

УДК 556.532.4

Е. Д. Гопченко, д.г.н.,

Одесский государственный экологический университет

НАУЧНО-МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ НОРМИРОВАНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА РЕК

В статье излагаются теоретические аспекты формирования максимального стока паводков и половодий, а также возможности построения расчетно-нормативных структур.

Ключевые слова: *редукционные формулы, предельная интенсивность, максимальный сток, русловые изохроны.*

Краткий анализ современного состояния проблемы. Действующий в Украине нормативный документ СНиП 2.01.14-83 базируется на формулах редукционного типа, а для дождевых паводков при площадях водосборов $F < 200 \text{ км}^2$ используется также структура предельной интенсивности. При нормировании характеристик максимального стока весеннего половодья расчетный вариант редукционной формулы имеет вид [1]

$$q_p = \frac{k_0 Y_p}{(F + b)^{n_1}} \delta \delta_1 \delta_2, \quad (1)$$

где q_p - максимальный модуль весеннего половодья обеспеченностью P %;

k_0 - так называемый коэффициент «дружности» весеннего половодья;

Y_p - слой стока за период половодья обеспеченностью P %;

δ - коэффициент, учитывающий трансформацию волн половодья под влиянием озер и водохранилищ проточного типа;

δ_1 - коэффициент, служащий для учета регулирующей роли лесов на водосборе;

δ_2 - коэффициент, служащий для учета регулирующей роли болот;

b - параметр, позволяющий учесть замедление редукции в области небольших площадей.

Не анализируя глубоко структуру (1), заметим лишь, что включение в знаменателе добавки b к площади водосбора F , нарушает физический смысл параметра

$$q'_p = k_0 Y_p. \quad (2)$$

Действительно, если в (1) подставить (2) и записать его в преобразованном виде

$$\frac{q_p}{q'_p} = \frac{1}{(F + b)^{n_1}}, \quad (3)$$

то, очевидно, что при $F \rightarrow 0$ будет иметь место соотношение

$$q_p / q'_p = 1 / b^{n_1} \leq 1. \quad (4)$$

Понятно, что физический смысл (4) в верхней части редуccionной кривой $q_p / q'_p = f(F)$ будет сохраняться только при условии, что $b=1$, а отношение q_p / q'_p отвечает своему предельному значению, равному единице при $F=0$. Во всех остальных случаях $q_p / q'_p < 1$. В работе [2] предложен несколько иной подход для аналитического описания редуccionной кривой $q_m = f(F)$. В верхней части (при $F < F_0$)

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + 1)^{n_1}}, \quad (5)$$

а в нижней

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{F^{n_1}} F_0^{(n_2 - n_1)}. \quad (6)$$

Для дождевых паводков (при $F > 200 \text{ км}^2$)

$$q_p = \frac{q_{200}}{(F / 200)^{n_1}} \lambda_p \delta \delta_2, \quad (7)$$

где q_{200} – модуль стока обеспеченностью $P=1\%$, приведенный к площади водосбора $F=200 \text{ км}^2$;

λ_p – коэффициент обеспеченности.

При площадях водосбора $F < 200 \text{ км}^2$, как отмечалось выше, в СНиПе используется структура предельной интенсивности в ее расчетном варианте

$$q_p = A_1 H_c \eta \lambda_p, \quad (8)$$

где $A = \bar{\psi}(\tau)$ – ординаты редуccionной кривой средней интенсивности осадков во времени,

τ – расчетная продолжительность осадков, причем

$$\tau = 1.2 t_p^{1.1} + t_{ск}; \quad (9)$$

t_p – время руслового добегания;

$t_{ск}$ – время склонового добегания;

H_c – суточный максимум осадков обеспеченностью $P=1\%$;

η – сборный коэффициент стока.

Следует обратить внимание на два обстоятельства. Во-первых, непонятно почему движение половодных и паводочных вод в структурах (1) и (7) выражаются различными уравнениями. Во-вторых, теоретически необоснованным является использование двух различных структур (7) и (8) для описания одного и того же процесса трансформации потока. В работе [3] при исследовании структуры современных формул максимального стока производится их классификация, исходя из

тех или иных модельных положений. К одной группе относятся формулы, опирающиеся на одномодальные гидрографы склонового и руслового стока, а ко второй, - опирающиеся на теорию русловых изохрон. Базовым при геометрической схематизации гидрографов паводков и половодий, согласно [3], является уравнение

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + t_p/T_0} k_n k_m, \quad (10)$$

где t_p - время руслового добегания;

T_0 - продолжительность притока воды со склонов в русловую сеть;

k_n - коэффициент, обусловленный русло-пойменным регулированием паводков и половодий

$$k_n = \frac{T_0 + t_p}{T_n}, \quad (11)$$

k_m - параметр, обусловленный различиями в коэффициентах неравномерности руслового ($\frac{m+1}{m}$) и склонового ($\frac{n+1}{n}$) стока, причем

$$k_m = \frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n}; \quad (12)$$

q'_m - максимальный модуль склонового притока, который равен

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m = k_0 Y_m. \quad (13)$$

Учитывая, что между t_p и F существует хорошо выраженная коррелятивная связь, то при малоизменяющейся по территории продолжительности притока T_0 , очевидным является упрощенный вариант (10), который сводится к (5) или (1), т.к. при заданных условиях

$$\frac{k_n k_m}{1 + t_p/T_0} = \frac{1}{(F+1)^{n_1}}. \quad (14)$$

Таким образом, площадь водосбора, как видно из (14), в интегральном виде учитывает две стороны трансформации паводков – распластывание под влиянием времени руслового добегания t_p и русло-пойменное регулирование (через произведение $k_n k_m$). Что касается (7), то оно вообще справедливо только как последующая ступень упрощения (3), когда возможно осреднение по территории, кроме T_0 , еще и Y_m . В этом случае

$$q_m = \frac{q'_m}{(F+1)^{n_1}}. \quad (15)$$

И, наконец, если не подлежит осреднению, хотя бы T_0 , то независимо от распределения по территории Y_m , (10) не может быть сведенным ни к (1), ни, тем более, к (15). Тем не менее, после ряда преобразований (10) сводится к виду

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_n}, \quad (16)$$

которое относится к известным структурам объемного типа.

Среди формул, опирающихся на теорию русловых изохрон, наиболее известными являются авторские разработки А.Н. Бефани [4] и Г.А. Алексеева [5]. В качестве исходного ими принято дифференциальное уравнение вида

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = q'_t, \quad (17)$$

где ω - площадь живого сечения.

Интегрирование (17) приводит к расчетным формулам:

а) при $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{Y_{t_p}}{t_p}; \quad (18)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p}, \quad (19)$$

где Y_{t_p} - наибольшее значение слоя склонового притока в интервале времени t_p .

В более общем виде и применительно не к элементарным руслам, а к русловым системам А.Н. Бефани [6] рекомендует уравнение

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi k_z \varepsilon_F, \quad (20)$$

где φ - коэффициент действующего слоя стока;

k_z - гидрографический коэффициент;

ε_F - коэффициент русло-пойменного регулирования.

Уравнение (20) нашло довольно широкое распространение, однако при этом обнаружилось и некоторые его недостатки, причем как структурного, так и содержательного плана. Из (20), в частности, следует, что при $t_p \rightarrow 0$, имеет место неопределенность вида $0/0$. С другой стороны, не нашел должного теоретического обоснования параметр ε_F , обусловленный русло-пойменным регулированием.

Особенности формирования склонового стока. Прежде всего, следует рассмотреть принципиальную схему формирования поверхностного стока, которая показана на рис.1.

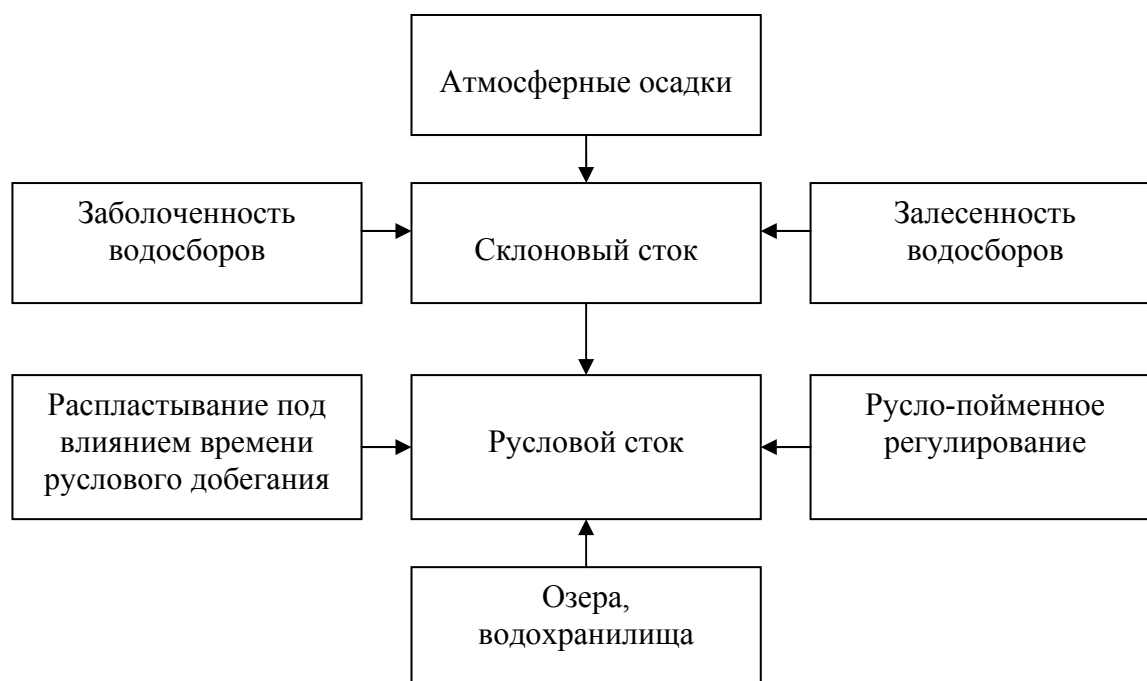


Рисунок 1 – Блок-схема формирования поверхностного стока

Из рис.1 видно, что процесс формирования стока можно представить в виде двух последовательных фаз: склоновой и русловой трансформации. В первую фазу в результате того или иного соотношения между интенсивностями выпадения осадков или снеготаяния, а также в зависимости от характера подстилающей поверхности происходит образование склонового стока. В соответствии с классификацией А.Н. Бефани [6,7], он может быть в виде поверхностного („подвешенного”, подпертого) или подповерхностного (контактного, почвенного) типов. В степной зоне стекание склоновых вод (в фазе водообразования) имеет место, когда $a_t > i_t$, где a_t - интенсивность осадков, а i_t - интенсивность впитывания воды в почву на поверхности раздела „почва-воздух”. При этом процесс склоновой трансформации будет описываться уравнением [4]

$$cy^n(n_0 + 1) \frac{\partial y}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial t} = h_t, \quad (21)$$

где c – коэффициент, связанный с шероховатостью склонов;
 n_0 - степенной показатель в формуле скорости склонового добега;
 y - глубина склонового потока;
 $h_t = a_t - i_t$ - интенсивность водообразования.

Относительно максимального модуля склонового стока q'_m уравнение (21), после его интегрирования, запишется следующим образом:

а) при $T > t_{ск}$

$$q'_m = \bar{h}_{t_{ck}}; \quad (22)$$

б) при $T < t_{ck}$

$$q'_m = c \frac{\bar{h}_T^{n_o+1} T^{n_o+1}}{\ell}, \quad (23)$$

где $\bar{h}_{t_{ck}}$ - максимальная интенсивность водообразования, осредненная в интервале t_{ck} ;

T - продолжительность одноразового водообразования;

\bar{h}_T - средняя за дождь интенсивность водообразования;

ℓ - длина склона.

Если график дождя представить в выборке от максимальной ординаты a_m , то

$$\bar{h}_{t_{ck}} = \frac{1}{t_{ck}} \int_0^{t_{ck}} a_t dt = a_m \left[1 - \frac{1}{\alpha+1} \left(\frac{t_{ck}}{T} \right)^\alpha \right], \quad (24)$$

где α - показатель степени в уравнении редуционного графика дождя $a_t = f(t)$.

Дифференциальное уравнение подпертого склонового стока (условием чего является неравенство $\delta H < x_T$, где δ - свободная пористость верхнего слоя почво-грунтов, H - мощность этой толщи почво-грунтов, x_T - количество осадков за дождь) запишется в редакции (21), с той лишь разницей, что в правой его части будет интенсивность водообразования $h_n(t)$ на поверхности относительного водоупора. Таким образом, принципиальное отличие (21), а, следовательно, и его решений (22) и (23) применительно к подпертому стоку будет заключаться в том, что время t в первом случае отсчитывается от начала поверхностного водообразования, а во втором - от момента подпора кровли почво-грунтов.

Дифференциальное уравнение контактного стока горных склонов имеет вид [8]

$$\delta_\partial V_k \frac{\partial y}{\partial x} + \delta \frac{\partial y}{\partial t} = h_k(t), \quad (25)$$

где δ_∂ - дренажная пористость верхнего рыхлого слоя грунтов;

δ - общая пористость верхнего слоя почво-грунтов;

V_k - скорость стекания склоновых вод подповерхностным путем по крупным порам, образующих своего рода дрены;

$h_k(t)$ - интенсивность водообразования на относительном водоупоре.

В результате интегрирования (25) получаем выражение для максимального модуля склонового стока:

а) при $T > t_{ck}$

$$q'_m = (\bar{h}_k)_{t_{ck}}; \quad (26)$$

б) при $T < t_{ck}$

$$q'_m = V_\kappa \frac{\delta_\partial}{\delta} \frac{(\bar{h}_\kappa)_{T_\kappa} \cdot T_\kappa}{\ell}, \quad (27)$$

В однородной мелкопористой среде возможно формирование почвенного стока. Ввиду небольших скоростей продольной фильтрации его величина в общем балансе склонового стока в целом невелика. Уравнение, его описывающее, можно представить в редакции

$$\delta KI \frac{\partial y}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial t} = h_{нов}(t), \quad (28)$$

где KI - скорость продольной фильтрации;
 $h_{нов}(t)$ - интенсивность почвенного водообразования, определяемая интенсивностями впитывания воды в почву на поверхности раздела „воздух-почва” и в подстилающий водоупор. Решение (28) позволяет обосновать уравнения:

а) при $t_{ск} < T_{почв}$

$$q'_m = (\bar{h}_{почв})_{t_{ск}}; \quad (29)$$

б) при $t_{ск} > T_{почв}$

$$q'_m = KI \frac{(\bar{h}_{почв})_{T_{почв}} \cdot T_{почв}}{\ell}. \quad (29)$$

Подчеркнем, что почвенный сток не формирует паводков, а встречается как правило в сочетании с другими типами, обнаруживаясь на спадовых ветвях склоновых гидрографов. В естественных условиях в чистом виде отдельные типы паводков встречаются редко, пожалуй, за исключением „подвешенного”. Он повсеместно распространен в зонах степей и засушливых степей. Поэтому в прикладном применении теории склонового стока необходимо ориентироваться на средневзвешенные величины q'_m , т.е. с учетом их пространственного распределения на отдельных водосборах.

Формирование руслового стока. Трансформация склонового притока q'_t русловой сетью, как видно из рис.1, независимо от его генетического типа, осуществляется под влиянием времени руслового добегания и русло-пойменного регулирования. Практическое решение этой задачи возможно на основе использования теории русловых изохрон. В модели русловых изохрон применительно к расчету максимальных модулей стока, рассматриваются представленные в редукционном виде: гидрографы склонового стока q'_t , кривые межизохронных площадей f_t и коэффициенты русло-пойменного регулирования (в виде произвольной функции времени ε_t). В зависимости от соотношения между временем руслового добегания t_p и продолжительностью притока T_0 возможны два случая формирования максимального расхода воды [9]:

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = \int_0^{t_p} q'_t f_t \varepsilon_t dt; \quad (31)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = \int_0^{T_0} q'_t f_t \varepsilon_t dt, \quad (32)$$

где f_t - межизохронные площади.

Без потери точности функции q'_t и f_t целесообразно, как отмечалось выше, записать в редуцированном виде:

а) для склонового стока

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right]; \quad (33)$$

б) для кривой изохрон

$$f_t = f_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m \right]. \quad (34)$$

Любая из межизохронных площадок f_t , в том числе и f_m , может быть представлена при $\Delta t \rightarrow 0$ следующим образом

$$f_t = B_t V dt, \quad (35)$$

где B_t - ширина водосбора по изохронам руслового добегания.

Тогда по аналогии с (34) можно записать

$$B_t = B_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m \right], \quad (36)$$

где B_m - максимальная ширина водосбора по изохронам руслового добегания.

Подставляя (33) и (36) в (31) и (32):

а) при $t_p < T_0$

$$Q_m = VB_m q'_m \int_0^{t_p} \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n + \frac{t^{m+n}}{T_0^n t_p^m} \right] \varepsilon_t dt; \quad (37)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Q_m = VB_m q'_m \int_0^{T_0} \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n + \frac{t^{m+n}}{T_0^n t_p^m} \right] \varepsilon_t dt. \quad (38)$$

Произведем осреднение функции ε_t соответственно по t_p и T_0 . В этом случае:

а) при $t_p < T_0$

$$(Q_m)_{np} = VB_m q'_m \bar{\varepsilon}_{t_p} \int_0^{t_p} \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n + \frac{t^{m+n}}{T_0^n t_p^m} \right] dt; \quad (39)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$(Q_m)_{np} = VB_m q'_m \bar{\varepsilon}_{T_0} \int_0^{T_0} \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n + \frac{t^{m+n}}{T_0^n t_p^m} \right] dt. \quad (40)$$

Отношение Q_m к $(Q_m)_{np}$ представляет собой поправочный множитель k_ε , т.е.:

а) при $t_p < T_0$

$$k_\varepsilon = \frac{\int_0^{t_p} \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n + \frac{t^{m+n}}{T_0^n t_p^m} \right] \varepsilon_t dt}{\bar{\varepsilon}_{t_p} \int_0^{t_p} \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n + \frac{t^{m+n}}{T_0^n t_p^m} \right] dt}; \quad (41)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$k_\varepsilon = \frac{\int_0^{T_0} \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n + \frac{t^{m+n}}{T_0^n t_p^m} \right] \varepsilon_t dt}{\bar{\varepsilon}_{T_0} \int_0^{T_0} \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n + \frac{t^{m+n}}{T_0^n t_p^m} \right] dt}. \quad (42)$$

В силу неизмеряемости параметра ε_t произведем объединение $\bar{\varepsilon}_{t_p} \cdot k_\varepsilon$ и $\bar{\varepsilon}_{T_0} \cdot k_\varepsilon$ в один параметр ε_F , который в дальнейшем подлежит численному определению. После интегрирования (39) и (40), с учетом (41) и (42), путем несложных преобразования получим базовое уравнение операторного типа

$$q_m = q'_m \psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F, \quad (43)$$

где $\psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right)$ - трансформационная функция, обусловленная временем руслового добега, причем:

а) при $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) = 1.0; \quad (44)$$

б) при $0 < \frac{t_p}{T_0} < 1.0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n; \quad (45)$$

в) при $0 \leq \frac{t_p}{T_0} < \infty$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[1 - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^m \right]; \quad (46)$$

г) при $\frac{t_p}{T_0} \gg 1.0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0. \quad (47)$$

В таких же пределах, т.е. от 1.0 до 0 изменяется и трансформационная функция ε_F , связанная с эффектами русло-пойменного регулирования. Опираясь на (33), и, проинтегрировав его по T_0 , легко получить выражение для q'_m , а именно

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \quad (48)$$

где $\frac{n+1}{n}$ - коэффициент неравномерности склонового притока во времени.

Основные результаты и рекомендации по их использованию. В первой части статьи рассмотрены возможные генетические типы паводков и половодий. Для каждого из них обоснованы расчетные уравнения относительно максимального модуля склонового стока q'_m . Его величина зависит не только от условий, в которых происходит водообразование, но также от соотношения между временем склонового добега $t_{ск}$ и продолжительностью эффективной части осадков. Трансформация q'_m в q_m осуществляется, как видно из рис.1, под влиянием процессов распластывания паводочных волн в процессе их перемещения по русловым системам и в результате русло-пойменного регулирования. Конечно, решение задачи в рамках описанной цепочки „осадки – склоновый приток - русловой сток” представляется весьма оптимистичным подходом, поскольку имеется возможность учета в расчетной модели всего стокоформирующего комплекса: условий подстилающей поверхности и динамики поступления на водосбор дождевых осадков или талых вод. Однако, несмотря на внешнюю простоту уравнений, с помощью которых можно рассчитать q'_m , трудности получения исходных материалов являются зачастую непреодолимым препятствием для получения q_m . Поэтому, когда не ставится задача установления q_m от конкретных осадков, а речь идет о расчетных характеристиках паводков или половодий заданной вероятности превышения, то весьма надежным является рассмотрение только второго оператора трансформации „склоновый приток-русловой сток”. В этом случае расчетные величины q_m могут успешно определяться на основе уравнения (43). Именно его мы рекомендуем использовать в качестве научно-методической базы при разработке в Украине нового нормативного документа, взамен устаревшего СНиП 2.01.14-83.

Список литературы

1. *Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик.* – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 447 с.
2. *Гопченко Е.Д.* О редуционных формулах максимального стока // Труды УкрНИГМИ, 1980. – Вып.175. – С.85-93.
3. *Гопченко Е.Д., Гушля А.В.* Гидрология суши с основами мелиорации. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 303 с.
4. *Бефани А.Н.* Основы теории ливневого стока // Труды ОГМИ, 1958. – Ч.II. – Вып.XIV. – 305 с.
5. *Алексеев Г.А.* Анализ и расчет максимального стока // Труды НИУ ГМС, 1946. – Сер.IV. – Вып.29. – С.33-91.
6. *Бефани А.Н., Бефани Н.Ф., Гопченко Е.Д.* Региональные модели формирования стока на территории СССР. – Обнинск, 1981. – Вып.2. – 60 с.
7. *Бефани А.Н.* Генезис паводков и принцип их районирования // Метеорология, климатология и гидрология, 1984. – Вып.20. – С.3-13.
8. *Бефани А.Н.* Теоретическое обоснование методов исследования и расчета паводочного стока рек Дальнего Востока // Труды ДВНИГМИ, 1966. – Вып.22. – С.124-215.
9. *Гопченко Є.Д., Романчук М.Є.* До побудовання нової нормативної бази в галузі максимального стоку на річках України // Гідрологія і гідрохімія. – Київ, 2001. – Т.2. – С.219-226.

Науково-методичні основи нормування характеристик максимального стоку річок. Гопченко Є.Д.

У статті викладаються теоретичні аспекти формування максимального стоку паводків і водопіль, а також можливості побудовання розрахунково-нормативних структур.

Ключові слова: *редукційні формули, гранична інтенсивність, максимальний стік, руслові ізохрони.*

About some structural features of formulas limiting intensity. Gopchenko E.D.

The theoretical aspects of forming of maximal flow of floods and high waters, and also possibility of construction of calculation-normative structures are expounded in the article.

Keywords: *reduction formulas, limiting intensity, maximal runoff, river-bed isochronous.*