (5)$$

где q'_m - максимальный модуль склонового притока;

$\psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right)$ - функция распластывания паводков или половодий под влиянием

времени руслового добега;

ε_F - коэффициент русло - пойменного регулирования;

t_p - время руслового добега;

T_0 - продолжительность притока воды со склонов в русловую сеть.

На основании (5) запишем безразмерный комплекс q_m/q'_m , характеризующий общую редукцию паводков и половодий при их перемещении по руслам рек, т.е.

$$q_m/q'_m = \psi\left(t_p/T_0\right)\varepsilon_F \quad (6)$$

Чтобы аналогичный комплекс записать для (2), домножим числитель и знаменатель в его правой части на k_0 , тогда

$$q_m = \bar{\psi}(\tau) \cdot q'_m/k_0, \quad (7)$$

где $q'_m = k_0 Y_m$, а k_0 - это коэффициент склоновой трансформации, равный [4]

$$k_0 = \frac{n+1}{n} \cdot \frac{1}{T_0}; \quad (8)$$

$\frac{n+1}{n}$ - коэффициент временной неравномерности склонового притока.

Следовательно, q_m/q'_m , с учётом (8), для (7) будет иметь вид

$$q_m/q'_m = \bar{\psi}(\tau) \cdot \frac{n}{n+1} T_0 \quad (9)$$

Из сопоставления (9) и (6) очевидно, что

$$\bar{\psi}(\tau) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \psi\left(t_p/T_0\right)\varepsilon_F \quad (10)$$

На основании (10) можно сделать вывод, что в редакции формулы предельной интенсивности вида (2), вошедшей во все послевоенные нормативные документы по расчёту характеристик максимального стока дождевых паводков, неправомерно на кривые редукции осадков перенесены учёт таких русловых трансформационных функций, как $\bar{\psi}\left(t_p/T_0\right)$ и ε_F . Если же под $\bar{\psi}(\tau)$ подразумевать функцию только

осадков (водоотдачи), то при $\psi\left(t_p/T_0\right)$ и ε_F , равным единице;

$$\bar{\psi}(\tau) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \quad (11)$$

Но даже в этом случае следует иметь в виду, что строго говоря, правая часть относится не к самим осадкам, а скорее – к водоотдаче склона, т.к.

$$T_0 = T + t_{СК}, \quad (12)$$

где T - стокообразующая продолжительность дождя;

$t_{ск}$ - время склонового добега.

Аналогичным образом преобразуем формулы, предложенные П.Ф.Вишневым и В.И.Мокляком, но домножим их правые части не на k_0 , а на q'_m . Тогда (3) примет вид

$$q_m = q'_m \frac{n}{n+1} \varphi T_0 \frac{h_m}{Y_m}, \quad (13)$$

а (4) –

$$q_m = q'_m \frac{n}{n+1} \varphi_1 T_0 \frac{a_m}{Y_m}. \quad (14)$$

В каноническом виде, соответственно,

$$q_m / q'_m = \frac{n}{n+1} \varphi T_0 \frac{h_m}{Y_m} \quad (15)$$

и

$$q_m / q'_m = \frac{n}{n+1} \varphi_1 T_0 \frac{a_m}{Y_m}. \quad (16)$$

По своей структуре у (15) и (16) много общего, а различия связаны только с параметрами: n , φ , T_0 , h_m , Y_m (дождевые паводки) и n , φ_1 , T_0 , a_m , Y_m (весеннее половодье). Сравнивая между собой (6), с одной стороны, а (15) и (16), с другой, - можно записать выражения для трансформационных функций $\varphi / \psi(t_p/T_0)_{\mathcal{E}_F}$ и

$\varphi_1 / \psi(t_p/T_0)_{\mathcal{E}_F}$, причём

$$\frac{\varphi k_0}{\psi(t_p/T_0)_{\mathcal{E}_F}} = \frac{Y_m}{h_m}, \quad (17)$$

а

$$\frac{\varphi_1 k_0}{\psi(t_p/T_0)_{\mathcal{E}_F}} = \frac{Y_m}{a_m}. \quad (18)$$

Из структур (17) и (18) видно, что коэффициенты трансформации φ и φ_1 в формулах (3) и (4) не соответствуют их теоретическим значениям. Следует при этом заметить, что в формуле П.Ф.Вишневого, кроме φ , вводятся дополнительные редуцированные коэффициенты, например, для учёта неполноты охвата водосбора расчётным ливнем, а также пойменного регулирования.

Исследование формул предельной интенсивности. В формуле П.Ф.Вишневого следует обратить внимание на функцию φ , которая описывается уравнениями:

- при $t_p/T_0 < 1.0$

$$\varphi = \frac{2.26}{1 + 6.3 t_p/T_0}; \quad (19)$$

- при $t_p/T_0 \geq 1.0$

$$\varphi = \frac{0.626}{1 + 1.02 t_p/T_0}; \quad (20)$$

В верхней части предельное значение (при $t_p/T_0 = 0$), как видно из (19), равно 2,26, что противоречит природе φ , которые при условии $t_p/T_0 = 0$ должен равняться единице.

В формуле В.И.Мокляка в верхней и нижней частях кривая φ_1 описывается уравнениями:

- при $t_p < T_0$

$$\varphi_1 = \frac{T_0}{0.92T_0 - 0.24 + (1.94T_0 + 5.95)t_p}; \quad (21)$$

- при $t_p > T_0$

$$\varphi_1 = \frac{0.28 + 0.07 t_p/T_0}{1 + 2 t_p/T_0}. \quad (22)$$

Первое замечание относительно формул (21) и (22) касается чисто эмпирического их вида. Действительно, в структуре (21) не всё согласуется с размерностями, а в формуле (22) – не чётко определено нижнее предельное значение φ_1 при $t_p \gg T_0$. Остановимся более детально на верхнем предельном значении φ_1 . Так, согласно (21), при $t_p = 0$

$$\varphi_1 = \frac{T_0}{0.92T_0 - 0.24} = \frac{1}{0.92 - 0.24/T_0}. \quad (23)$$

При изменении в период весеннего половодья на большей части территории Украины T_0 от 50 до 150 час верхнее предельное значение φ_1 будет равно 1,09, что, как и в случае формулы П.Ф.Вишневого, противоречит природе этого редуccionного коэффициента.

Более предметно проанализируем параметры формулы (2), которая по настоящее время входит в нормативные документы Украины при расчётах максимального паводочного стока с малых водосборов. Продолжительность τ в нём определяется по выражению [5]

$$\tau_{\bar{\sigma}} = 1.2 t_p^{1.1} + t_{ck}. \quad (24)$$

Уже сама по себе структура (24) не совсем понятна, поскольку в гидрологии есть понятие бассейнового времени добегания $\tau_{\bar{\sigma}}$, которое представляет собой сумму руслового t_p и склонового $t_{ск}$ добегания, т.е.

$$\tau_{\bar{\sigma}} = t_p + t_{ск}. \quad (25)$$

Эмпирические коэффициенты при t_p в уравнении (24), по-видимому, должна при помощи редуцированной кривой $\bar{\psi}(\tau)$ уменьшить ординаты её, входящие в правую часть (2).

Для малых водосборов А.Н.Бефани [6] предложил расчётное уравнение для q_m , которое в обобщённом виде можно представить следующим образом

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi\left(\frac{t_p}{T_0}\right), \quad (26)$$

где $\varphi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ - коэффициент действующего слоя стока

$$\varphi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{t_p}{T_0} \frac{n+1}{n} \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n \right]. \quad (27)$$

С другой стороны, опираясь на (2), формулу (26) можно переписать в виде

$$q_m = \frac{Y_m}{\tau} \quad (28)$$

Чтобы выполнялось условие равенства левых частей в (26) и (28), должно соблюдаться условие

$$\tau = \frac{t_p}{\varphi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)} \quad (29)$$

или

$$\tau/t_p = 1/\left[\varphi\left(t_p/T_0\right)\right] \quad (30)$$

Во всём диапазоне $t_p/T_0 < 1.0$, очевидно, будет иметь место соотношение $\tau > t_p$, так как в этом случае $\varphi\left(t_p/T_0\right)$ меньше единицы. Когда же $t_p/T_0 \geq 1.0$, τ будет равно t_p .

Нижнее значение τ , согласно (29) и с учётом (27), численно равно $T_0 \cdot \frac{n}{n+1}$. В то же время, согласно (24), при $t_p = 0$ расчётное время τ должно совпадать с временем склонового добегания $t_{ск}$.

С целью моделирования τ подставим (26) в (29).

Тогда

$$\tau = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n} \quad (31)$$

Из (31) видно, что τ определяется не столько t_p и $t_{ск}$, сколько T_0 и формой склоновых гидрографов. При условии, что $t_p/T_0 \geq 1.0$, как видно из (30), расчётная продолжительность осадков τ будет равна времени руслового добега t_p . Зависимость (31) удобнее представить в безразмерном виде относительно T_0 , т.е.

$$\tau/t_p = \frac{n}{n+1} \frac{1}{1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n} \quad (32)$$

Таким образом, для моделирования τ/T_0 достаточно задаться соотношением t_p/T_0 при фиксированных значениях n , равных 1.0; 0.5 и 0.25, а для весенних половодий – 0.17 (например, равнинные реки левых притоков Днестра и правых – Припяти). Результаты моделирования τ/T_0 представлены на рис.2. Нижним предельным значением $\left(\tau/T_0 \right)_0$ является $\frac{n}{n+1}$, т.е. величина обратная коэффициенту временной неравномерности склонового притока. Зависимости, проведённые на рис. 2, имеют нелинейный вид и в общем случае могут быть описаны уравнением

$$\tau/T_0 = \left(\tau/T_0 \right)_0 + b \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^m \quad (33)$$

Область действия этого уравнения $0 \leq t_p/T_0 \leq 1.0$, во всём же диапазоне $t_p/T_0 > 1.0$ функция τ/T_0 равна единице. По своей структуре (33) напоминает (24), рекомендованное нормативным документом СНиП 2.01.14-83 для расчёта τ . Причём, $t_{ск}$ там заданы нормативно, и для водосборов площадью более 10 км² они изменяются от 150 мин (заболоченные бассейны в лесной и тундровой зонах) до 10 мин (в полупустынной зоне и в горных районах). Если же обратиться к (38), то очевидно, что смысловую «нагрузку» $t_{ск}$ в нём выполняет безразмерное соотношение $\left(\tau/T_0 \right)_0$.

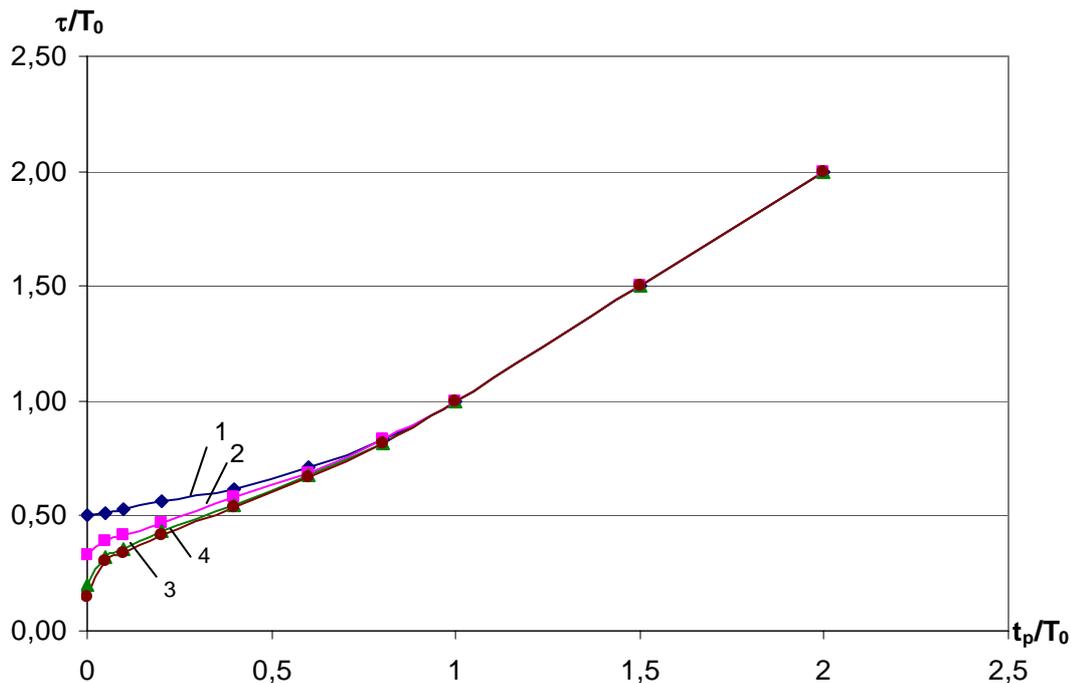


Рис. 2 – Зависимость соотношения τ/T_0 от t_p/T_0 при n , равных: 1-1.0; 2-0.5; 3-0.25; 4-0.17.

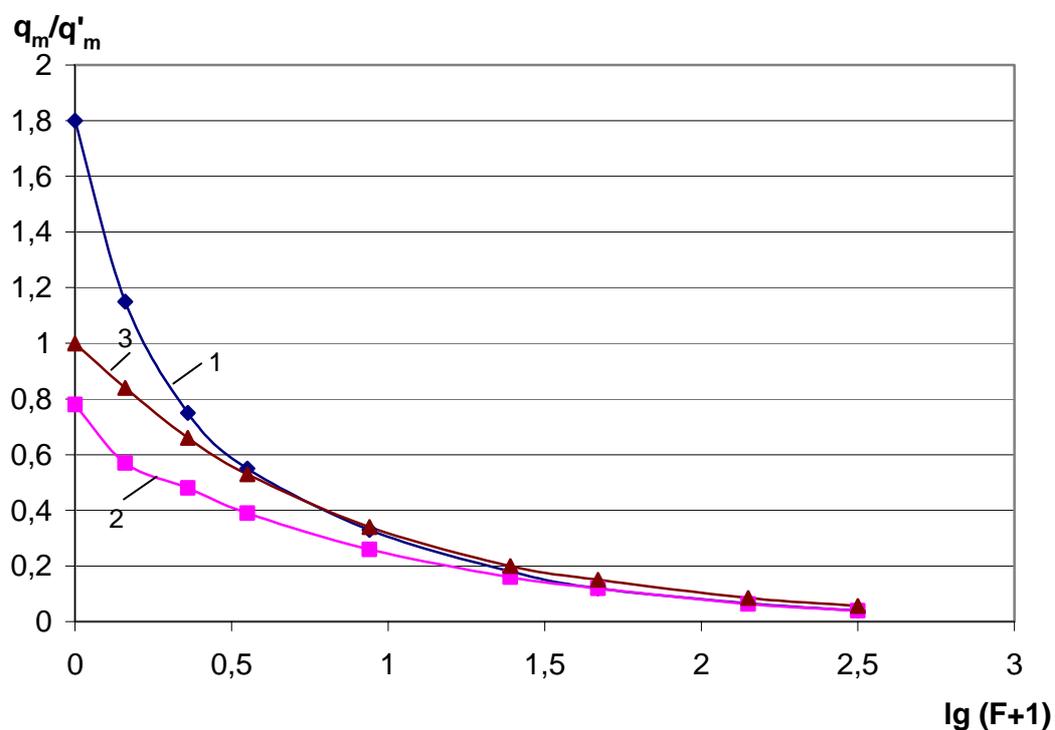


Рис. 3 – Редукционные кривые q_m/q'_m , рассчитанные: 1 – при $t_{ск} = 0$;
2 – при $t_{ск} = 30 \text{ мин}$; 3 – по зависимости $q_m/q'_m = \frac{1}{\sqrt{(F+1)}}$.

Приняв для степной зоны $T_0 = 2.5 \text{ час}$ и $n = 0.5$, с графика связи можно снять $\left(\frac{\tau}{T_0}\right)_0 = 0.33$, что соответствует $\tau_0 = 2.5 \cdot 0.33 = 0.82 \text{ час}$ или 49.5 мин., т.е. оно выходит за пределы принятых в [5] для степной зоны значений $t_{СК} = 10 \div 15 \text{ мин}$. В горных условиях Карпат T_0 может достигать 20-30 час и более (при n порядка 0.25). Опираясь на рис.2, определим, что при $t_p/T_0 = 0$ соотношение $\tau/T_0 = \left(\frac{\tau}{T_0}\right)_0 = 0.20$. Тогда $\tau/T_0 = 0.20 \cdot (20 \div 30) = 4 - 6 \text{ час} = 240 - 360 \text{ мин}$, что ещё больше выходит за пределы рекомендованных в СНиП для горных условий $\tau/T_0 = 0.20 \cdot (20 \div 30) = 4 - 6 \text{ час} = 240 - 360 \text{ мин}$. Используя уравнение (9), выполним моделирование коэффициента общей редукиции q_m/q'_m в диапазоне t_p от 0 до 10 часов, что соответствует диапазону площадей водосборов от 0 до 316 км². Рассмотрены два варианта – когда $t_{СК} = 30 \text{ мин}$ (среднее значение для условий степной и сухостепной зон) и при допущении $t_{СК} = 0$. В обоих вариантах характеристики гидрографов склонового притока приняты на уровне: $n = 0.5$, а $T_0 = 2.5 \text{ час}$. Значения функции $16.67 \bar{\psi}(\tau)$ определяются по таблицам, приведённым в нормативном документе СНиП 2.01.14-83. В (9) ординаты кривых редукиции средней интенсивности осадков принимались без учёта коэффициента размерности, равного 16.67.

Результаты моделирования q_m/q'_m представлены на рис. 3, из которого видно, что в обоих случаях (т.е. при $t_{СК} = 0$ и $t_{СК} = 30 \text{ мин}$) функция общей редукиции не удовлетворяет верхним граничным условиям ($q_m/q'_m = 1.0$ при $t_p = 0$). При $t_{СК} = 0$ верхнее предельное значение q_m/q'_m , например, соответствует 1.8, тогда как при $t_{СК} = 30 \text{ мин}$ - только 0.78. В дальнейшем они имеют убывающий вид, постепенно сближаясь с увеличением размеров водосборов, а начиная с F порядка 25 км², практически совпадают. На этом же рисунке приводится редукиционная кривая q_m/q'_m , которая вытекает из эмпирической региональной зависимости

$$q_m = \frac{q'_m}{(F + 1)^{n_1}} \quad (34)$$

Учитывая, что для степной и сухостепной зон $n_1 = 0.50$, то коэффициент общей редукиции запишется в редакции

$$q_m/q'_m = 1/(F + 1)^{0.50} \quad (35)$$

Эта кривая удовлетворяет своему верхнему предельному значению $q_m/q'_m = 1.0$

при $F = 0$. В дальнейшем она очень быстро сближается с увеличением F с кривой, построенной при $t_{ск} = 0$ (чему соответствует F порядка 5.62 км^2), а при $F = 25 \text{ км}^2$ все три кривые образуют фактически единую зависимость.

Аналогичным образом проверена и формула предельной интенсивности, приведённая в работах В.И.Мокляка. К сожалению, моделирование функции q_m/q'_m в широком диапазоне F оказалось невозможным из-за отсутствия временной редукционной кривой водоотдачи из снега, подобной $\bar{\psi}(\tau)$ для дождевых паводков. Но в пределах Припяти, например, параметр a_m изменяется от 6 до 7 мм/час. Средняя интенсивность водоотдачи \bar{a}_m (мм/мин) будет составлять 0.10 – 0.12. Ориентировочно слой стока за половодье 1% обеспеченности в этом регионе колеблется от 60 до 120 мм.

Тогда нормированные по Y_m интенсивности a_m/Y_m будут равны: $1.67 \cdot 10^{-3} - 2.0 \cdot 10^{-3}$ (при $y_m = 60$ мм) до $8.33 \cdot 10^{-4} - 1.0 \cdot 10^{-3} \left[\frac{1}{\text{мин}} \right]$. Верхние предельные значения q_m/q'_m , рассчитанные по (9), при этих значениях a_m/Y_m , $T_0 = 100$ час, $n = 0.17$ соответственно равны: 1.45 – 1.74 (при $y_m = 60$ мм) и 0.72 – 0.87 (при $Y_m = 120$ мм). Из приведённых выше расчётных величин q_m/q'_m видно, что предлагаемая В.И.Мокляком, хотя и для весенних половодий, не удовлетворяет верхнему предельному значению редукционного коэффициента q_m/q'_m , причём в отдельных районах территории q_m/q'_m может быть как больше, так и меньше единицы. В ряде случаев, таким образом, можно ожидать завышения результатов, а в других – их занижения, по крайней мере, в области небольших водосборов.

Выводы. Анализ известных формул предельной интенсивности показал, что их структура не соответствует описанию естественных процессов формирования стока на речных водосборах. В методике СНиП 2.01.14-83 искусственно вводится в качестве базовой характеристики временная кривая средней интенсивности осадков $\bar{\psi}(\tau)$, вместо трансформационных функций добегаания $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ и русло - пойменного регулирования \mathcal{E}_F . Без достаточного теоретического обоснования в расчётную схему вводится расчётная продолжительность осадков τ , выраженная через время руслового и склонового добегаания.

Рассмотрение формул нормативного документа СНиП 2.01.14-83, П.Ф.Вишневого и В.И.Мокляка показало, что они не удовлетворяют верхнему предельному значению: $q_m/q'_m = 1.0$ при F (или t_p) = 0.

Таким образом, использование формул предельной интенсивности в том виде, в котором они приводятся в СНиП 2.01.14-83, следует признать неоправданным.

Список литературы

1. Вишневецький П.Ф. Зливи та зливовий стік.-Київ, вид. „Наукова думка”, 1964, 291 с.
2. Мокляк В.І. Максимальні витрати від талих вод на річках України. Київ, видав. АНУРСР, 1957, 163 с.
3. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е. Нормирование характеристик максимального весеннего половодья на реках Причерноморской низменности. Киев, КНТ, 2005, 148 с.
4. Гопченко Е.Д., Гушля А.В. Гидрология с основами мелиорации. Л., Гидрометеиздат, 1989, 303 с.
5. Пособие по определению расчётных гидрологических характеристик. Л., Гидрометеиздат, 1984, 447 с.
6. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока. Тр. ОГМИ, 1958, ч.2, вып.14, 302 с.

Аналіз структури та параметрів формул граничної інтенсивності. Гопченко Є.Д., Романчук М.Є., Бен Фараг

У статті розглядаються теоретичні аспекти структури формул граничної інтенсивності та їх параметрів.

Ключові слова: *схилувий стік, паводки, водопілля, теорія руслових ізохрон, максимальний стік річок*

Analysis of structure and parameters of formulas of maximum intensity. Gopchenko E.D., Romanchuk M.E., Ben Farag

Theoretical aspects of structure of formulas of maximum intensity and incoming parameters in them are considered in article.

Keywords: *slope flow, floods, high waters, theory of river-bed izohron, maximal flow of rivers.*