АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЛИМАНОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

Монография

Одеса
«ТЕС»
2012

Министерство образования и науки, молодежи и спорта Украины
Одесский государственный экологический университет

Посвящается 80-летию Одесского государственного экологического университета

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЛИМАНОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

Монография

Одесса
2012

ББК 26.22
А 43
УДК 504.42
Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья: Коллективная монография / под ред. Ю.С. Тучковенко, Е.Д. Гопченко. Одесский государственный экологический університет. – Одесса: ТЭС, 2012. – с. 224, ил. 79, табл. 38, библ. 148.
ISBN 978-966-2389-61-6

В монографии приведены результаты исследований учеными Одесского государственного экологического университета особенностей формирования современного гидрологического режима определяющих его природных и антропогенных факторов, возможностей стабилизации и регулирования гидроэкологического состояния вод лиманов Одещини: Большого Аджалыкского (Дофиновского), Тилигульского, Куяльницкого, Тузловской группы лиманов. Разработана методика долгосрочного прогнозирования наполнения Хаджибейского лимана в период весеннего половодья и дождевых паводков для предотвращения угрозы разрушения дамбы и затопления части территории г. Одессы.

Рекомендуется для специалистов в области океанологии и морского природопользования, гидрологии суши, гидроэкологии, экологии и охраны морской среды, студентов гидрометеорологических и экологических специальностей.

Актуальні проблеми лиманів північно-західного Причорномор'я: Колективна монографія / за ред. Ю.С. Тучковенка, Є.Д. Гопченка.– Одеса: Одеський державний екологічний університет. – Одеса: ТЕС, 2012. – с. 224, іл. 79, табл. 38, бібл. 148.
ISBN 978-966-2389-61-6

У монографії викладені результати досліджень вченими Одеського державного екологічного університету особливостей формування сучасного гідрологічного режиму, природних і антропогенних чинників, які його визначають, можливостей стабілізації і регулювання гідроеко.тогічното стану вод лиманів Одещини: Великого Аджаликського (Дофіновського), Тиліюльського, Куяльницького, Тузловської групи лиманів. Розроблена методика довгострокового прогнозування наповнення Хаджибейського лиману в період весняної повені і дощових паводків для запобігання загрозі руйнування греблі і затоплення частини території м. Одеси.

Рекомендується для фахівців в області океанології та морського природокористування, гідрології суші, гідроекології, екологи та охорони морського середовища, студентів гідрометеорологічних і екологічних спеціальностей.

О т в е т с т в е н н ы е р е д а к т о р ы :
д.геогр.н., проф. Ю.С. ТУЧКОВЕНКО; д.геогр.н., проф. Е.Д. ГОПЧЕНКО
Р е ц е н з е н т ы : д.биол.н. Г. Г. Миничева,д.геол.н., проф. А.В. Чепижко

Рекомендовано к печати ученым советом
Одесского государственного экологического университета
Министерства образования и науки, молодежи и спорта Украины
(протокол № 9 от 27.10.2011 г.)

С п и с о к а в т о р о в:
© В.В. Адабовский*, В.Н. Большаков*, Е.Д. Гопченко, О.Н. Гриб, Н.С. Лобода, Н.Г. Сербов, Т.А. Сафранов, Ю.С. Тучковенко, О.А. Тучковенко, Ж.Р. Шакирзанова
*сотрудники Одесского филиала Института биологии южных морей НАН Украины

© Одеський державний екологічний університет

СОДЕРЖАНИЕ

Введение (*Сафранов Т.А., Тучковенко Ю.С.*)…….…….5
Глава 1 Методы расчета гидрологических характеристик Причерноморских лиманов……..……...12
1.1Научно-методические подходы к оценке составляющих водно-солевых балансов лиманов (*Гопченко Е.Д., Лобода Н.С.*)…….……12
1.1.1 Уравнение водного баланса Причерноморских лиманов…..……12
1.1.2 Атмосферные осадки……..14
1.1.3 Годовой сток……14
1.1.4 Внутригодовое распределение стока……27
1.1.5 Грунтовый сток ……29
1.1.6 Испарение с водной поверхности Причерноморских лиманов……31
1.1.7 Максимальный сток……..34
1.2 Численное математическое моделирование гидродинамических процессов в лиманах и их водообмена с морем (*Тучковенко Ю.С.*)…….44
1.2.1 Математическая структура модели……45
1.2.2 Блок теплообмена с атмосферой…….59
1.2.3 Моделирование распространения примеси…….62
1.2.4 Особенности численной реализации уравнений модели……63
Глава 2 Улучшение гидрологического и гидрохимического режимов Тузловской группы лиманов путем регулирования водообмена с морем (*Тучковенко Ю.С., Гопченко Е.Д., Сербов Н.Г.*)……67
Глава 3 Регулирование гидроэкологического режима Дофиновского лимана (*Тучковенко Ю.С., Гопченко Е.Д., Адабовский В.В., Большаков В.Н.*)..……87
Глава 4 Оценка возможностей регулирования гидроэкологического режима Тилигульского лимана……115
4.1 Современный гидрологический режим и динамика вод Тилигульского лимана (*Тучковенко Ю.С., Адабовский В.В., Гриб О.Н., Тучковенко О.А.*)……..116
4.2 Влияние морфометрических характеристик соединительного канала на водообмен лимана с морем (*Тучковенко Ю.С., Тучковенко О.А.*)…134
4.3 Оценка притока пресных вод в Тилигульский лиман (*Лобода Н.С.)*…. 140
Глава 5 Оценка многолетних изменений составляющих водного баланса Куяльницкого лимана и рекомендации по сохранению его природных ресурсов (*Гопченко Е.Д., Гриб О.Н.*)……149

ГЛАВА 1
МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИЧЕРНОМОРСКИХ ЛИМАНОВ

1.1 Научно-методические подходы к оценке составляющих водно-солевых балансов лиманов

Основой при разработке мероприятий, связанных с построением моделей формирования качества вод и функционирования экосистем водоемов является водный баланс.

Поступающие загрязняющие или биогенные вещества в водоем в составе приходной части водного баланса влияют на характер изменчивости абиотических и биотических компонент водных экосистем и динамику их экологического состояния в целом. Приток относительно чистых морских вод в лиманы, наоборот, способствует снижению концентрации загрязняющих веществ в их водах. С водами расходной части водного баланса указанные вещества могут выводиться из водоёмов. Вот почему при любых экологических оценках и прогнозах, связанных с изучением условий формирования качества вод и биопродуктивности водоёмов, в первую очередь, необходимо обращать внимание на величины и соотношение между составляющими водного баланса водоемов. С другой стороны, оценка составляющих водных балансов необходима для задания начальных и граничных условий в расчётах с использованием пространственных численных моделей, а также их адаптации и верификации при моделировании изменчивости как гидрологических, так и химико-биологических характеристик водных экосистем.

В данном разделе приводятся принципиальные подходы к построению водных балансов Причерноморских лиманов.

1.1.1 Уравнение водного баланса Причерноморских лиманов

Уравнение водного баланса для типового водоёма из состава Причерноморских лиманов в общем можно представить следующим образом

$$\frac{dW}{dt} = Q_p + Q_r + Q_b + Q_g - Q_{ev} - Q_{tr} - Q_f \pm Q_{er}, \qquad (1.1)$$

где W - объём воды в озере;

Q_p - поступление воды на поверхность водоёма за счёт осадков;

Q_r - сток небольших водотоков;

Q_b - боковой приток по периметру водоёмов;

Q_g - подземный сток;

Q_{ev} и Q_{tr} - испарение с водной поверхности и транспирация водной растительности;

Q_f - фильтрация в берега;

$\pm Q_{er}$ - невязка водного баланса.

В случае, когда шаг по времени в расчётах водного баланса принимается равным 1 месяцу, уравнение (1.1) может быть записано через объёмы воды составляющих V_i

$$\Delta W = V_p + V_r + V_b + V_g - V_{ev} - V_{tr} - V_f \pm V_{er}, \qquad (1.2)$$

где ΔW - изменение объёма воды в лимане за любой из расчётных месяцев.

Блок-схема приходных и расходных статей водного баланса приведена на рис.1.1.

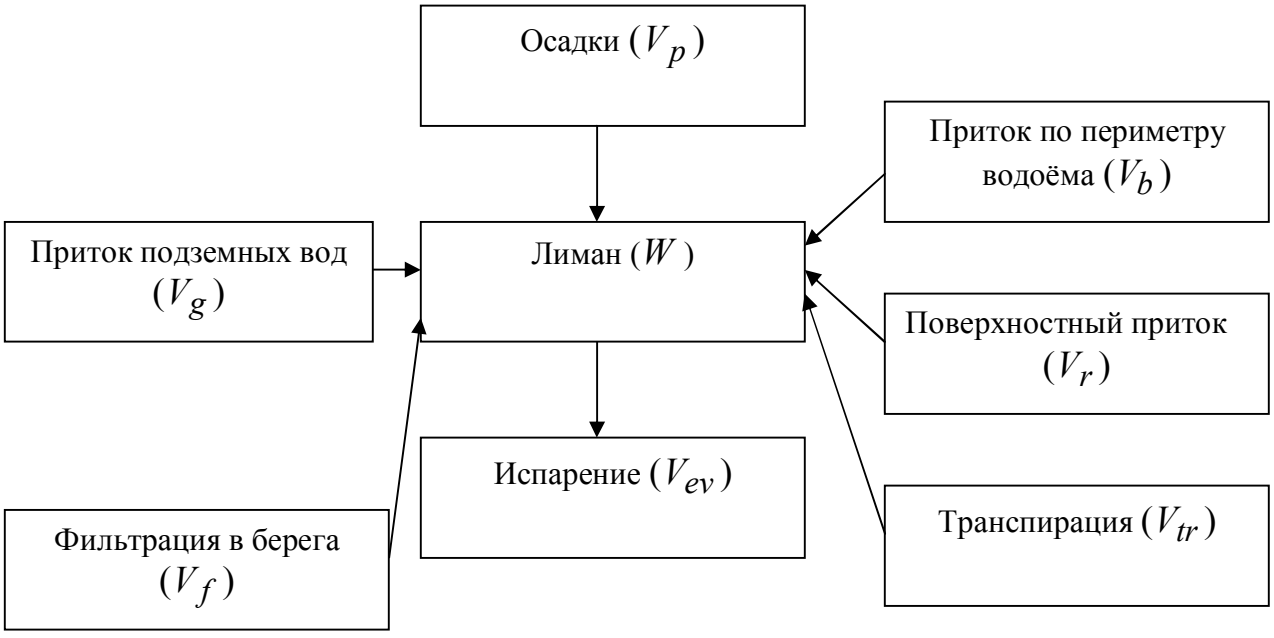

Рис. 1.1 – Блочная схема водного баланса Причерноморских лиманов

1.1.2 Атмосферные осадки

При расчётах составляющей V_p в уравнении (1.2) используются данные по осадкам, которые измеряются на близлежащих к водоёмам метеостанциях.

1.1.3 Годовой сток

Систематические гидрологические наблюдения на рассматриваемой территории, как правило, отсутствуют. В связи с этим при определении характеристик гидрологического режима в пределах Причерноморской низменности рекомендуется использовать методику, разработанную Е.Д. Гопченко и Н.С. Лободой [1]. В ее основу положен принцип совместного рассмотрения уравнений водного и теплового балансов в модификации В.С. Мезенцева. В дифференциальном виде уравнение водного баланса запишется следующим образом

$$\frac{\partial \beta_E}{\partial \beta_H} + \frac{\partial \beta_Y}{\partial \beta_H} = 1, \tag{1.3}$$

где $\beta_E, \beta_H, \beta_Y$ – составляющие уравнения водного баланса (H – ресурсы увлажнения);

E – испарение с поверхности суши;

Y – сток воды.

Величины E и Y представлены в виде отношения их к характеристике теплоэнергетических ресурсов климата E_m. При этом используются безразмерные коэффициенты

$$\beta_X = \frac{X}{E_m}; \beta_H = \frac{H}{E_m}; \beta_E = \frac{E}{E_m}; \beta_Y = \frac{Y}{E_m}. \tag{1.4}$$

Под характеристикой увлажнения H понимаются выпадающие за расчетный период осадки X и изменение запасов влаги в почве ($w_1 - w_2$), т.е.

$$H = X + w_1 - w_2 \ . \tag{1.5}$$

Максимально возможное испарение E_m рассчитывается на основе приходной части теплового баланса подстилающей поверхности

$$LE_m = R^+ + P^+ + (B_1 - B_2), \tag{1.6}$$

где R^+- положительная (приходная) составляющая радиационного баланса; P^+- положительная (направленная к земной поверхности) составляющая турбулентного теплообмена;

$(B_1 - B_2)$ - изменение запасов тепла в деятельном слое почвы (теплообмен в почве ΔB);

L - скрытое тепло парообразования.

Произведение LE_m рассматривается как граничные ресурсы энергии, которые обеспечивают процесс испарения в заданных климатических условиях, где E_m- слой воды, который мог бы испариться с поверхности суши, если бы на испарение были затрачены теплоэнергетические ресурсы климата (приходная часть теплового баланса), который равен

$$E_m = \frac{R^+ + P^+ + (B_1 - B_2)}{L}, \tag{1.7}$$

в связи с чем величина E_m получила название “эквивалента теплоэнергетических ресурсов” [2].

Частное уравнение связи между составляющими водного и теплового балансов представлено следующим образом

$$\beta_E = (1 + \beta_H^{-n})^{-\frac{1}{n}} \tag{1.8}$$

Граничные условия для составляющих уравнения (1.3) в этом случае записываются так

$$0 \le \beta_E \le 1 \text{ при } 0 \le \beta_H \le \infty \text{ и } 0 \le \beta_Y \le \beta_H \le \infty. \tag{1.9}$$

С учетом обозначений (1.4) можно прийти к выражению, которое используется для расчета испарения с поверхности суши

$$E = E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}} . \qquad (1.10)$$

Тогда уравнение водного баланса участка суши ($H = Y + E$) примет вид

$$H = Y + E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}} . \qquad (1.11)$$

Уравнение (1.11) содержит составляющую (1.10), входящую в тепловой баланс земной поверхности (испарение с поверхности суши E). Поэтому выражение (1.11) называют уравнением водно-теплового баланса.

Уравнение водно-теплового баланса, записанное относительно величины стока, будет иметь вид

$$Y = H - E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}} . \qquad (1.12)$$

или, учитывая обозначение $H = X + w_1 - w_2$,

$$Y = X + w_1 - w_2 - E_m \left[1 + \left(\frac{X + w_1 - w_2}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}} . \qquad (1.13)$$

Разность $(w_1 - w_2)$, представляющая изменение влагосодержания расчетного почвенного слоя, принимает существенные положительные и отрицательные значения во внутригодовые периоды (месяцы, декады) и в отдельные годы (группы лет). В среднем же, для многолетнего периода выполняется условие $(w_1 - w_2) = 0$, при котором балансовое выражение (1.13) принимает вид

$$\overline{Y} = \overline{X} - \overline{E}_m \left[1 + \left(\frac{\overline{X}}{\overline{E}_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}} , \qquad (1.14)$$

где $\overline{Y}$,$\overline{X}$,$\overline{E}_m$ - среднемноголетние величины (нормы) годового стока, осадков и теплоэнергетического эквивалента, соответственно;

n - параметр, интегрирующий влияние физико-географических условий формирования стока, который рекомендуется принимать равным 3,0 [2].

Нормы годового стока, рассчитанные по (1.14), определяются климатическими факторами (величинами годовых осадков и максимально возможного испарения), которые подчиняются географической зональности. Они зависят от соотношения ресурсов тепла $\overline{E}_m$ и влаги $\overline{X}$, а также отражают их взаимодействие. Таким образом, норма годового стока, вычисленная по балансовым соотношениям, включающим в себя только характеристики климата, носит название нормы климатического стока и в дальнейшем будет обозначаться как $\overline{Y}_K$.

Материалами, необходимыми для определения норм годового климатического стока, являются составляющие радиационного и теплового балансов подстилающей поверхности, годовые и среднемесячные величины осадков, температур и дефицита влажности воздуха.

Для определения средних месячных величин максимально возможного испарения разработаны региональные эмпирические зависимости $\overline{E}_m$ от сумм температур воздуха за различные периоды [3], которые отражают связь температур воздуха с характеристиками притока тепла к подстилающей поверхности

$$\overline{E}_m = 0{,}224\sum\overline{T}_{>10} + 226, r = 0.91; \quad (1.15)$$

$$\overline{\overline{E_m}} = 13{,}3\sum_{V}^{IX}\overline{\overline{T_M}} - 307, r = 0.94; \quad (1.16)$$

$$\overline{E}_m = 0{,}209\sum\overline{T}_{>0} + 179, r = 0.87, \quad (1.17)$$

где $\sum\overline{T}_{>10}$ – сумма температур воздуха больше 10 ºС;

$\sum_{V}^{IX}\overline{T}_M$ – сумма норм среднемесячных температур воздуха за летний период (с мая по сентябрь, включительно);

$\sum\overline{T}_{>0}$ – сумма температур воздуха больше 0 ºС;

r – коэффициент корреляции.

Норма годового стока, рассчитанная по уравнению водно-теплового баланса, не учитывает влияние факторов подстилающей поверхности (азональных и интразональных), в том числе и обусловленных водохозяйственной деятельностью, осуществляемой в пределах водосборов.

Таким образом, величины норм климатического стока $\overline{Y}_K$ можно рассматривать как характеристики естественных (неизмененных хозяйственной деятельностью) водных ресурсов территории. Подробное обоснование этого положения приведено в работах Е.Д. Гопченко и Н.С. Лободы [3-5], в которых выполнена оценка и последующее пространственное обобщение (в виде карт изолиний) норм годовых осадков, максимально возможного испарения и климатического стока, а также произведено сравнение расчетных и фактических норм естественного годового стока для различных регионов Украины, включая северное и северо-западное Причерноморье.

В отличие от норм годового стока, рассчитанных по данным измерений, нормы климатического стока являются точечными характеристиками, относящимися к географическому положению метеостанций. Построение карт изолиний выполнено на топографической основе 1:500000.

Построение таких карт является особенно важным для степной части Украины, где рек со стоком в естественных условиях его формирования практически не сохранилось, а начало стационарных наблюдений совпадает с интенсификацией водохозяйственных преобразований.

На основе проведенных пространственных обобщений составляющих уравнения водно-теплового баланса установлено, что в пределах северо-западного Причерноморья годовые нормы осадков уменьшаются в направлении с северо-запада на юго-восток от 550 мм до 450 мм (рис. 1.2). Годовые нормы максимально-возможного испарения, которое является эквивалентом теплоэнергетических ресурсов, возрастают от 900 мм до 1000 мм (рис. 1.3). Нормы климатического годового стока изменяются с северо-запада на юго-восток от 40 до 10 мм (рис. 1.4).

Для большинства малых и средних рек, особенно в зоне недостаточного увлажнения, норма климатического (зонального) стока, установленная по карте изолиний может существенно отличаться от соответствующего значения естественного стока. Как правило, эти отклонения обусловлены влиянием факторов подстилающей поверхности, хорошо выраженными на малых и средних реках с нестабильным грунтовым питанием. На основе сопоставления норм климатического и естественного стока разработаны коэффициенты перехода k от климатического стока к естественному для различных регионов Украины [1,3-6]

$$k = \frac{\overline{Y}_E}{\overline{Y}_K} \le 1.0, \qquad (1.18)$$

где $\overline{Y}_E$ - норма естественного стока;

$\overline{Y}_K$ - норма климатического стока.

Посредством анализа пространственного распределения коэффициента k по территории Украины были выделены области с положительными ($k>1$), нулевыми ($k=0$) и отрицательными ($k<1$) поправками к норме годового климатического стока малых и средних водосборов [5].

В южной степной зоне, где устойчивый снежный покров наблюдается не ежегодно и значительная роль в формировании годового стока принадлежит дождевым осадкам, среди факторов подстилающей поверхности основное место занимают потери на задержание поверхностных вод в понижениях рельефа. Косвенным показателем потерь стока на поверхностное задержание может быть уклон водосборов.

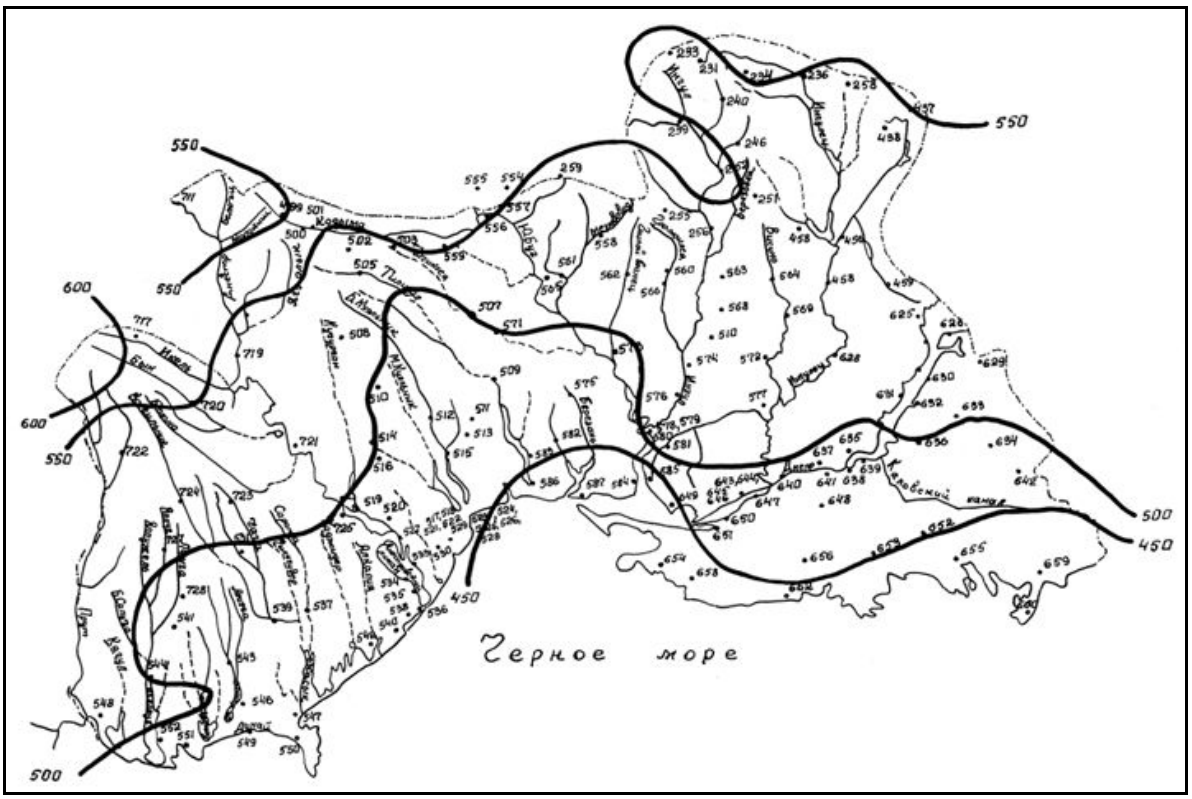

Рис. 1.2 – Нормы годовых осадков (мм) на территории северо-западного Причерноморья. У точек указаны номера метеостанций

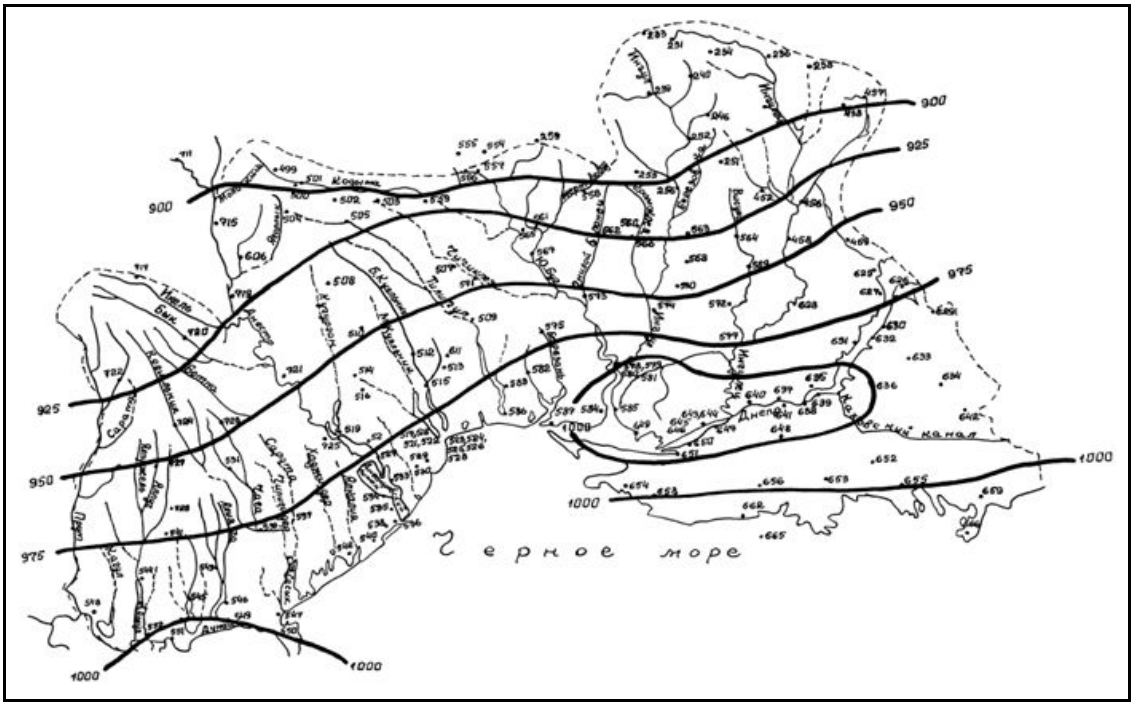

Рис. 1.3 – Нормы максимально-возможного испарения (мм) на территории северо-западного Причерноморья. У точек указаны номера метеостанций

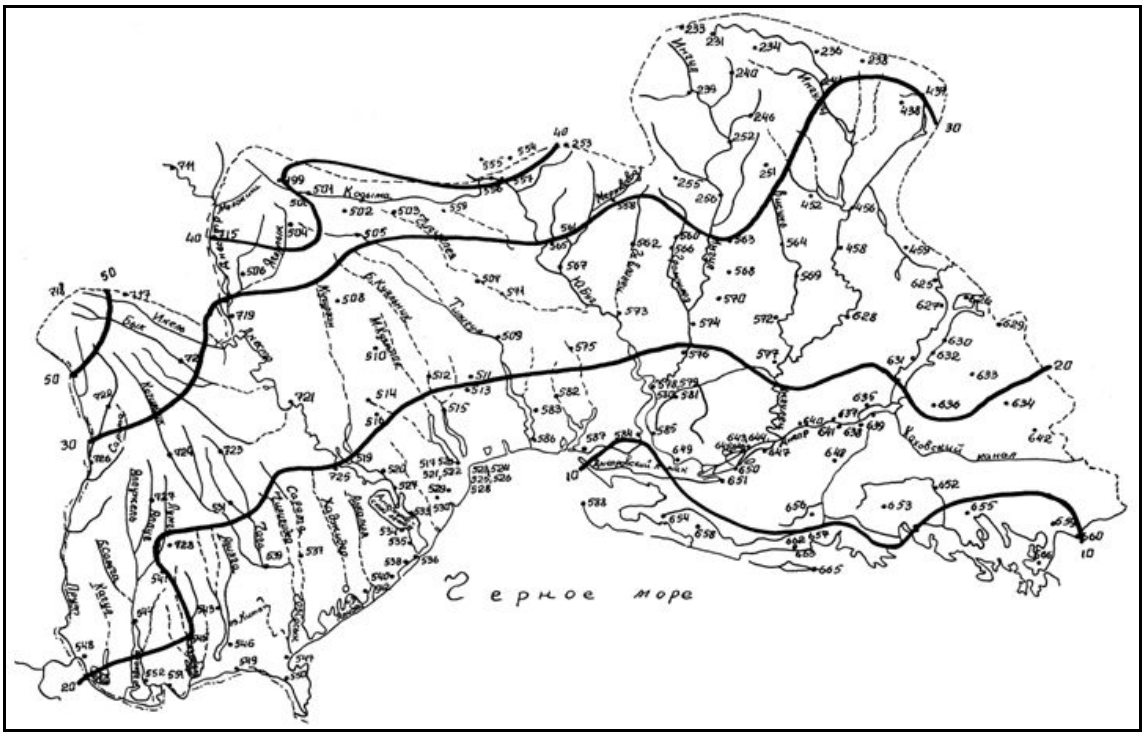

Рис. 1.4 – Нормы годового климатического стока (мм) на территории северо-западного Причерноморья. У точек указаны номера метеостанций

Поскольку данные о средневзвешенных уклонах в справочной литературе имеются далеко не по всем водосборам, для практического применения получена зависимость коэффициента k от средней высоты водосборов, значения которой определенным образом связаны с их уклоном [3].

Переходные коэффициенты уменьшаются от 1 до нуля по мере снижения высоты местности, но лишь в границах $H_{ср}$ меньше 280м

$$k = 1 - 0{,}003(280 - H_{CP}),\ \text{при}\ Hcp < 280м; \tag{1.19}$$

$$k = 1\ \text{- при}\ H_{CP} \geq 280м, \tag{1.20}$$

где H_{CP} - средняя высота водосборов.

С целью разработки методики расчета характеристик временной изменчивости климатического годового стока на базе данных о среднемесячных величинах осадков, дефицитов влажности и температур воздуха, а также по сведениям о водно-физических свойствах почвы для 18 метеорологических станций, расположенных в пределах юга Украины и Молдовы, рассчитывались ряды климатического годового стока продолжительностью не менее 30-ти лет (1951-1980 гг.). По результатам статистической обработки установлены следующие соотношения между нормой климатического стока и показателями его временной изменчивости [1]

$$C_V = \frac{5{,}6}{\overline{Y_K}^{0{,}62}};\ C_S = 1{,}7C_V;\ r(1) \cong 0, \tag{1.21}$$

где C_V –коэффициент вариации годового стока;

C_S - коэффициент асимметрии;

$r(1)$ - коэффициент автокорреляции в рядах годового стока.

Изменения водных ресурсов рек в результате антропогенных воздействий могут быть описаны следующими уравнениями

$$\frac{\partial Y}{\partial t} + L(\Lambda, Y) = \varepsilon; \tag{1.22}$$

$$Y(t) = Y(t_0) - \int L(\Lambda, Y)dt + \int \varepsilon dt, \tag{1.23}$$

где $Y(t_0)$ – исходное состояние водных ресурсов, соответствующее естественным условиям их формирования;

$Y(t)$ – состояние водных ресурсов, являющее результатом внутренних (водохозяйственных) и внешних (климатических) воздействий на начальное состояние водосбора, т.е. соответствующее бытовому (преобразованному) стоку;

$L(\Lambda, Y)$ – оператор преобразования водных ресурсов при наличии водохозяйственной деятельности на водосборах;

ε – характеристика внешних воздействий, учитывающая изменение климатических условий (обычно используется при оценке стока под влиянием изменений глобального климата).

Динамическая модель стока (1.23) при изучении водохозяйственных преобразований может быть представлена уравнением водохозяйственного баланса, в котором естественный сток рассматривается как начальное состояние гидрологической системы, а бытовой - как результат наложения на него водохозяйственных воздействий

$$W_Б = W_E - \Delta W_З + \Delta W_{СБ}, \qquad (1.24)$$

где $W_Б, W_E$ – объемы бытового и естественного стока;

$\Delta W_З$ – безвозвратный забор воды из поверхностных водотоков;

$\Delta W_{СБ}$ – сброс вод в поверхностные водотоки.

Уравнения (1.23) и (1.24) содержат составляющие, имеющие стохастическую природу (годовой сток, осадки, испарение, дефицит потребления воды растениями и др.), что позволяет использовать приемы имитационного стохастического моделирования при оценке и прогнозировании характеристик стока [6]. Моделирование целесообразно выполнять в два этапа. На первом на основе стохастической модели генерируются ряды естественного годового стока простой цепи Маркова [7]. Входом в стохастическую модель являются статистические параметры естественного стока, полученные на основе модели “климат-сток” [5,6]. На втором этапе генерируются ряды бытового стока с использованием уравнений водохозяйственных балансов, представленных в вероятностной форме:

а) при заборе воды на орошение сельскохозяйственных угодий из местного стока

$$Y_{Б,P} = Y_{E,P} - \frac{M_{0,100-P}}{\eta} f_{OP} \ ; \qquad (1.25)$$

б) при наличии на водосборе искусственных водоемов, с водной поверхности которых формируются потери стока на дополнительное испарение

$$Y_{Б,P} = Y_{E,P}(1 - f_B) - (E_B - X) f_B \ ; \qquad (1.26)$$

в) при наличии сбросных вод с сельскохозяйственных массивов, которые орошаются за счет рек-доноров

$$Y_{Б,P} = Y_{E,P} + \xi \frac{M_{0,100-P}}{\eta}(1 - \eta) f_{OP}, \qquad (1.27)$$

где $Y_{Б,P}, Y_{E,P}$ – бытовой и естественный годовой сток заданной обеспеченности P;

f_{OP}, f_B – суммарные площади орошаемых массивов и водной поверхности искусственных водоемов, выраженные в долях от общей площади водосборов;

η – коэффициент полезного действия оросительных систем;

ξ – коэффициент возвратных вод, образовавшихся за счет потерь стока на инфильтрацию при орошении сельскохозяйственных массивов;

X – осадки, выпадающие на водную поверхность прудов и водохранилищ;

E_B – испарение с водной поверхности прудов и водохранилищ;

$M_{0,100-P}$ – оросительная норма-нетто с вероятностью превышения $(100 - P)$.

Каждый шаг имитационного стохастического моделирования выполнялся, исходя из гипотезы квазистационарности гидрологического процесса, при условии сохранения постоянными масштабов рассматриваемого вида хозяйственной деятельности (относительной площади водной поверхности, площади орошения, характеристик оросительной системы). В результате был получен набор статистических параметров бытового стока, соответствующих разным уровням водохозяйственных преобразований. Результаты стохастического моделирования обобщались в

виде графических решений или аналитических функций, которые представляют собой "функции отклика" характеристик годового на водохозяйственные преобразования при определенных климатических условиях. Такие функции для практического применения удобно описывать с помощью коэффициента антропогенного влияния [5, 6]:

$$k = \frac{A_f}{A_0}, \tag{1.28}$$

где A_0 – значение того или иного статистического параметра годового стока в естественных условиях;

A_f – значение параметра бытового стока при заданных масштабах водохозяйственных преобразований.

Совместное влияние нескольких видов водохозяйственных преобразований может быть учтено при помощи следующего уравнения

$$A_f = A_0[k_1 + k_2 + k_3 + ... + k_m - (m-1)], \tag{1.29}$$

где m - количество видов хозяйственной деятельности, учитываемое в расчетах.

Обобщенный вид уравнений коэффициентов антропогенного влияния при изъятии воды на орошение за счет местного стока реки следующий:

$$k_{\overline{Y}} = 1{,}00 - a_{\overline{Y}} \lg(f_{OP} + 1) - b_{\overline{Y}} v_0 + m_{\overline{Y}} \eta\,; \tag{1.30}$$

$$k_{C_v} = 1{,}00 + a_{Cv} \lg(f_{OP} + 1) + b_{Cv} v_0 - m_{Cv} \eta\,; \tag{1.31}$$

$$k_{C_s} = 1{,}00 + a_{Cs} \lg(f_{OP} + 1) + b_{Cs} v_0 - m_{Cs} \eta\,, \tag{1.32}$$

где $k_{\overline{Y}}, k_{Cv}, k_{Cs}$ – коэффициенты влияния орошения, осуществляемого за счет местных водных ресурсов, на среднюю многолетнюю величину стока, коэффициенты вариации и асимметрии;

a_A, b_A, m_A – коэффициенты уравнений множественной регрессии;

v_0 – безразмерная характеристика среднего за весь вегетационный период уровня увлажнения почвы, при котором развитие соответствующей сельскохозяйственной культуры является оптимальным.

Величина v_0 определяется как отношение оптимального запаса влаги в расчетном слое почвы w_0 к наименьшей влагоёмкости $w_{нв}$, т.е.

$$v_0 = \frac{w_0}{w_{нв}}. \tag{1.33}$$

Для садовых и зерновых культур уровень оптимального увлажнения почвы принимается равным 0,8; для овощных и травяных - 0,9; для растений, которые требуют значительного увлажнения (например, риса) v_0 равно 1,0-1,2 [2].

Значения коэффициентов $a_{\overline{Y}}, b_{\overline{Y}}, m_{\overline{Y}}$ изменяются по географическим зонам в зависимости от норм климатического стока

$$a_{\overline{Y}} = 24{,}4\exp\left(-0.0211\overline{Y}_K\right); \tag{1.34}$$

$$b_{\overline{Y}} = 1{,}26\exp\left(-0.0224\overline{Y}_K\right); \tag{1.35}$$

$$m_{\overline{Y}} = 0{,}986\exp\left(-0.0209\overline{Y}_K\right). \tag{1.36}$$

Уравнения для оценки коэффициентов антропогенного воздействия на статистические параметры временных рядов $\overline{Y}, Cv$ и Cs при наличии на водосборах искусственных водоемов имеют следующий вид

$$k'_{\overline{Y}} = e^{-\alpha_{\overline{Y}} f_B}; \tag{1.37}$$

$$k'_{Cv} = e^{\alpha_{Cv} f_B}; \tag{1.38}$$

$$k'_{Cs} = e^{\alpha_{Cs} f_B}, \tag{1.39}$$

где $k'_{\overline{Y}}, k'_{Cv}, k'_{Cs}$ – коэффициенты антропогенного влияния дополнительного испарения с поверхности искусственных водоемов на статистические параметры годового стока;

$\alpha_{\overline{Y}}, \alpha_{Cv}, \alpha_{Cs}$ – коэффициенты, зависящие от соотношения ресурсов влаги и тепла (β_H) или от нормы климатического стока $\overline{Y}_K$, как интегрального показателя увлажненности водосбора, причем

$$\alpha_{\overline{Y}} = 0{,}767\overline{Y}_K^{(-0.49)}, \tag{1.40}$$

$$\alpha_{C_V} = 0{,}247e^{(-0.274\overline{Y}_K)}, \tag{1.41}$$

$$\alpha_{C_S} = 0{,}179e^{(-0.246\overline{Y}_K)}. \qquad (1.42)$$

Оценка водных ресурсов в условиях изменения климата. Изменения климатических характеристик, вызванные глобальным потеплением (вследствие увеличения концентрации парниковых газов) обуславливают перераспределение водных ресурсов как во времени, так и в пространстве. Модель "климат-сток" позволяет выполнять расчеты климатического стока на основе данных об изменениях климата [8, 9]. Уравнение водно-теплового баланса участка суши в условиях изменения климата можно представить в таком виде

$$\overline{Y}'_K = (\overline{X} \pm \Delta\overline{X}) - \overline{E}'_m \left[1 + \left(\frac{\overline{X} \pm \Delta\overline{X}}{\overline{E}'_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \qquad (1.43)$$

где $\overline{Y}'_K$ – среднемноголетняя величина годового климатического стока в условиях изменений регионального климата;

$\overline{E}'_m$ – среднемноголетняя величина максимально-возможного испарения в условиях изменений регионального климата;

$\overline{X}$ – исходная норма годовых осадков;

$\overline{E}_m$ – исходная норма максимально-возможного испарения;

$\Delta\overline{X}$ – изменения норм годовых осадков.

Материалы, приведенные в сценариях глобального потепления, как правило, представляются в виде поправочных коэффициентов (k_X) к суммам средних многолетних осадков ($\Delta\overline{X} = k_X\overline{X}$) и поправок ΔT к величинам средних многолетних температур воздуха за календарные месяцы. Предполагаемые сценариями ВМО изменения метеорологических характеристик были успешно применены к оценке возможных изменений водных ресурсов рек Украины [10, 11]. Сравнение расчетных данных изменений водных ресурсов в различных географических зонах Украины, полученных на 2000-2010 гг. (сценарий GFDL) с фактическими, рассчитанными за период 1989-2008 гг. В.В. Гребинем [12], показало удовлетворительную их сходимость.

Увеличение температур воздуха в зимний сезон способствует уменьшению глубины промерзания почвы, формированию оттепелей и увеличению инфильтрации талых и дождевых вод в водоносные горизонты

при незначительном испарении с поверхности почвы, а также препятствует накоплению снега на водосборах. Уменьшение или отсутствие снежного покрова в весенний сезон способствует снижению максимальных расходов воды в период весеннего половодья. В свою очередь, рост температур воздуха летнего сезона увеличивает испарение с поверхности суши и водной поверхности. Расчеты на основе уравнения водно-теплового баланса показали, что изменение соотношения ресурсов тепла и влаги, происшедшее за 1989-2008 гг. (рост $\overline{E}_m$ в 1,04 раза и снижение $\overline{X}$ на 6%), обеспечивает снижение климатического годового стока на малых и средних реках северо-западного Причерноморья до 20-30 %. Уменьшение осадков и рост температур воздуха, вызывающие снижение водности рек, усиливают воздействие водохозяйственных мероприятий. При сохранении современных масштабов водохозяйственной деятельности ее влияние может привести к снижению стока еще на 5-10%.

1.1.4 Внутригодовое распределение стока

Как уже отмечалось, гидрологические наблюдения в пределах Причерноморья весьма ограничены. Поэтому стоковые характеристики, включая и внутригодовое их распределение, непосредственно определить сложно.

В гидрологической практике решение подобных задач осуществляется с помощью рек-аналогов, по которым имеются многолетние ряды наблюдений. В частности, в качестве аналога нами для исследуемого региона использованы данные по р. Тараклия-с.Тараклия (левый приток р. Ялпуг). Установлено, что к многоводному можно отнести 1986 г., к средневодному– 1966 г., а к маловодному – 1974 г. Схема типового распределения стока по месяцам (в % от годовой суммы месячных величин) представлена в табл.1.1.

Анализ табл.1.1 показывает, что в годовом распределении поверхностного стока есть достаточно большие отличия, обусловленные водностью того или иного года. В многоводном году основной приток воды к лиманам будет наблюдаться в течение всего двух месяцев (февраля и марта).

В средний по водности год месячный сток распределен относительно равномерно. Сток маловодного года обеспечивается главным образом за счет первых трех месяцев (января-марта) и дождевых паводков, которые наблюдаются летом. Имеются свои особенности в распределении годового стока по сезонам (табл.1.2).

Таблица 1.1 – Типовое внутригодовое распределение стока в бассейнах Причерноморских лиманов (в %)

Водность года	Месяц					
	I	II	III	IV	V	VI
1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*
Многоводный (1986 г.)	3,9	49,3	25,6	1,2	0,8	3,4
Средневодный (1966 г.)	2,9	9,6	13,7	11,9	6,8	4,4
Маловодный (1974 г.)	10,4	11,6	7,9	5,2	8,0	4,9

Продолжение таблицы 1.1

Водность года	Месяц						Год
	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1	*8*	*9*	*10*	*11*	*12*	*13*	*14*
Многоводный (1986 г.)	5,1	4,2	1,8	2,4	0,8	1,5	100
Средневодный (1966 г.)	8,7	8,2	9,6	12,8	7,3	4,0	100
Маловодный (1974 г.)	26,7	3,5	4,4	5,7	6,6	5,8	100

Таблица 1.2 – Типовое внутригодовое распределение стока в бассейнах Причерноморских лиманов (в %) по сезонам

Водность	Сезон (месяц)			
	весна (II-IV)	лето (V-VIII)	осень (IX-XI)	зима (XII-II)
Многоводный (1986 г.)	76,1	13,5	5,0	5,4
Средневодный (1966 г.)	35,3	28,1	29,7	6,9
Маловодный (1974 г.)	24,6	43,1	16,7	16,2

В пределах региона условно можно выделить 4 сезона: весну (II-IV), лето (V-VIII), осень (IX-XI), зиму (XII-II).

Из табл.1.2 видно, что многоводный год в основном характеризуется высоким стоком весеннего половодья (76,1 %). На другие сезоны приходится

в среднем по 5-10 % - на каждый. В средние по водности годы сток более-менее равномерно распределяется в течение первых трех сезонов (по 28,1-35,3 %), на зиму же приходится лишь 6,9 % годовой суммы. В маловодном году 43,1 % приходится на лето, а в остальные сезоны проходит от 24,6 (весна) до 16,2 % (зима) годового объёма стока.

1.1.5 Грунтовый сток

Для оценки нормы грунтового стока в регионе можно использовать генетический метод, предложенный А.Н. Бефани [13]. В соответствии с этим методом, общий годовой сток представляется в виде двух составляющих: поверхностной $\overline{Y}_{пов}$ и грунтовой $\overline{Y}_{гр}$.

Для временных водотоков, площадь водосборов которых меньше "первой" критической, составляющая $\overline{Y}_{гр}$ равняется нулю, то есть

$$\overline{Y} = \overline{Y}_{пов}. \qquad (1.44)$$

Атмосферные осадки на таких водосборах расходуются на испарение и поверхностный сток, а также, частично, на пополнение запасов грунтовых вод, которые временными водотоками не дренируются.

В естественных условиях по мере роста водосборных площадей происходит постепенное увеличение эрозионного вреза русел рек, а, следовательно, увеличивается степень дренирования основных водоносных горизонтов грунтовых вод, то есть имеет место увеличение притока воды к руслам рек. Увеличение грунтового питания при увеличении размеров водосборных бассейнов происходит до некоторого предела, обусловленного местным базисом эрозии. Площади, при достижении которых наступает стабилизация грунтового питания, называются "второй" критической, а реки при соотношении $F_{1_{кр}} < F < F_{2_{кр}}$ относятся к категории средних. И, наконец, реки с площадями водосборов $F \geq F_{2_{кр}}$ классифицируются как большие. При этих условиях реками полностью перехватываются подземные водоносные горизонты, а их подземное питание равняется величине инфильтрации осадков в грунтовые воды U_0. Влияние площади водосбора и гидрогеологических условий на грунтовый сток учитывается с помощью интегрального множителя φ_1, который равняется

$$\varphi_1 = th\left(a_г \cdot \sqrt[n_з]{\frac{F}{F_{1_{кр}}} - 1} \right), \qquad (1.45)$$

где th – функция гиперболического тангенса;

$a_г$ - параметр, который определяется отношением мощности всех потоков грунтовых вод зоны дренирования (по вертикали) к максимальной глубине дренирования;

$n_з$ - показатель интенсивности нарастания подземного притока вод;

F – площадь водосбора.

Средняя многолетняя величина грунтового стока (норма) определяется по уравнению

$$\overline{Y}_{гр} = U_o \cdot th\left(a_г \cdot \sqrt[n_з]{\frac{F}{F_{1_{кр}}} - 1} \right). \qquad (1.46)$$

В соответствии с [13], норма инфильтрации в пределах описываемой территории изменяется в диапазоне от 5.0 до 1.5 мм, параметр $a_г$=0.25, $F_{1_{кр}}$ изменяется в диапазоне от 20 до 100км^2.

Для определения характера распределения грунтового притока по месяцам в годы разной водности, как и в случае поверхностного стока, использован метод гидрологической аналогии. При этом выделены такие характерные годы: многоводный, средний по водности, маловодный. Грунтовый сток в каждом месяце определялся путем расчленения гидрографов стока за соответствующие годы. На внутригодовое распределение стока маловодных лет существенное влияние оказывают осенние паводки. Так, на осенний сезон маловодного года (октябрь-декабрь) приходится свыше 41 % от общего грунтового притока. В средние по водности годы грунтовый сток определяется стоком весеннего сезона (его вклад в годовую составляющую превышает 40 %). В многоводные годы, кроме весеннего сезона, приток грунтовых вод к лиманам во многом зависит и от осенних паводков. Наглядное представление о внутригодовом распределении грунтового стока можно получить при рассмотрении табл.1.3.

Сравнивая табл. 1.3 и 1.1, можно обратить внимание на то, что грунтовый сток распределен в течение года более равномерно, чем поверхностный. Особенно это касается многоводных и маловодных лет.

Таблица 1.3 – Внутригодовое распределение подземного стока по месяцам (в %)

Водность года	Месяц					
	I	II	III	IV	V	VI
1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*
Многоводный	4.4	6.4	10.3	10.7	11.4	11.3
Средневодный	7.4	10.3	12.6	12.3	12.5	6.5
Маловодный	3.9	4.7	5.1	5.2	5.4	6.0

Продолжение таблицы 1.3

Водность года	Месяц						Год
	VII	VII	IX	X	XI	XII	
1	*8*	*9*	*10*	*11*	*12*	*13*	*14*
Многоводный	8.0	6.4	6.3	7.2	8.4	9.2	100
Средневодный	5.2	5.8	6.5	7.7	7.4	5.8	100
Маловодный	8.0	9.3	11.0	13.4	13.5	14.5	100

1.1.6 Испарение с водной поверхности Причерноморских лиманов

Испарение в северо-западной части Черного моря колеблется от 639 до 886 мм, при норме 764 мм.

Среднемесячные и среднегодовые величины испарения, приведенные в табл. 1.4, были рассчитаны по данным м/ст Болград за 1960-2007 гг. Наибольшее годовое испарение наблюдалось в 1972 г. и составляло 1151мм, наименьшее– 645 мм (в 1978 г.).

Известно, что интенсивность испарения с поверхности соленых водоёмов зависит от концентрации рассола и состава солей. Для сравнения величин испарения рассола разной концентрации пользуются коэффициентом испаряемости, который представляет собой отношение величин испарения рассола той или другой концентрации к величине испарения пресной воды. Он всегда меньше единицы и уменьшается с повышением концентрации

солей в водах. По результатам наблюдений для Сакских (Крым) соляных промыслов были предложены таблицы переходных коэффициентов для расчета величины испарения с поверхности соляных водоемов при минерализации от 90 ‰ и больше. В диапазоне от 0 до 60 ‰ средние значения переходных коэффициентов приводятся в работе С.М. Боброва (по материалам исследований на Каспии). С учетом этих данных представлена полная таблица переходных коэффициентов для расчета величины испарения из соленых водоемов (табл.1.5).

Таблица 1.4 - Средние месячные и годовые величины испарения (мм) с поверхности озера Ялпуг

Месяц										Год
III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
42,8	65,7	105,5	131,6	151,5	139,8	96,6	58,2	25,1	9,9	776,7

Таблица 1.5 – Переходные коэффициенты для расчета величины испарения из соленых водоемов

S, ‰	Месяц							Среднее
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
10	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97
20	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93
40	0,87	0,87	0,88	0,88	0,97	0,90	0,86	0,87
60	0,81	0,81	0,83	0,83	0,89	0,85	0,80	0,82
90	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,8	0,84
180	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,66
260	0,4	0,4	0,5	0,6	0,6	0,5	0,2	0,46
300	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	0,4	-	0,40
330	0,2	0,2	0,3	0,4	0,3	0,3	-	0,28

Рассчитанные средние многолетние значения испарения при разной солености водоема с учетом переходных коэффициентов (табл.1.5) приведены в табл.1.6.

Как видно из табл.1.6, испарение изменяется от 776,7 мм для пресной воды до 220 мм - при солёности на уровне 330 ‰. С другой стороны, при определении солёности водоема в разные периоды года можно воспользоваться зависимостью солёности *S* от уровня воды в лимане. Пример

такой зависимости приводится на рис.1.5, опирающегося на данные по Куяльницкому лиману.

Таблица 1.6 – Средние многолетние значения испарения при разной солёности водоема, мм

S, ‰	Месяц									Год
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	
0	42,8	65,7	105,5	131,6	151,5	139,8	96,6	58,2	25,1	776,7
10	42	64	102	128	147	136	94	56	24	753
20	40	61	98	122	141	130	90	54	23	722
40	37	57	92	116	133	128	87	50	22	676
60	35	53	86	109	125	124	82	47	20	637
90	34	53	84	105	136	126	87	47	20	655
180	26	39	63	92	106	98	68	35	15	510
260	17	26	42	66	91	84	48	12	5	355
300	13	20	32	53	76	70	39	-	-	311
330	9	13	21	39	61	42	29	-	-	220

Водная растительность при наличии её в водоёмах влияет на испарение вследствие интенсивной транспирации влаги. Количественная оценка расходов на испарение с зарастающих водоёмов выполняется на основе наблюдений испарителей, которые загружены монолитами с влаголюбивыми растениями. При отсутствии наблюдений влияние на испарение полупогруженной водной растительности учитывается с помощью переходных коэффициентов, которые вводятся к испарению с открытой водной поверхности [14]. Переходные коэффициенты соответствуют проценту площади, занятой полупогруженными водными растениями и принимаются согласно табл. 1.7.

Таблица 1.7 - Переходные коэффициенты для учёта влияния на испарение полупогруженной водной растительности

Зона	Площади зарослей растений в % от общей площади водоёма				
	10	30	50	75	100
Степная	1,04	1,04	1,24	1,37	1,50

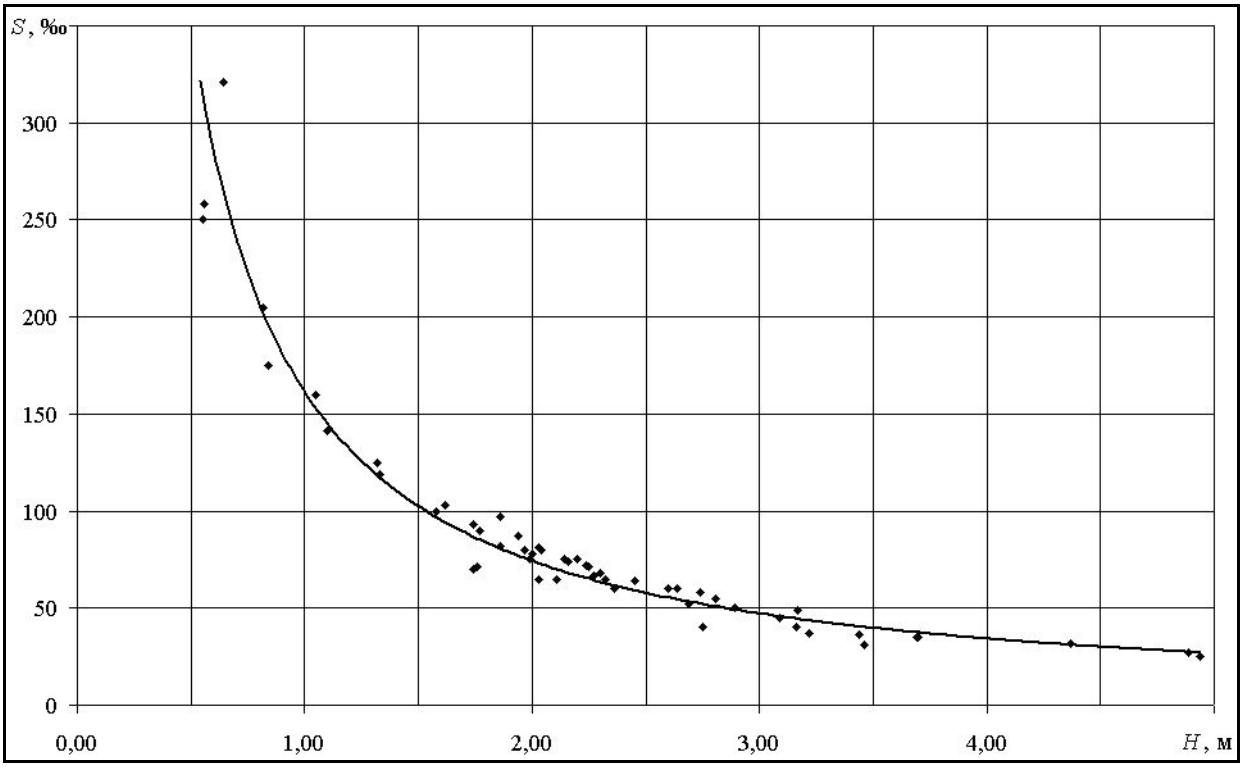

Рис. 1.5 – Зависимость солёности от уровня воды в Куяльницком лимане (уровни воды указаны в м над «0» графика водпоста – минус 7,06 м БС)

1.1.7 Максимальный сток

Максимальный сток является не только важной фазой гидрологического режима большинства рек Украины, но и одной из тех характеристик, от надежного определения которой во многом зависит нормальное функционирование промышленных и сельскохозяйственных объектов, паводковая безопасность населенных пунктов. На рассматриваемой территории характеристики максимального стока связаны с весенним половодьем и ливневыми осадками. Особенностями половодий является то, что они охватывают значительные территории, в то время как паводки обычно имеют локальное распространение. Но и те, и другие могут привести к катастрофическим последствиям.

В Украине фундаментальные исследования формирования максимального стока выполнены А.В.Огиевским (1945), И.А.Железняком (1977), В.И.Мокляком (1957), А.Н.Бефани (1958), П.Ф.Вишневским (1964), Е.Д.Гопченко (2000) и др. К сожалению, начиная с 70-х годов прошлого

столетия, то есть после выхода в свет нормативного документа СНиП 2.01.14-83 теоретические исследования были по-существу прекращены, а вместо этого в региональных гидрометеорологических научных подразделениях осуществлялись, главным образом, уточнения и детализация параметров, которые описывают вышеупомянутые нормативные документы. Негативной стороной было также нормирование характеристик максимального стока паводков и половодий с использованием базовых структур, которые ни с теоретической, ни с методической сторон нельзя считать оптимальными. К тому же, опора лишь на стоковую информацию не всегда позволяет обосновать расчетные характеристики рек юга Украины, где в пределах всей Причерноморской низменности, например, стационарная сеть фактически отсутствует и не только на небольших, но и на средних по размерам водосборах.

Изложенное позволяет сделать вывод о необходимости разработки новых методических подходов к нормированию характеристик максимального стока, которые учитывали бы основные факторы его формирования, а также использовали как стоковую, так и метеорологическую информацию.

Обоснование расчетной методики. Базовая исходная модель, на основании которой построена расчетная методика для определения максимальных расходов воды, опирается на теорию русловых изохрон. Реализуется она в двух вариантах:

1. Когда время руслового добегания t_p меньше продолжительности склонового притока T_0

$$Q_m = \sum_{t_p} q'_t \varepsilon_t f_t \,. \tag{1.47}$$

2. Когда $t_p \geq T_0$

$$Q_m = \sum_{T_0} q'_t \varepsilon_t f_t \,, \tag{1.48}$$

где Q_m - максимальный расход воды;

q'_t - модуль склонового стока;

ε_t - трансформационная функция русло-пойменного регулирования;

f_t - межизохронные площадки, которые можно выразить следующим образом

$$f_t = B_t V_\partial \Delta t \,; \tag{1.49}$$

V_∂ - скорость руслового добегания;

Δt - расчетный шаг по времени.

Для получения алгебраических расчётных уравнений относительно Q_m перейдем от произвольной формы водосборов к прямоугольной. Тогда:

а) при $t_p < T_0$

$$(Q_m)_{np} = B_{cp} V_\partial \sum_{t_p} q'_t \varepsilon_t \Delta t ; \tag{1.50}$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$(Q_m)_{np} = B'_{cp} V_\partial \sum_{T_0} q'_t \varepsilon_t \Delta t , \tag{1.51}$$

где B_{cp} – средняя ширина водосбора;

B'_{cp} – средняя ширина водосбора в пределах действующей площади.

Допуская, что ε_t остается неизменной во времени и в пространстве:

а) при $t_p < T_0$

$$\frac{Q_m}{(Q_m)_{np}} = k_1 = \frac{\sum_{t_p} q'_t B_t \Delta t}{B_{cp} \sum_{t_p} q'_t \Delta t}; \tag{1.52}$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\frac{Q_m}{(Q_m)_{np}} = k'_2 = \frac{\sum_{T_0} q'_t B_t \Delta t}{B'_{cp} \sum_{T_0} q'_t \Delta t}, \tag{1.53}$$

где k_1 – гидрографический коэффициент при условии, что $t_p < T_0$;

k'_2 – гидрографический коэффициент, аналогичный k_1, но в пределах так называемой “действующей площади” водосбора.

В общем случае $B'_{cp} \geq B_{cp}$.

При условии $\Delta t \to 0$ гидрографические коэффициенты будут записаны в интегральном виде, а именно:

а) при $t_p < T_0$

$$k_1 = \frac{\int_0^{t_p} q'_t B_t dt}{B_{cp} \int_0^{t_p} q'_t dt}; \qquad (1.54)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$k'_2 = \frac{\int_0^{T_0} q'_t B_t dt}{B'_{cp} \int_0^{T_0} q'_t dtt}. \qquad (1.55)$$

От (1.52) и (1.53) можно перейти к расчётным уравнениям:

а) при $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{Y_{t_p}}{t_p} k_1 \varepsilon_F; \qquad (1.56)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} k_2 \varepsilon_F, \qquad (1.57)$$

где Y_{t_p} - “действующий” слой стока за время руслового добегания, то есть

$$Y_{t_p} = \int_0^{t_p} q'_t dt; \qquad (1.58)$$

Y_m - общий слой склонового притока за паводок или половодье

$$Y_m = \int_0^{T_0} q'_t dt; \qquad (1.59)$$

$k_2 = k'_2 \frac{B'_{cp}}{B_{cp}}$ - гидрографический коэффициент при условии, что $t_p \geq T_0$.

Для редукционного гидрографа:

а) при $t_p < T_0$

$$Y_{t_p} = q'_m t_p \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \qquad (1.60)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$Y_m = q'_m T_0 \frac{n}{n+1}, \qquad (1.61)$$

где n – параметр, который зависит от формы гидрографов склонового притока;

$(n+1)/n$ – коэффициент неравномерности склонового притока во времени.

Подставив (1.60) и (1.61), соответственно, в (1.56) и (1.57), получим общее уравнение, которое можно положить в основу нормирования максимальных расходов паводков и весенних половодий

$$q_m = q'_m \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F, \qquad (1.62)$$

где q'_m - максимальный модуль склонового притока, причём

$$q'_m = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m; \qquad (1.63)$$

$\psi(t_p / T_0)$ - трансформационная функция распластывания паводковых и половодных волн под воздействием времени руслового добегания:

а) при $t_p < T_0$

$$\psi(t_p / T_0) = 1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n; \qquad (1.64)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\psi(t_p / T_0) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right]; \qquad (1.65)$$

в) при $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\psi\left(t_p / T_0\right) = 1.0; \tag{1.66}$$

ε_F - трансформационная функция, которая обусловлена русло-пойменным регулированием:

а) при $t_p < T_0$

$$\varepsilon_F = \frac{1}{(F+1)^{n_1}} \cdot \left[1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]^{-1}; \tag{1.67}$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\varepsilon_F = \frac{1}{(F+1)^{n_1}} \cdot \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right]^{-1} \cdot \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0}; \tag{1.68}$$

в) при $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\varepsilon_F = 1.0, \tag{1.69}$$

где n_1 – показатель редукции отношения $q_m / q'_m = f(F)$;

m – параметр, который зависит от формы водосборов.

Предложенная расчётная схема (1.62) позволяет:

1. Осуществить нормирование максимальных расходов воды как дождевых паводков, так и весенних половодий.

2. Использовать ее во всем диапазоне водосборных площадей, начиная со склонов и до самых крупных разветвленных речных водосборов.

3. Определять верхние предельные значения максимальных расходов воды для каждого водосбора при помощи (1.63).

Расчет характеристик максимального стока весеннего половодья на территории Причерноморских лиманов.

Исходная формула имеет вид (1.62), то есть

$$q_m = q'_m \psi\left(t_p / T_0 \right) \varepsilon_F, \text{ м}^3/\text{с}\cdot\text{км}^2.$$

Максимальный модуль склонового притока во время весеннего половодья определяется по выражению (1.63)

$$q'_m = 0.28\frac{n+1}{n}\frac{1}{T_0}Y_m, \text{ м}^3/\text{с}\cdot\text{км}^2.$$

Учитывая, что на большей части территории Причерноморья данные по стоку отсутствуют, предлагается вместо Y_m использовать максимальные снегозапасы к началу половодья S_m и осадки x от даты S_m до конца половодья. Тогда

$$Y_m = (S_m + x)\eta, \tag{1.70}$$

где η - расчётный коэффициент стока.

Правая часть (1.70) в расчётном варианте имеет вид

$$P_S = (\overline{S}_m + x)k_{1\%}, \tag{1.71}$$

где $k_{1\%}$ - модульный коэффициент обеспеченностью P=1%, который зависит от коэффициента вариации C_v и соотношения C_s / C_v.

В частности, для исследуемой территории

$$C_v = 0.60 + 0.53\cdot 10^{-3}(\overline{S}_m - 20), \tag{1.72}$$

а (C_s / C_v) =3.5.

С учётом (1.71) формула для q'_m примет расчётный вид

$$q'_{1\%} = 0.28\frac{n+1}{n}\frac{1}{T_0}(S_m + x)_{1\%}\cdot\eta. \tag{1.73}$$

Средний многолетний максимум снегозапасов картирован (рис. 1.6).

Коэффициент неравномерности склонового притока $(n+1)/n$ получен на основе анализа соответствующих коэффициентов речного стока. Он равняется 6.0.

Продолжительность склонового притока T_0 определялась численным путём из базовой формулы (1.62) при использовании метода простой

одношаговой итерации. Обобщение T_0 по территории осуществлено в виде карты, приведенной на рис. 1.7.

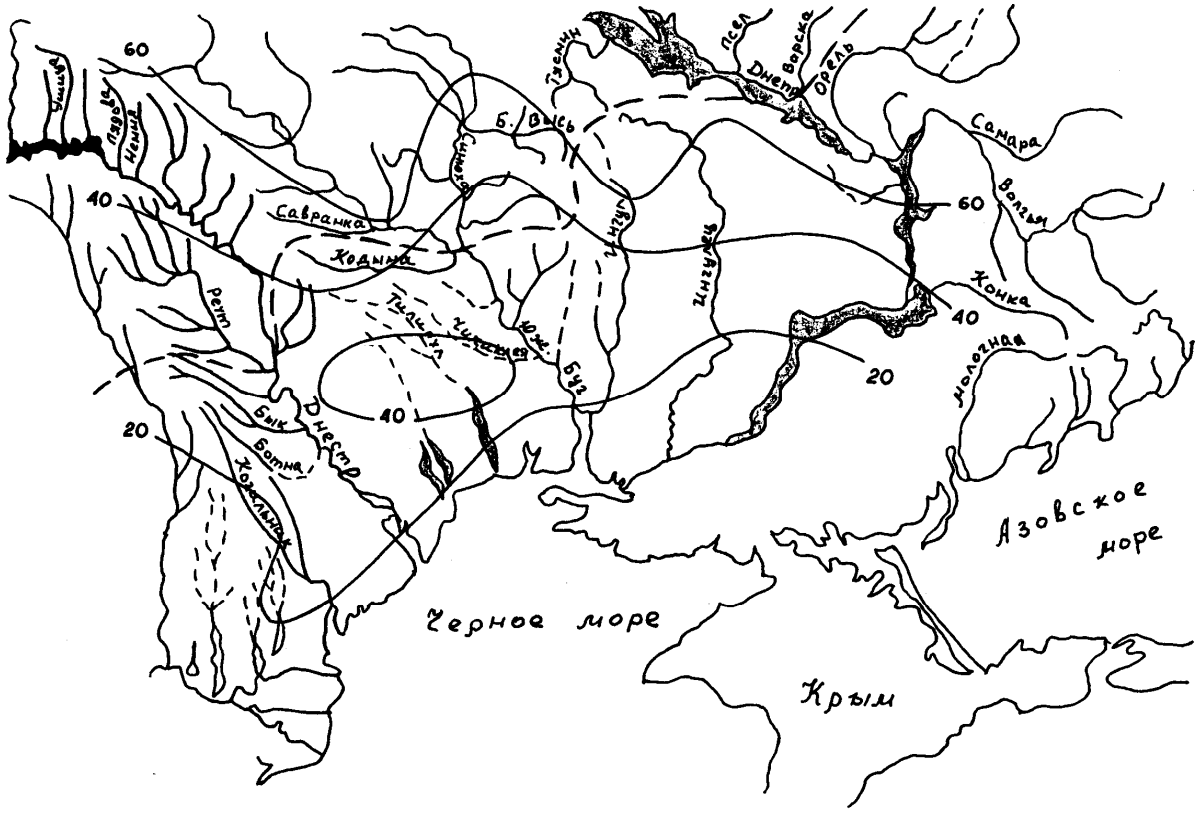

Рис. 1.6 – Распределение по территории средних многолетних снегозапасов к началу весеннего половодья, мм

Осадки за период от даты S_m до конца половодья определяются по эмпирическому уравнению

$$x = 5.4 + 8.1 \cdot \lg(F + 1), \text{ мм.} \qquad (1.74)$$

Коэффициенты стока $\eta_{1\%}$ представлены в табличной форме (табл.1.8). Изменяются они от 0,65 при F=0 (случай склонового стока) до 0,14 – при F=20000 км^2.

Продолжительность руслового добегания устанавливается по отношению гидрографической длины рек L (км) к скорости руслового добегания V_∂ (км/час). Региональная формула V_∂ имеет вид

$$V_\partial = 1.19 \cdot F^{0.14} I^{0.33}, \text{ км/час}, \qquad (1.75)$$

где I – средневзвешенный уклон рек (в $^{o}/_{oo}$).

Показатель формы речных водосборов в формулах для $\psi\left(t_p / T_0\right)$ без существенной погрешности можно принять на уровне m=1.0.

Таблица 1.8 – Коэффициенты стока весеннего половодья $\eta_{1\%}$

F, км^2	0	10	20	50	100	500	1000	2000	5000	10000	20000
$\eta_{1\%}$	0.65	0.46	0.43	0.37	0.33	0.24	0.21	0.20	0.18	0.16	0.14

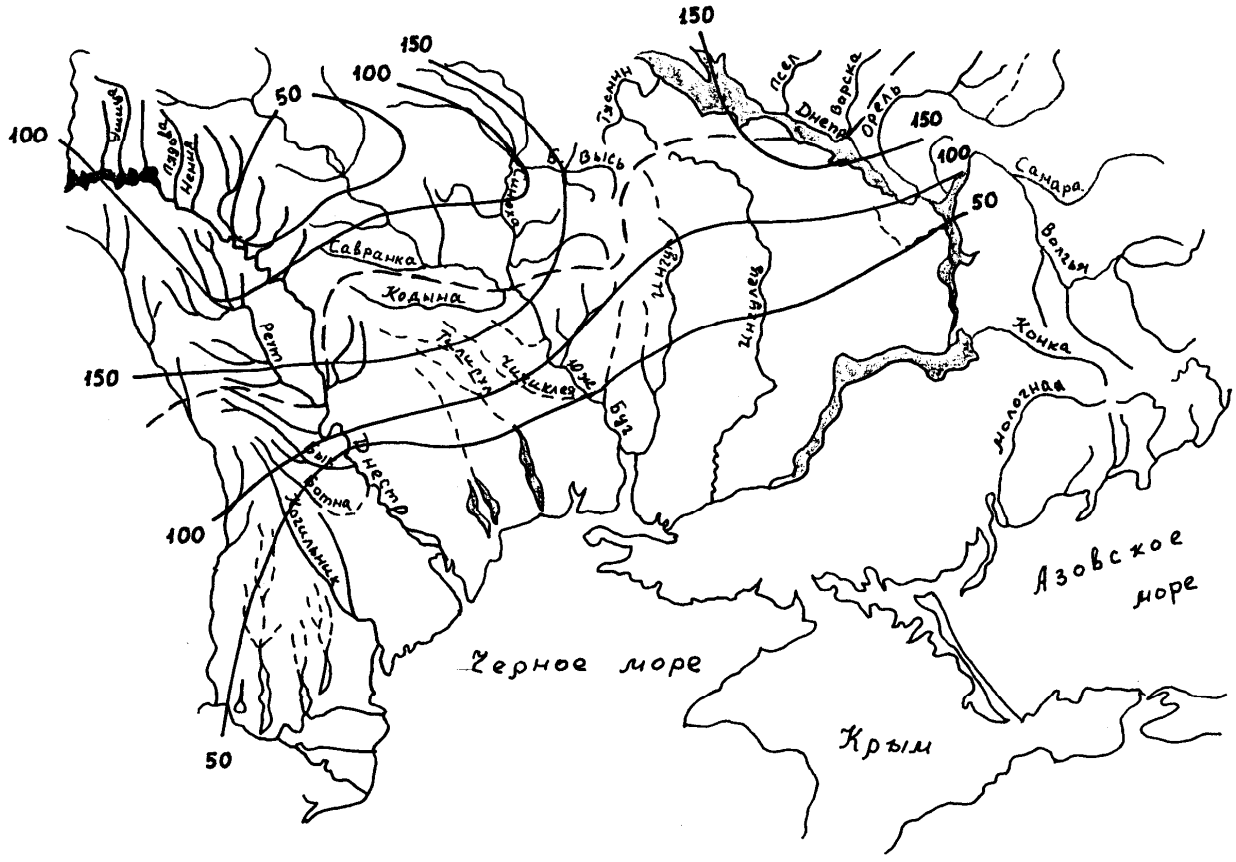

Рис. 1.7 – Изменение по территории расчётной продолжительности склонового притока к русловой сети (часы)

Расчет характеристик максимального стока дождевых паводков.

Исходная формула (1.62) с учетом того, что стоковая информация по паводкам отсутствует, как это было и в отношении весеннего половодья, представлена в варианте, когда вместо слоёв стока используются данные по атмосферным осадкам (ливням). Главный расчётный параметр формулы (1.62) $q'_{1\%}$ будет определяться по уравнению

$$q'_{1\%} = 0.28\frac{n+1}{n}\frac{1}{T_0}H_{1\%}\cdot\eta, \qquad (1.76)$$

где $(n+1)/n$ – коэффициент временной неравномерности паводкового стока;

T_0 - продолжительность склонового притока воды к русловой сети;

$H_{1\%}$ - суточный максимум ливневых осадков 1%-ой вероятности превышения;

η - коэффициент паводкового стока, объединённый с коэффициентом редукции осадков в пространстве $k_н$.

Коэффициент неравномерности склонового притока во времени определялся по той же методике, что и для половодья, и равен 3,5. Продолжительность склонового притока для всей территории южной части Украины рекомендуется принимать на уровне 2,5 час.

Количество осадков за дождь в условиях рассматриваемой территории, о чем свидетельствуют результаты наших исследований, численно совпадает с их суточной величиной H_c. Статистическая обработка временных рядов H_c выполнена с использованием методов моментов и наибольшего правдоподобия с последующим анализом полей параметров $\overline{H}_c$ и C_v приемами совместного анализа данных, предложенного С.Н. Крицким и М.Ф. Менкелем. Установлено, что в пределах всей Причерноморской низменности и прилегающих территорий $\overline{H}_c$ и C_v можно осреднить, приняв такие их значения: $\overline{H}_c$=37,9 мм, а C_v=0,47. Соотношение между C_s и C_v принято на уровне 3,0. Таким образом, расчетные осадки $H_{1\%}$ будут составлять 98,2 мм.

Расчетный коэффициент стока η представлен таблицей (табл. 1.9).

Трансформационная функция $\psi(t_p/T_0)$ для дождевых паводков, в отличие от весеннего водополья, имеет некоторые особенности. Они обусловлены тем, что формирование максимального паводкового стока в

своем большинстве происходит при условии $t_p > T_0$. А это, очевидно, нуждается в учёте формы водосборов, которая отображается при помощи параметра *m*. Таким образом, уравнения для $\psi(t_p/T_0)$ должны быть представлены в виде:

а) при $t_p < T_0$

$$\psi(t_p/T_0) = 1 - \frac{2.86}{1.4(1.4+m)}\left(\frac{t_p}{2.5}\right)^{0.4}; \quad (1.77)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\psi(t_p/T_0) = 0.71\left[\frac{m+1}{m} - \frac{1.4}{m(1.4+m)}\left(\frac{2.5}{t_p}\right)^{m}\right]. \quad (1.78)$$

Таблица 1.9 – Расчётные коэффициенты паводочного стока η

F, км^2	0	10	50	100	200	500	1000
η	0,60	0,53	0,48	0,45	0,40	0,38	0,29

Для определения показателя формы водосборов *m* нами предлагается уравнение

$$\frac{m+1}{m} = 3.0 - 0.25 \cdot \lg(F+1). \quad (1.79)$$

Откуда

$$m = \frac{1}{[3.0 - 0.26\lg(F+1)] - 1}. \quad (1.80)$$

1.2 Численное математическое моделирование гидродинамических процессов в лиманах и их водообмена с морем

В настоящее время наиболее реальным и в большинстве случаев эффективным способом стабилизации гидрологического и гидрохимического режимов изолированных от моря лиманов, управления их экологическим

16. *Склярук Д.И.* Грязевые лиманы, озера, лагуны и заливы Черного и Азовского морей и условия их формирования. – К.: Изд-во КГУ, 1969. – Т. 3. – С. 218-229.

К главе 1

1. *Гопченко Е.Д., Лобода Н.С.* Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных антропогенной деятельностью условиях. – Киев, КНТ, 2005. -188 с.
2. *Режимы влагообеспеченности* и условия гидромелиораций степного края / Под. ред. В.С. Мезенцева. - М.: Колос,1974. - 240с.
3. *Лобода Н.С., Гопченко Є.Д.* Нормування характеристик природного річного стоку України // Наукові праці УкрНДГМІ. – К.: Ніка-Центр. – 2003. – Вип. 252. – С. 5-10.
4. *Лобода Н.С.* Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
5. *Лобода Н.С., Гопченко Є.Д.* Стохастичні моделі у гідрологічних розрахунках. Навчальний посібник. – Одеса: Екологія, 2006. – 200 с.
6. Лобода Н.С. Проблемы гидрологических расчетов в условиях антропогенного воздействия и модель ”климат -сток”// Міжвід. наук. зб. України. - Метеорологія, кліматологія та гідрологія. - Одеса. - 2007. – Вип. 50. частина друга- С. 14 – 19.
7. *Болгов М.В., И.О. Сарманов, О.В. Сарманов* Марковские процессы в гидрологии / Отв. ред. М.Г. Хубларян. – М.: ИВПРАН, 2009. – 210 с.
8. *Гопченко Е.Д., Лобода Н.С.* Оценка возможных изменений водных ресурсов Украины в условиях глобального потепления // Гидробиологический журнал. - Киев: Институт гидробиологии НАН Украины. - т.36, №3. - 2000. - С. 67 - 78.
9. *Loboda N.S.* The assessment of present and future Ukrainian water resources on meteorological evidence // Climat and Water.-1998.-Vol.1.-P.1486-1494.
10. *Лобода Н.С.* Оцінка припливу прісних вод до північно-західної частини Чорного моря. Постановка проблеми та шляхи вирішення. // Причорноморський екологічний бюлетень. 2010. - №2 (36) (червень). – С.63-67.
11. *Лобода Н.С., Тучковенко Ю.С.* Дослідження впливу змін річкового стоку за кліматичними сценаріями на гідроекологічний стан північно-західної частини Чорного моря // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. Серія:біологія. Спеціальний випуск: гідроекологія.- № 3 (44). -2010. – С. 143-145.

12. *Гребінь В.В.* Регіональний ландшафтно-гідрологічний аналіз сучасного водного режиму річок України: Дис…д.геогр.наук: 11.00.07. – Київ, 2010. -440с.
13. *Бефани А.Н.* Основные положения теории речного стока // Труды ОГМИ. – Вып.12. – 1958. – С.99-163.
14. *Клибашев К.П.* Гидрологические расчёты / К.П. Клибашев, И.Ф. Горошков: под ред. А.И. Чеботарёва. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 458 с.
15. *Hess K.W.* MECCA Programs documentation: Technical Report / NOAA. – NESDIS 46. – Washington, D.C., 1989. – 97 p.
16. *Тучковенко Ю.С.* Математическая модель формирования термохалинной структуры и циркуляции вод в лиманах, приустьевых и шельфовых областях северо-западной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: НАН Украины, МГИ.– 2003.– С. 138-153.
17. *Иванов В.А., Тучковенко Ю.С.* Прикладное математическое моделирование качества вод шельфовых морских экосистем. – Севастополь: МГИ НАН Украины.–2006.- 368 с.
18. *Blumberg A.F.* A numerical investigation into the dynamics of estuarine circulation: Chesapeake Bay Institute Tech. Report 91 / Johns Hopkins University.– USA, 1975.– 110 p.
19. *Blumberg A.F.* The influence of density variations on estuarine tides and circulations // Estuarine and Coastal Marine Science.–1978.– № 6.– P. 209 - 215.
20. *Wang D.P., Kravitz D.W.* A semi-implicit two-dimensional model of estuarine circulation // J. Phys.Oceanog.– 1980.– № 3.– P.441 - 454.
21. *Munk W.H., Anderson E.R.* Notes on the theory of the thermocline // J. Mar. Res.– 1948.– № 7.– P. 276 - 295.
22. *Tag P.M., Murray F.W., Koenig L.R.* A comparison of several forms of eddy viscosity parametrization in a two-dimensional long-wave propagation: Technical Memorandum 32 / U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center.– USA, 1979.– 29 p.
23. *Parkinson C.L., Washington W.M.* A large-scale numerical model of sea ice // J. Geophys. Res.– 1979.– № 84.– P. 311 - 337.
24. *Sobey R.J.* Finite-difference schemes compared for wave-deformation characteristics in mathematical modeling of two-dimensional long-wave propagation: Technical Memorandum, 32 / U. S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center.– USA, 1970.– 29 p.
25. *Hess K.W.* Assessment model for estuarine circulation and salinity: Technical Memorandum / NOAA; National Environmental Satellite, Data, and Information Service.– NESDIS AISC 3.– USA, 1985.– 39 p.

26. *Флетчер К.* Вычислительные методы в динамике жидкостей: В 2 т.- М.: Мир, 1991.
27. *Boris J.P. , Book D.L.* Flux-corrected transport: generalization of method // J. Comput. Phys.– 1975. – № 3.– P. 248 - 283.
28. *Restauracion ambiental* de los ecosistemas de influencia del canal del Dique, description y caracterizacion biotica del area. Modelación numérica del canal del Dique, su sistema lagunar y las bahías de Cartagena y Barbacoas: Informe final / Universidad del Norte-CIOH – UN – 1999 - 0010.– Colombia, Cartagena, 1999.– 187 p.

К главе 2

1. *Виноградов К.А., Розенгурт М.Ш., Толмазин Д.М.* Атлас гидрологических характеристик северо-западной части Черного моря.– К:Наукова Думка, 1966.
2. *Гидрометеорологические* условия шельфовой зоны морей СССР: Справочник. Т.4. Черное море .–Л.:Гидрометеоиздат, 1986.– 99 с.
3. *Гопченко Е. Д., Тучковенко Ю. С.* Сценарное моделирование водно-солевого режима Тузловских лиманов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: НАН Украины, МГИ.– 2003.– Вып.10.– С. 243 - 255.
4. *Лиманно-устьевые* комплексы (ЛУК) Причерноморья: географические основы хозяйственного освоения.–Л.: Наука, 1988.– 304 с.
5. *Розенгурт М.Ш.* Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов одесских лиманов.- К.: Наукова думка, 1974.- 217 с.
6. *Розробка* заходів щодо відновлення і підтримання сприятливих гідрологічного і гідрохімічного режимів в районі Тузловської групи лиманів: Звіт про НДР/ Одес.Держ.Екол.Ун-т; № ДР 0103U006209.– Одеса, 2003.– 314 с.
7. *Старушенко Л.И., Бушуев С.Г.* Причерноморские лиманы Одещины и их рыбохозяйственное использование.–Оф ИнБЮМ, Одесса: Астропринт, 2001.–С.32-43.
8. *Тучковенко Ю.С.* Математическая модель формирования термохалинной структуры и циркуляции вод в лиманах, приустьевых и шельфовых областях северо-западной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: НАН Украины, МГИ.– 2003.– С. 138-153.