

**ОБОСНОВАНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК СКЛОНОВОГО ПРИТОКА В ПЕРИОД  
ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ НА РЕКАХ ПОДОЛЬСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ**

*Получены расчетные значения характеристик склонового притока в период весеннего половодья на реках Подольской возвышенности. Выполнена оценка влияния местных факторов на продолжительность склонового притока и обобщение этого параметра по территории.*

*Ключевые слова:* максимальный сток, характеристики склонового притока, весеннее половодье.

**Введение.** По территории Подольской возвышенности протекают левобережные притоки Днестра. Она занимает основную часть Вольно-Подольской плиты и по своей форме напоминает дугу, простирающуюся вдоль р.Днестр и имеющую длину порядка 600 км, а ширину - от 100 до 300 км. По характеру своей поверхности Подолье является волнистой равниной или плато приподнятым на высоту от 100 до 400м.

При разработке методов и расчетных схем максимального стока, в основе которых лежат модели, описывающие как формирование стока на водосборе, так и его трансформацию русловой сетью в процессе добегания, важной задачей является определение элементов гидрографов склонового притока, которые взаимосвязаны между собой уравнением [8]

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

где  $Y_m$  – общий слой притока;

$T_0$  – продолжительность склонового притока;

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

Основной задачей данного исследования является разработка характеристик склонового стока в процессе формирования максимального стока весеннего половодья для рек Подольской возвышенности.

**Материалы и методы исследования.** Для обоснования характеристик склонового притока использовались данные по 37 водосборам с диапазоном площадей от 70 до 3170 км<sup>2</sup> и с периодами наблюдений от 9 до 69 лет (по 2000г включительно). Определение первого параметра в формуле (1) – слоя стока за период половодья (или паводка) не представляет трудностей, так как сведения о величинах  $Y_m$  публикуются в специальной и справочной литературе. Что же касается продолжительности притока воды со склонов в русловую сеть  $T_0$  и коэффициента неравномерности склонового притока  $\frac{n+1}{n}$ , то проблема заключается в том, что непосредственное измерение склоновой водоотдачи на современном этапе исследований практически не проводится.

Тем не менее, возможно решение обратной задачи путем ретрансформации руслового гидрографа или в результате численного определения неизвестных параметров.

При наличии воднобалансовых станций, учитывая известную устойчивость формы склоновых гидрографов, показатель степени  $n$  в уравнении кривой притока

$$Q_t = Q'_m \left[ 1 - \left[ \frac{t}{T_0} \right]^n \right] \quad (2)$$

после его интегрирования по  $T_0$ , равен

$$n = \frac{Y_m}{q'_m T_0 - Y_m}. \quad (3)$$

Из (3) можно определить коэффициент неравномерности склонового притока  $(n+1)/n$ :

$$\frac{n+1}{n} = \frac{q'_m T_0}{Y_m}. \quad (4)$$

Формализация графиков склонового притока при помощи уравнений вида (2), строго говоря, применима только для склоновых гидрографов, обладающих одномодальной формой. Но графики водоотдачи в период снеготаяния, как известно, имеют многомодальный характер, соответствующий суточным волнам снеготаяния. Тем не менее, исследования Е.Д.Гопченко и Е.Л.Бояринцева [6] показали, что при помощи (3) возможно описать и графики склонового притока в период весеннего половодья, но при обязательном их сглаживании на основную волну снеготаяния.

Вследствие редкой сети воднобалансовых станций в организационной структуре гидрометеорологических наблюдений изложенные методические подходы при обосновании  $n$  крайне ограничены. Вот почему заслуживает внимание предложенный в работе [7] метод определения  $n$  через элементы руслового гидрографа, в частности, через коэффициент неравномерности руслового стока  $(m+1)/m$ , равный

$$\frac{m+1}{m} = \frac{Q_m}{\overline{Q}_{T_n}} = \frac{Q_m T_n}{Y_m F}, \quad (5)$$

где  $Q_m$  - максимальный расход;

$T_n$  - основание руслового гидрографа;

$Y_m$  - максимальный слой стока за половодье или паводок;

$F$  - площадь водосбора.

Обобщение  $(m+1)/m$  по территории показало, что оно интегрально может быть отображено при помощи площади водосбора  $F$ . С ростом  $F$  под влиянием эффектов русло-пойменного регулирования и времени руслового добегания происходит убывание отношения  $Q_m/Y_m$ , с одной стороны, и увеличение основания гидрографа  $T_n$ , с другой. В целом же  $Q_m T_n / Y_m F$  характеризуется постепенным уменьшением с ростом размеров водосборной площади. Причем, нетрудно видеть, что верхнее предельное значение  $(m+1)/m$  при  $F \Rightarrow 0$  представляет собой искомый параметр неравномерности склонового гидрографа  $(n+1)/n$ .

Однако, существуют некоторые трудности в установлении параметра  $(n+1)/n$ . Они связаны с несовершенством способов расчленения гидрографов, вследствие чего

продолжительность половодья (паводков)  $T_n$  может быть как завышенной, так и заниженной. Это отражается на численных значениях  $(m+1)/m$  и тесноте региональных зависимостей  $(m+1)/m = f(F)$ .

Поэтому, в ряде работ [1,8] рекомендуется вычислять  $(m+1)/m$  через средние максимальные характеристики:  $\bar{Q}_m, \bar{Y}_m, \bar{T}_n$ , т. е.

$$\frac{m+1}{m} = \frac{\bar{Q}_m \bar{T}_n}{\bar{Y}_m F}. \quad (6)$$

Еще одна характеристика склонового притока – его продолжительность  $T_0$ . При построении формул максимального стока наибольшие трудности связаны с определением именно этого параметра. Физическое содержание  $T_0$  определено достаточно четко – это основание склонового гидрографа. Однако, из-за редкой сети воднобалансовых станций и высокой изменчивости  $T_0$  по территории воспользоваться столь простым приемом не удастся. Более того, в расчетных построениях вообще речь идет не просто о продолжительности притока, а о параметре, удовлетворяющем условию формирования половодий (паводков) заданной вероятности превышения. Так что материалы воднобалансовых станций скорее должны рассматриваться как вспомогательные, главным образом, для контроля масштаба параметров, которые определяются обратным путем по данным стационарной сети станций и постов.

Принципиально возможен метод определения  $T_0$ , опирающийся на классическую теорию русловых изохрон. Согласно [ 9],

$$T_n = T_0 + t_p. \quad (7)$$

Откуда

$$T_0 = T_n - t_p, \quad (8)$$

где  $T_n$  – продолжительность половодья или паводка,  
а  $t_p$  – время руслового добегания.

Зависимость  $T_n = f(F)$  обычно выражена достаточно хорошо. Однако, как показывает анализ многочисленных данных о стоке рек различных регионов, равенство (7) не соответствует реальным условиям. Основание  $(T_0 + t_p)$  по схеме изохрон существенно отличается от  $T_n$ . Лишь при  $F \rightarrow 0$  сумма  $(T_0 + t_p)$  совпадает с  $T_n$ , а  $(T_0 + t_p)/T_n = 1.0$ .

Следствием русло-пойменного регулирования является завышение фактического основания паводка (половодья) по сравнению с теоретической продолжительностью его по схеме изохрон. Поэтому вместо (7) необходимо пользоваться уравнением вида

$$T_n = T_0 + t_p + \Delta t, \quad (9)$$

где  $\Delta t$  - время опорожнения русло-пойменной емкости.

Но в этом случае (9) является уравнением не с одним, а с фактически двумя неизвестными –  $T_0$  и  $\Delta t$ , что делает его практически не разрешимым относительно расчетной продолжительности склонового притока  $T_0$ .

Изложенное позволяет сделать главный вывод о том, что в настоящее время нет сколько-нибудь обоснованных методов прямого определения  $T_0$  по материалам наблюдений. Вот почему заслуживает внимания способ численного нахождения  $T_0$  в рамках формулы А.Н.Бефани, разработанный Е.Д.Гопченко [2]. Им обоснованы приемы нахождения  $T_0$  также в структуре формул объемного [3,4] и редукционного типов. Но именно первый из них прошел всестороннюю апробацию и получил широкое распространение.

Базовые уравнения для вычисления  $T_0$  имеют вид:

а) при  $t_p < T_0$

$$\frac{nq_m}{Y_m \varepsilon'_F} T_0^{n+1} - (n+1)T_0^n + \frac{m_1+1}{m_1} t_p^n = 0; \quad (10)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$\frac{1}{m_1+1} T_0^n + \frac{m_1+n+1}{(m_1+1)(n+1)} \left( \frac{q_m}{Y_m \varepsilon'_F} t_p - \frac{m_1+n+1}{n+1} \right) t_p^{m_1} = 0, \quad (11)$$

где  $m_1$  – показатель степени в уравнении кривой изохрон.

В виду того, что в (10) кроме  $T_0$  неизвестным, как минимум, является еще и  $\varepsilon_F$ , то решать это уравнение приходится не с одним, а с двумя неизвестными. Определение  $\varepsilon_F$  и  $T_0$  возможно на базе метода простой одношаговой итерации и некоторых физических ограничений, накладываемых на  $\varepsilon_F$ . Сказанное в полной мере относится, правда, только к (10), т.к. уравнение (11), при прочих равных условиях, может быть решено относительно  $T_0$  алгебраическим путем. В операторном виде уравнения (10) и (11) запишутся так:

а) при  $t_p < T_0$

$$T_0 = \left( \frac{\varepsilon'_F Y_m}{nq_m} \right)^{\frac{n+1}{n}} \left[ (n+1)T_0 - \frac{m_1+1}{n+m_1+1} t_p^n \right]^{\frac{1}{n+1}}; \quad (12)$$

б) при  $t_p > T_0$

$$T_0 = \left[ \left( \frac{m_1+n+1}{n+1} - \frac{q_m}{Y_m \varepsilon'_F} t_p \right) \frac{m_1(n+m_1+1)}{n+1} t_p^{m_1} \right]^{\frac{1}{m_1}}. \quad (13)$$

Детальный анализ функции  $T_0=f(T_0)$  относительно ее корней весьма затруднен, поскольку  $n$ ,  $m_1$ ,  $q_m$ ,  $\varepsilon_F$  и  $Y_m$  в общем случае не постоянны, а некоторые из них к тому же связаны не только с  $T_0$  и  $t_p$ , но и между собой.

При различных сочетаниях параметров уравнение (13) может иметь как действительные, так и мнимые корни.

Проверка на многочисленных стоковых материалах [2,5] показала, что при  $t_p/T_0 < 1.0$  оно всегда имеет только действительные корни, причем один из них (при

$T_0 > t_p$ ) имеет физический смысл. Отмеченные свойства уравнения (13) значительно упрощают его решение.

#### Результаты исследования и их анализ.

Для рек Подольской возвышенности, вычисленные по (7) коэффициенты  $(m+1)/m$ , изменяются в весьма широких пределах – от 1.96 до 6.9, но преимущественно находятся в диапазоне 3.0-5.0. Очень высокие величины  $(m+1)/m$  прежде всего, характерны для малых водосборов (рис.1.), для которых ошибки в установлении  $T_n$  будут тем больше, чем меньше водосборная площадь. Тем не менее, полученная зависимость позволяет довольно просто экстраполировать ее на ось ординат с целью установления  $(n+1)/n$ . Для рек Подольской возвышенности можно принять  $(n+1)/n=10.0$ , откуда  $n = 0.11$ .

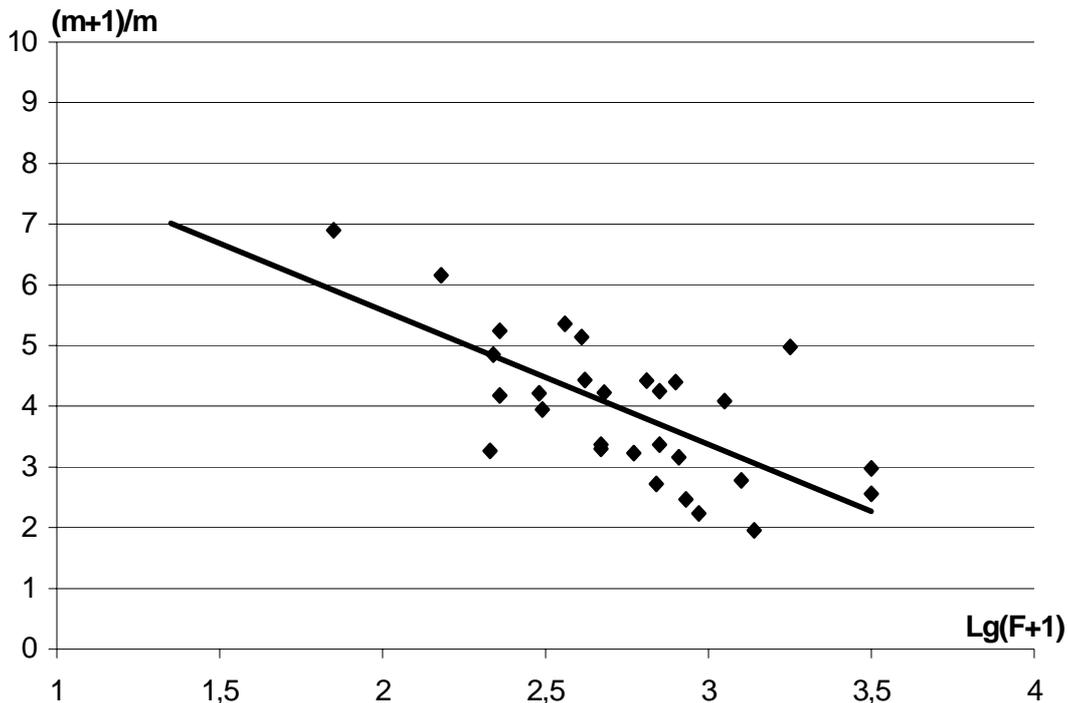


Рис. 1 – Зависимость коэффициентов неравномерности руслового стока от площади водосборов рек Подольской возвышенности.

Для расчета  $T_0$  численным методом на кафедре гидрологии суши ОДЕКУ разработана компьютерная программа. На первом этапе продолжительность притока  $T_{01}$  находится при допущении  $\varepsilon_F=1.0$ , согласно уравнений (12) и (13). Заканчивается первый этап построением зависимости  $T_{01}=f(F)$ . Проэкстраполировав эту зависимость на ось ординат, что соответствует верхнему физическому пределу  $\varepsilon_F=1.0$ , получаем искомое значение  $T_0$  в первом приближении. Для рек рассматриваемой территории в первом приближении было принято значение  $T_0=180$  час.

При известном  $T_0$  по уравнениям (12) и (13), обратным расчетом определяется  $\varepsilon_F$ . По вычисленным величинам  $\varepsilon_F$  строится зависимость  $\varepsilon_F=f(\lg(F+1))$ .

На втором этапе величина  $T_0$  определяется уже при известных значениях  $\varepsilon_F$ , снятых с графика связи  $\varepsilon_F=f[\lg(F+1)]$ . Таким образом, окончательные значения искомой величины  $T_0$ , получены для всех 37 водосборов и изменяются в пределах от 28 час (р.Молокиш-Б.Молокиш) до 335 час (р.Золотая Липа- Задаров).

Следующей задачей является пространственный анализ и обобщение расчетной продолжительности притока по территории. На равнинных территориях характеристики весеннего половодья во многом связаны с географическим положением объектов. Поэтому, чтобы изучить вопрос влияния на продолжительность притока  $T_0$  комплекса мастных факторов (залесенности, заболоченности, закарстованности), необходимо сначала исследовать закономерности, связанные с вкладом географической составляющей. Для этого достаточно построить график связи  $T_0 = f(\varphi^o)$ , где  $\varphi^o$  - широта геометрических центров тяжести водосборов. Затем приведенные к одной широте значения  $T_0$  исследуются на факторную обусловленность.

В бассейне левобережных притоков Днестра в целом отмечается увеличение  $T_0$  с увеличением широты местности, что соответствует общей географической закономерности в распределении тепла и влаги в период весеннего половодья. От заболоченности и залесенности значимых взаимосвязей не прослеживается.

Далее значения  $T_0$ , были обобщены в виде карты изолинии, которые проведены через 50 час (рис.2). В целом, продолжительность склонового притока  $T_0$  на территории Подольской возвышенности уменьшается с северо-запада на юго-восток от 200 до 50 час, в отрогах Кременецких гор и в районе Ополя отмечаются локальные максимумы до 300 часов.

#### **Выводы.**

- При разработке методов расчета максимального стока важную роль играют характеристики склонового притока.
- На современном этапе развития гидрологических исследований использовать прямые методы определения характеристик притока воды со склонов не представляется возможным.
- В статье использован численный метод определения неизвестных параметров.
- Для рек Подольской возвышенности коэффициент неравномерности склонового притока  $(n+1)/n$ , полученный через коэффициент неравномерности руслового притока  $(m+1)/m$ , принят равным 10.0, а показатель степени в уравнении склонового притока  $n = 0.11$ .
- Для определения продолжительности склонового притока в период весеннего половодья на реках Подольской возвышенности предлагается карта значений  $T_0$ .

**Перспективы дальнейших исследований.** Полученные расчетные характеристики склонового притока могут быть использованы в дальнейшем при обосновании методики определения максимального стока весеннего половодья рек Подольской возвышенности.

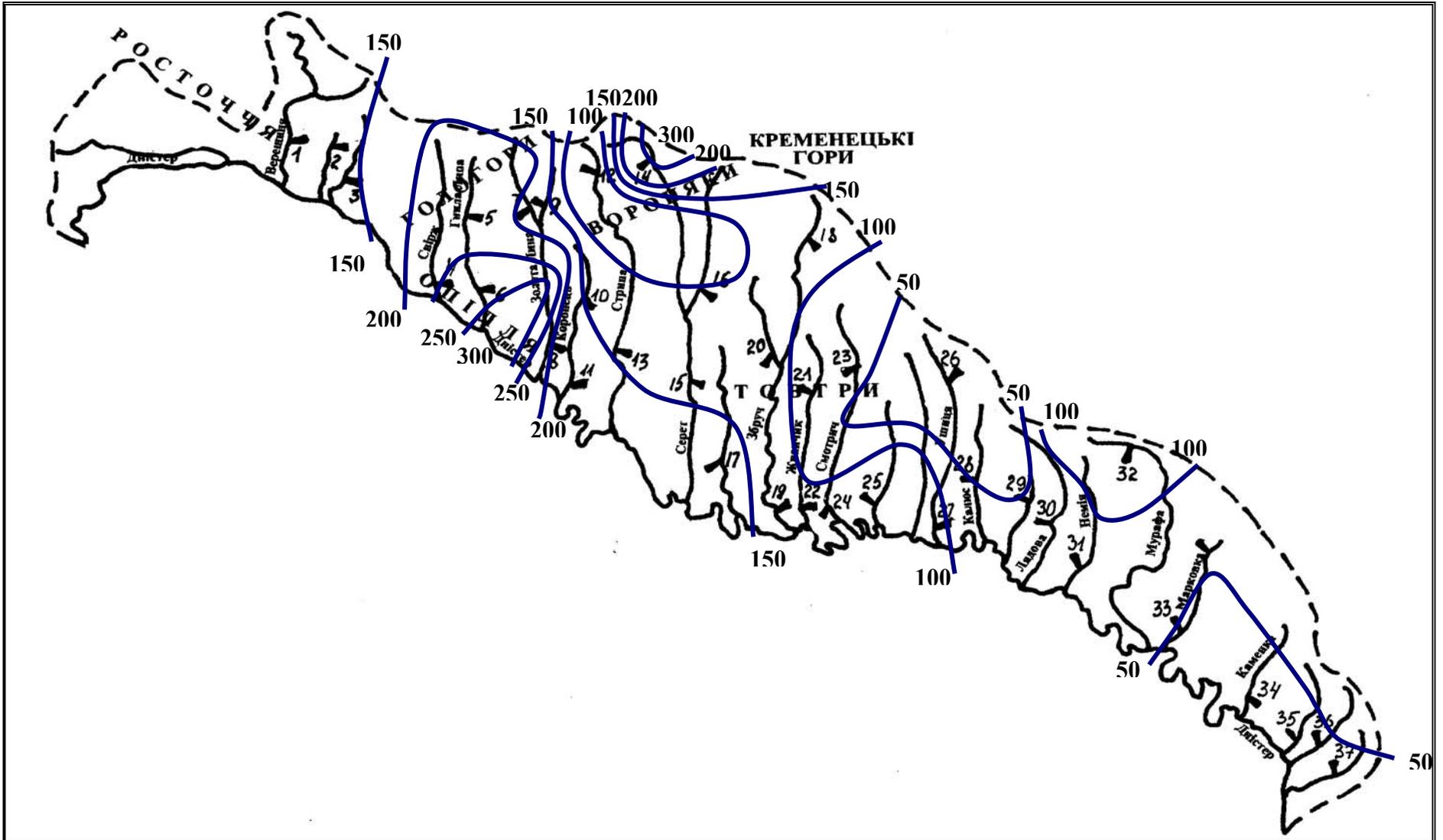


Рис. 2 – Карта-схема распределения продолжительности притока воды со склонов в русловую сеть в период весеннего половодья для рек Подольской возвышенности.

### Список литературы

1. Андреевская Г.М., Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. О форме графиков притока воды со склонов в русловую сеть // Метеорология, климатология и гидрология, 1996. – Вып.33. – С.106-110.
2. Гопченко Е.Д. О редукации максимальных модулей дождевого стока по площади // Метеорология и гидрология, 1975. - №2. – С.66-71.
3. Гопченко Е.Д. Анализ структуры объемных формул // Метеорология, климатология и гидрология, 1976. – Вып.12. – С.84-90.
4. Гопченко Е.Д. О редукационных формулах максимального стока // Труды УкрНИГМИ, 1980. – Вып.175. – С.85-93.
5. Гопченко Е.Д., Гнездилов Ю.А. Графоаналитический метод определения параметров гидрографов склонового стока (по материалам полевого обследования ГВВ) // Тр. УкрНИГМИ.- 1974.-Вып.127.- с.54-61.
6. Гопченко Е.Д., Бояринцев Е.Л. Упрощенная генетическая формула для расчета максимальных расходов весеннего половодья в бассейне верхней Колымы // Тр. ДВНИГМИ.-1980.-Вып.-с.3-11.
7. Гопченко Е.Д., Симонова Т.А. О расчете максимальных расходов весеннего половодья в бассейне р.Оки // Водные ресурсы.-№ 6 .-с.54-61.
8. Гопченко Е. Д., Овчарук В. А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. ТЭС, Одесса, 2002, 110с.
9. Соколовский Д.Л. Речной сток. – Л.: Гидрометеиздат, 1959. – 527 с.

#### **Обґрунтування характеристик схилового припливу в період весняного водопілля для річок Подільської піднесеності**

**Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Бін Салим Фуад Фараг Салем**

*Отримані розрахункові значення характеристик схилового припливу в період весняної повені на річках Подільської піднесеності. Виконана оцінка впливу місцевих чинників на тривалість схилового притоку і узагальнення цього параметра по території.*

**Ключові слова:** максимальний стік, характеристики схилового припливу, весняне водопілля.

#### **Substantiation of the characteristics of slope inflow during a spring high water of the rivers of a Podolsk height** Gopchenko E., Ovcharuk V., Ben Salim Fuad Farag Salem

*The settlement meanings of the characteristics of slope inflow are received during a spring high water on the rivers of a Podolsk height. The estimation of influence of the local factors on of slope inflow and generalization of this parameter on territory is executed.*

**Keywords:** maximal runoff, characteristics of slope inflow, spring flood.